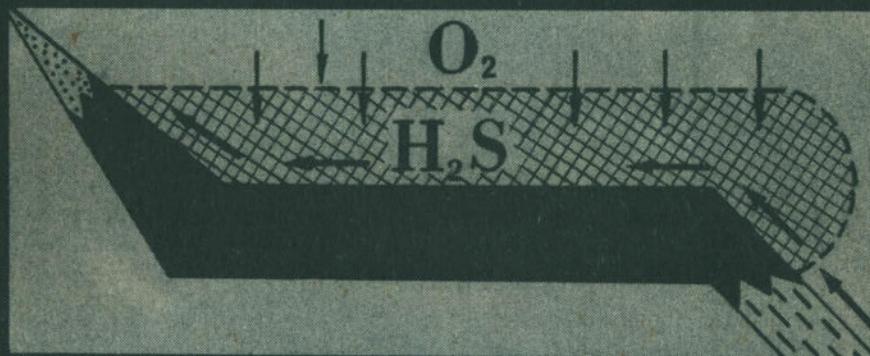


Н.А.СОЗИНОВ Н.Н.ЧИСТЯКОВА
В.А.КАЗАНЦЕВ

МЕТАЛЛОНОСНЫЕ ЧЕРНЫЕ СЛАНЦЫ



Курской магнитной аномалии



„НАУКА“

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ИНСТИТУТ ЛИТОСФЕРЫ

Н.А.СОЗИНОВ Н.Н.ЧИСТЯКОВА

В.А.КАЗАНЦЕВ

МЕТАЛЛОНОСНЫЕ ЧЕРНЫЕ СЛАНЦЫ Курской магнитной аномалии

Ответственный редактор

доктор геолого-минералогических наук

Н.П. ЕРМОЛАЕВ

Уважаемый Святослав Сергеевич,
милый первый редактору,
доброе поздравление в связи с
изданием и перво-
маякской шапки (!)
с приветом из
отца



МОСКВА "НАУКА"

1988

22.12.88 Ильин

Металлоносные черные сланцы Курской магнитной аномалии /
Н.А. Созинов, Н.Н. Чистякова, В.А. Казанцев. — М.: Наука, 1988. —
149 с. — ISBN 5-02-002063-X

В книге рассматривается геологическая ситуация в различных структурно-формационных зонах Курской магнитной аномалии, в которых распространены нижнепротерозойские черные сланцы. На основе литологических и геохимических данных реконструированы первичная природа и условия формирования этих образований. Выявлены закономерности накопления органического вещества и рудогенных элементов. Оценена металлоносность углеродсодержащих комплексов и их формационная принадлежность.

Табл. 30. Ил. 44. Библиогр. 175 назв.

Рецензенты:

доктор геолого-минералогических наук *М.Н. Альтгаузен*,
кандидат геолого-минералогических наук *О.В. Горбачев*

С 1904020000-347 201-88-III
042(02)-88

ISBN 5-02-002063-X

© Издательство "Наука", 1988

ВВЕДЕНИЕ

Изучение геохимических особенностей обогащенных углеродом отложений представляет большой практический интерес в связи с тем, что они характеризуются повышенными концентрациями многих редких и рассеянных элементов и к ним приурочены крупные стратиформные месторождения [96, 98, 125, 140, 171]. Решение генетической проблемы взаимосвязи накопления рудных концентраций элементов с органическим веществом имеет большое теоретическое значение и в настоящее время является одной из важнейших задач литологии [13, 73, 113].

На территории Воронежского кристаллического массива (ВКМ) углеродсодержащие породы встречаются в составе докембрийских метаморфических комплексов различного возраста. Максимального развития они достигают в оскольской серии нижнего протерозоя, которая перекрывает железорудную курскую серию, включающую крупнейшие месторождения железистых кварцитов [24, 33, 44, 81]. Высокие содержания органического углерода и ряда металлов позволили выделить углеродсодержащие отложения оскольской серии в ранг металлоносной углеродистой формации [49].

Несмотря на довольно значительную изученность докембрийского фундамента региона [29, 36, 62, 67, 80, 82, 83], вопросам геохимического изучения углеродистых отложений не уделялось должного внимания. Однако следует подчеркнуть их особую роль в проблеме корреляции докембрийских регионов. Именно в нижнем протерозое фиксируются наиболее значительные по мощности углеродсодержащие толщи [26, 60, 73, 152, 157 и др.], что связано с проявлением цикличности в накоплении органического углерода в истории Земли [75] и эволюцией состава ее атмосферы [115, 128]. Всесторонней геохимической характеристике углеродсодержащих отложений оскольской серии ВКМ и посвящена данная работа. В качестве объектов исследования выбраны две крупные грабен-синклинальные структуры: Рыльская и Тим-Ястребовская района Курильской магнитной аномалии (КМА), — где описаны стратотипические разрезы оскольской серии и которые включают известные в настоящее время рудопроявления полиметаллов, фосфора, марганца. Исходя из этого, авторами решались следующие задачи: 1) проведение литолого-фациального анализа нижнепротерозойских осадочно-метаморфических отложений оскольской серии ВКМ; 2) изучение характера распределения элементов по фациальному профилю осадков; 3) выявление природы органического углерода в угле-

родсодержащих отложениях и оценка его роли в концентрировании рудных элементов; 4) изучение металлогенических особенностей углеродсодержащих пород оскольской серии; 5) проведение палеореконструкции условий формирования отложений оскольского бассейна седиментации.

Авторы пользуются случаем поблагодарить своих коллег за обсуждение результатов и критические замечания: А.Г. Зайцева, О.В. Горбачева, А.Е. Живковича, Н.П. Ермолаева, В.А. Чиненова, П.А. Чеховича, О.Г. Шеремета. В проведении аналитических исследований и статистической обработке материала неоценимую помощь оказали Е.В. Гладкова, В.С. Прохоров, О.В. Nikolaeva, А.В. Гаранин, Д.Д. Бадюков.

ГЛАВА I

ГЕОЛОГО-СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ УГЛЕРОДСОДЕРЖАЩИХ КОМПЛЕКСОВ В РАЗРЕЗЕ ДОКЕМБРИЙСКОГО ФУНДАМЕНТА ВОРОНЕЖСКОГО КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО МАССИВА

Углеродсодержащие породы в составе докембрийского фундамента известны на всех стратиграфических уровнях, начиная с архея. В результате многолетних комплексных исследований в докембрии Воронежского массива выделяются четыре главные стратиграфические единицы (снизу): обоянская, михайловская, курская и оскольская серии [21, 24, 29, 36, 44, 49, 62, 67, 68].

В составе нижнеархейской обоянской серии (комплекс основания) преобладают гнейсы: биотитовые, биотит-амфиболитовые, гранатовые, гранат-пироксеновые, пироксен-амфиболитовые. Среди не затронутых процессами мигматизации гнейсов следует отметить разности с графитом, силлиманитом, кордиеритом. Содержание графита колеблется от 2 до 4%, мощность прослоев графитсодержащих гнейсов варьирует от нескольких сантиметров до 1–1,5 м. В толще гнейсов отмечаются небольшие по мощности и протяженности пачки амфиболитов. Указанный комплекс имеет большое сходство с гранитогнейсовым основанием архея Западной Австралии, Южной Африки, Северной Америки [116].

На архейском основании с перерывом и структурным несогласием залегают более молодые (верхнеархейские) толщи михайловской серии. В ее строении принимают участие метаморфизованные ультраосновные, основные, средние и кислые вулканиты, вулканогенно-осадочные и терригенно-осадочные породы. Нижняя часть серии сложена амфиболитами, метабазитами, зелеными сланцами и маломощными прослоями железисто-кремнистых пород. Средняя часть разреза серии представлена сланцами и гнейсами (биотитовыми, ставролит- и гранатсодержащими, корунд-мусковитовыми, биотит-амфиболитовыми, иногда с гранатом и хлоритом) с подчиненными прослоями аркозовых метапесчаников, железистых кварцитов магнетит-куммингтонитового состава и карбонатных пород. Верхняя часть разреза сложена кварцевыми порфирами и кератофирами с прослоями актинолитовых сланцев и аркозовых песчаников, содержащих примесь биогенного углерода в количестве 0,5–0,6%. Михайловская серия имеет сходство с зеленокаменными поясами Западной Австралии, Южной Африки, Канады [62, 116].

На породах нижнего структурного яруса с угловым и стратиграфическим несогласием залегают терригенно-осадочные образования курской серии нижнего протерозоя.

Разрез отложений курской серии начинается нижней терригенной

формацией (стойленская свита), в состав которой входят конгломераты, кварциты и филлиты, сменяющиеся затем железистыми кварцитами (коробковская свита). Коробковская свита состоит из двух пластов железистых кварцитов, разделенных горизонтом слюдяных и хлоритовых, часто углеродсодержащих, сланцев. Пачка сланцев, где она сохранилась от размыва, также слагает верхнюю часть коробковской свиты, завершая ее разрез. Углеродсодержащие породы часто встречаются и в верхней части стойленской свиты, среди сланцев, подстилающих железорудную толщу.

В породах стойленской свиты прослои углеродсодержащих сланцев характеризуются низким содержанием свободного углерода (0,3—0,6%). Представлен он графитом, равномерно и тонкораспыленным в породе или относительно обогащающим отдельные тонкие слойки. Прослои сланцев, разделяющие железорудные горизонты в коробковской свите, также малоуглеродистые, в них содержание $C_{\text{орг}}$ колеблется от 0,6 до 1,3%. Они повсеместно содержат мелковкрапленный сингенетичный пирит, а содержание сульфидной серы в них достигает 1,7—2,0%. Черные, пачкающие руки породы впервые появляются в разрезе среди сланцев, перекрывающих железистые кварциты в верхней части коробковской свиты. Они имеют филлитовидный облик и черную окраску, обусловленную высоким содержанием (8—12%) тонкораспыленного графита. В составе этих сланцев, помимо графита, отмечаются кварц (30%), биотит и хлорит (30—40%), серицит (20%) и сульфиды. Степень раскристаллизации слюд низкая — размер их чешуек в среднем составляет 0,05 мм. В составе сланцев, обогащенных углеродом, преобладают серицит и хлорит, а в малоуглеродистых развит преимущественно биотит. В участках, сильно обогащенных графитом, неорганогенная часть породы с трудом определяется под микроскопом даже при большом увеличении. Чешуйки графита пронизывают здесь все минералы, и они в проходящем свете становятся совершенно непрозрачными. Мощность высокоуглеродистых горизонтов сланцев колеблется от 2—5 до 20—40 м. Объем углеродсодержащих пород в разрезе курской серии не превышает 13—15%, при этом в коробковской (железорудной) свите их значительно больше, чем в стойленской.

Малоуглеродистые сланцы стойленской свиты являются наиболее обогащенными глиноземом (кремневый модуль 0,31—0,52) в сравнении с углеродистыми породами коробковской свиты, особенно из верхней пачки, перекрывающей железистые кварциты (модуль 0,17—0,29). Сланцы коробковской свиты менее глиноземистые, более мафичны и характеризуются повышенной карбонатностью. Если стойленские углеродсодержащие сланцы образовались в прибрежно-континентальных условиях за счет переотложения высокозрелых докурских кор выветривания, то коробковские более глубоководны, концентраторами Fe и Mg в первичном осадке могли быть монтмориллонит и, возможно, хлорит. Отличительной особенностью химического состава всех углеродсодержащих сланцев является значительное преобладание в них K над Na. Нужно отметить также, что в разрезе отложений курской серии имеет место тенденция последовательного обогащения C более молодых образований.

Подчеркивая унаследованность распределения углеродистого вещества в породах фациального профиля железисто-кремнисто-сланцевой формации КМА от первичных осадков, Н.А. Плаксенко [81] указывает на важную геохимическую роль C в формировании докембрийский железорудных формаций.

Степень регионального метаформизма пород серии соответствует зеленосланцевой фации (кварц-хлорит-мусковитовых сланцев). В зонах экзоконтакта с интрузиями осколецкого и стойло-николаевского комплексов проявлен контактовый метаморфизм, в результате которого образуются среднетемпературные метаморфические фации с гранатом и ставролитом.

Возрастной этап формирования курской серии ограничивается рубежами 2600 ± 100 — 2300 ± 100 млн лет [68, 107].

В качестве возрастных аналогов курской серии следует назвать криворожскую серию Украины, сумийско-сариолийские отложения карельского комплекса Кольского полуострова, удокансскую серию Алданского щита, аравалийскую и делийскую серии Индостанской платформы, системы Анимики и Гуриона Канады и др. В строении курской серии много общего с разрезами железорудных бассейнов Западной Австралии (Хамерсли), Южной Америки (Трансвааль) и др.

Завершает разрез слоистых толщ докембria ВКМ оскольская серия, породы которой трангрессивно залегают на подстилающих образованиях [49, 116]. По своему литологическому составу они существенно отличаются от пород курской серии и не содержат хемогенных железисто-кремнистых отложений — железистых кварцитов. Это различие вformationном составе пород свидетельствует об иной палеотектонической обстановке, существовавшей в период формирования оскольских отложений, и о различных областях питания бассейна седimentации осадков.

Оскольские отложения установлены в тех же крупных грабен-синклиналях, где развита и курская серия (рис. 1). Они отлагались только в наиболее крупных структурах с длительным устойчивым прогибанием: Тим-Ястребовской, Белгородской, Михайловской, Волотовской, Рыльской. Корреляция толщ и свит оскольской серии изученного региона (табл. 1) показала, что все комплексы нижнего протерозоя в большей или меньшей степени развиты в пределах упомянутых структур. Однако особенности тектоно-магматических процессов и посторогенной перестройки обусловили наиболее полное развитие нижней свиты оскольской серии в Рыльской структуре (рис. 2), а верхней — на территории Тим-Ястребовской грабен-синклинали (рис. 3), где они сравнительно лучше изучены.

Характерными чертами строения и состава оскольской серии являются неоднократно повторяющаяся смена грубообломочных отложений (конгломераты, гравелиты) метапесчаниками и сланцами, переходящими к верхам разреза в карбонатно-слюдистые сланцы с горизонтами доломитов и мраморизованных известняков, и широкое распространение углеродсодержащих пород.

Серия подразделяется на две свиты [49]: нижнюю (рогоускую) и верхнюю (тимскую).

Корреляция нижнепротерозойских толщ оскольской серии (PR₁os) ВКМ

Таблица 1

		Свиты и толщи различных синклинальных зон и их состав			
Михайловская	Тим-Ястребовская	Белгородская	Рыльская	Волотовская	
1	2	3	4	5	
Курбакинская					Тимская (предположительно)
Кварцевые порфирь, их туфы, прослои эфузивов основного и среднего составов, метапесчаники, метатекстуры, часто с корой сплоистостью, конгломераты с обломками железистых кварцитов	Углеродистые сланцы, часто сульфидные, алевросланцы, метапесчаники полимиктовые, конгломераты, доломиты, диабазовые и андезитовые порфириты, дациты, туфы	Углеродистые, кварц-слюдистые, карбонатно-слюдистые сланцы, метапесчаники, метаалевролиты, доломиты, мраморизованные доломиты, углеродистые доломиты, лейстистые кварциты	Углеродистые, кварц-серицитовые, карбонатсодержащие сланцы, безуглеродистые биотитовые сланцы, мраморизованные доломиты, углеродистые доломиты, метапесчаники		Тимская
Роговская					Роговская
Кварц-серицитовые, филлитовые, двуслюдянные сланцы, метапесчаники, метатекстуры, с галькой железистых кварцитов	Доломиты, известняки, кальцифиры, парамифболиты, карбонатные слюдистые сланцы, алевросланцы, метапесчаники, метагравелиты, сланцы серигидистые, часто углеродистые, конгломераты с галькой железистых кварцитов	Кварц-серицитовые сланцы, углеродистые доломиты, мраморизованные известняки, метапесчаники, гравелиты, конгломераты с галькой железистых кварцитов	Кварц-серицитовые филлитовидные сланцы, часто углеродистые, метапесчаники, известники, доломиты, конгломераты с галькой железистых кварцитов		Яковлевская

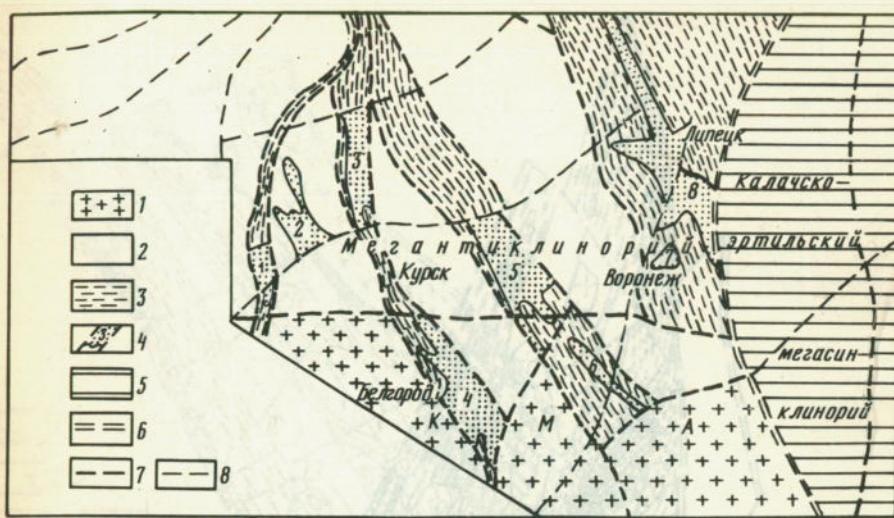


Рис. 1. Структурная схема ВКМ

Мегантиклиниор КМА: 1 — жесткие нижнеархейские массивы, 2 — антиклиниории, 3 — синклиниории, 4 — крупнейшие грабен-синклинали и их номера (1 — Крупецкая, 2 — Рыльская, 3 — Михайловская, 4 — Белгородская, 5 — Тим-Ястребовская, 6 — Волотовская, 7 — Воронежская, 8 — Задонско-Усманская). 5 — Калачско-Эртильский мегантиклиниор, 6 — зоны глубинных разломов, разделяющие мегаблоки, 7 — глубинные разломы второго порядка, 8 — крупные региональные разломы

Нижняя подсвита роговской свиты сложена филлитовидными кварц-биотитовыми, кварц-серицитовыми сланцами с подчиненными прослойями карбонатных пород, полимиктовых песчаников и конгломератов. В верхней подсвите преобладают доломитовые мраморы, кальцифиры с прослойями параамфиболитов, песчаников и сланцев.

Стратиграфическим аналогом роговской свиты в Белгородской структуре является яковлевская свита, существенно терригенная по составу отложений [29]. Характер взаимоотношения яковлевской свиты с подстилающими образованиями в связи со слабой изученностью района не установлен, предполагается ее залегание со структурным несогласием.

Свита расчленяется на две подсвиты (снизу вверх): конгломерато-сланцевую и карбонатно-песчанико-сланцевую, — стратиграфически сопоставляемые с нижне- и верхнероговской подсвитами. Одной из особенностей яковлевской свиты является насыщенность слагающих ее пород обильными включениями минералов Fe — магнетита и железной слюды.

Углеродсодержащие породы в разрезе роговской свиты играют резко подчиненную роль, слагая небольшие по мощности пласти (до 8—15 м) малоуглеродистых сланцев, большей частью тяготеющих к ее верхней части. Иногда черные сланцы группируются в довольно мощные пачки (до 300—400 м), содержащие прослои карбонатных пород мощностью до 27 м, как, например, в верхах разреза нижней подсвиты яковлевской свиты. Прослои слагаются кварцево-слюдистыми кальцитовыми доломитами, нередко содержащими примесь углеро-

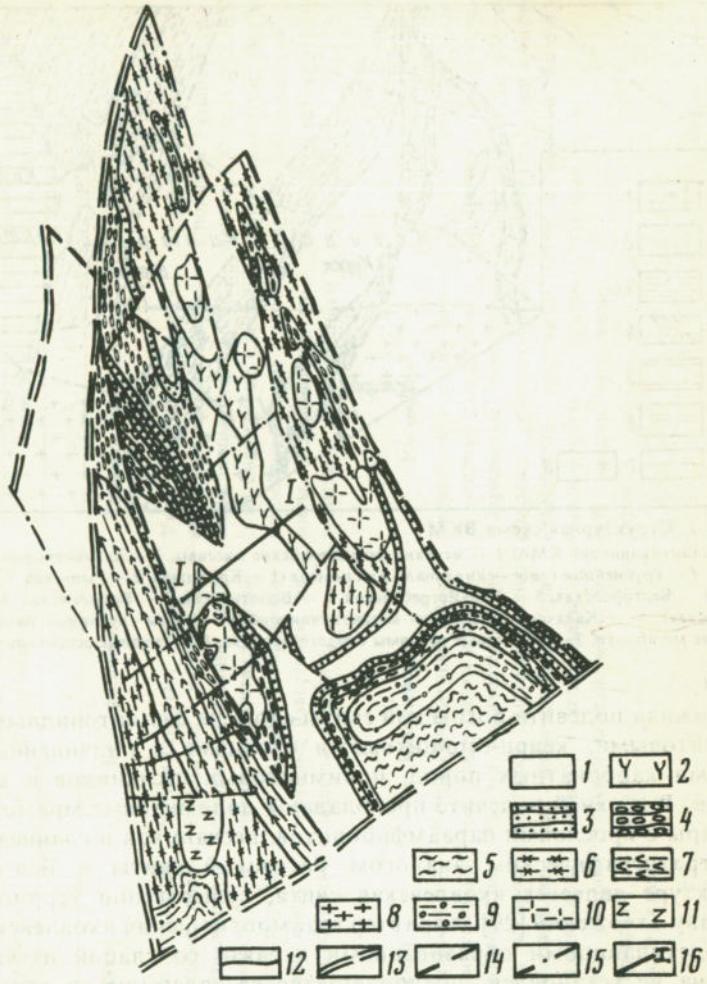


Рис. 2. Схематическая геологическая карта Рыльской грабен-синклинальной структуры масштаба 1:500 000. Составлена Н.А. Скулковым по материалам Юго-Западной ГРЭ

Оскольская серия (PR₁) нерасчлененная: 1 — кварц-серицитовые сланцы, доломиты, углеродистые сланцы, прослон кварцитопесчаников, кальцифиров, амфиболов. 2 — предположительно эфузивы по геофизическим данным; курская серия (PR₁): 3 — коробковская свита — железистые кварциты, биотит-хлоритовые и филлитовидные сланцы. 4 — стойленская свита — кварциты, метапесчаники, конгломераты, мусковитовые сланцы; 5 — михайловская серия (AR₂), александровская и лебединская свиты нерасчлененные — амфиболиты, диабазовые и андезитовые порфириты; 6 — обоянская серия (AR₁) — плагиогнейсы, амфиболиты; интрузивные и ультраметаморфические образования: 7 — мигматиты, 8 — гранодиориты стойло-николаевского комплекса (PR₂), 9 — плагиогнейсы салтыковского комплекса (AR₂); интрузивные породы по геофизическим данным: 10 — гранитоиды, 11 — габбройды; 12 — стратиграфические контакты; разломы: 13 — региональные глубинные, 14 — внутриблочные, 15 — IV порядка; 16 — положение изученных разрезов

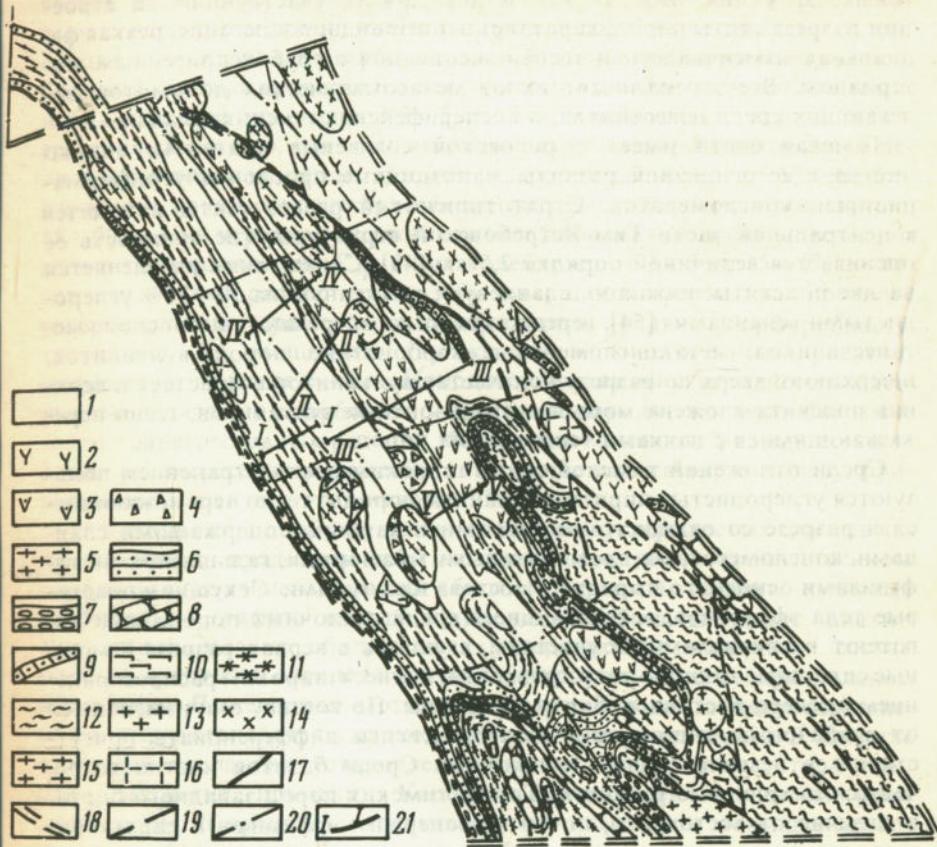


Рис. 3. Схематическая геологическая карта Тим-Ястребовской грабен-синклинальной структуры масштаба 1:500 000. Составлена В.А. Казанцевым по материалам Юго-Западной ГРЭ

Оскольская серия (PR₁). Тимская свита: 1 — углеродистые сланцы, метатуфы, диабазовые порфириты, метапесчаники, 2 — преимущественно вулканиты, 3 — вулканиты в переслаивании с метаосадочными породами, 4 — эруптивные брекчи. 5 — роговская свита — кварц-серицитовые сланцы, доломиты, метапесчаники, метаконгломераты в основании разреза. Курская серия (PR₁): 6 — коробковская свита, 7 — стойленская свита, 8—9 — отложения (8 — нерасчлененные, 9 — погребенные под породами оскольской серии). 10 — михайловская серия (AR₂), александровская и лебединская свиты нерасчлененные. 11 — обоянская серия (AR₁). 12 — мигматиты, 13 — граниты, гранодиориты; 14 — субщелочные граниты атаманского комплекса (PR₂); 15 — гранодиориты и диориты стойлониколаевского комплекса (PR₁); 16 — гранитоиды по геофизическим данным; 17 — стратиграфические контакты; разломы: 18 — региональные глубинные, 19 — внутриблочные, 20 — IV порядка; 21 — положение изученных разрезов

дистого вещества; их нормативный минеральный состав по пересчету химических анализов (в %): доломит — 74,0; кальцит — 10,0; серицит — 4,5; кварц — 10,7; альбит — 0,6; гематит — 0,2. Углеродистое вещество в карбонатсодержащих сланцах и известково-силикатных породах роговской свиты представлено тонкораспыленными чешуйками графита.

Доломитовые кальцифиры относятся к типу седиментационных плас-

товых. Для них, так же как и для других участвующих в строении разреза свиты пород, характерно линзовидное залегание, резкая фацальная изменчивость и тесная ассоциация с груботерригенным материалом. Все это отличает их от метасоматических доломитов, залегающих среди известняков, в послерифейских геосинклиналях.

Тимская свита имеет с роговской согласные контакты, однако иногда в ее основании развиты маломощные прослои внутриформационных конгломератов. Стратотипический разрез свиты находится в центральной части Тим-Ястребовской структуры, где мощность ее оценивается величиной порядка 2,5 км [49]. Свита также расчленяется на две подсвиты: нижнюю, сланцевую, сложенную на 50—70% углеродистыми сланцами [54], среди которых встречаются прослои метапесчаников, метаконгломератов, карбонатных пород, вулканитов, и верхнюю: вверх по разрезу количество вулканитов возрастает и верхняя подсвита сложена мощными горизонтами вулканитов, тесно перемежающимися с пачками терригенных пород.

Среди отложений тимской свиты широким распространением пользуются углеродистые пиритизированные породы, тесно перемежающиеся в разрезе со слюдисто-кварцевыми и карбонатсодержащими сланцами, конгломератами, tremolитовыми мраморами, кальцифирами, эфузивами основного и среднего состава и их туфами. Секущие и пластовые тела эфузивов, встречающиеся среди осадочных пород, чаще тяготеют к приразломным участкам, сгущаясь в верхах разреза в мощные сплошные толщи — покровы, пользующиеся широким распространением в северо-восточном борту структуры. По составу они изменяются от диабазов до андезитов и дацитов. Кислые дифференциаты присутствуют в незначительном количестве. Среди базитов иногда встречаются пикритовые разности. Толща тимских пород западного борта, в отличие от восточного, почти не содержит эфузивов и характеризуется миогеосинклинальным типом разреза.

Степень регионального метаморфизма пород соответствует фации зеленых сланцев. В пределах блоков, характеризующихся более глубоким эрозионным срезом, интенсивность метаморфизма выше и нередко достигает эпидот-амфиболитовой фации. Породы интенсивно дислоцированы, собраны в сжатые кругопадающие изоклинальные складки с падением слоев в крыльях — 45—80°. Отмечается несколько систем разрывных нарушений, выполненных зонами брекчированных и гидротермально измененных пород, несущих прожилково-вкрапленную сульфидную минерализацию. Зоны разломов сопровождаются дайками диоритовых порфиритов и гранодиорит-порфириров, кварцевыми жилами и интенсивной гранитизацией с выделением участков мономинерального графита.

С западного борта структуры углеродсодержащие отложения в разрезе тимской свиты пользуются доминирующим развитием. Их количество достигает 60—70% всего объема участвующих в строении свиты пород. Среди углеродистых сланцев по минеральному составу различаются тонкослоистые кварцево-слюдистые, существенно биотитовые и серицитовые, часто с карбонатами, иногда с гранатом и ставролитом, породы, несущие характерную сингенетическую вкрапленность пи-

рита и пирротина. Черносланцевая толща тимской свиты характеризуется ритмичным строением. Для нее характерна частая перемежаемость псефитовых (конгломераты, гравелиты), псаммито-алевритовых осадков с пелитовыми и карбонатными. Мощности кластогенных пород, большей частью представленных олигомиктовыми метапесчаниками, небольшие и не превышают 3—5 м. Они залегают в основании трансгрессивных ритмов, сменяясь вверх по разрезу алевропелитовыми и пелитовыми породами, содержащими углеродистый материал. Углеродсодержащие пачки относительно более крупные, их мощность достигает 15—50 м. Они нередко содержат примесь карбонатов, преимущественно кальцита, а количество C_{org} в них колеблется от 3—5 до 15—17, достигая в отдельных разностях 27—30%. Завершаются ритмы, как правило, углеродистыми мраморами, содержащими редкие порфиробласти tremolита. Их мощности, так же как и кластогенных прослоев, невелики — не более 3—8 м. Наиболее обогащены углеродистым материалом пелитовые и карбонатно-пелитовые породы, слагающие верхние части трансгрессивных ритмов. Небольшая мощность ритмов и отсутствие их регressiveных частей также свидетельствуют в пользу флишоидного характера этих отложений.

Основным породообразующим минералом углеродистых сланцев является кварц, представленный мелкими зернами; в количественном отношении подчинены слюды (биотит, серицит), хлорит, лучистые амфиболы, графит, иногда ставролит, карбонаты, пирит, апатит. В участках, сильно обогащенных углеродистым веществом, состав породы с трудом определяется под микроскопом даже при сильном увеличении. Пылевидные частицы графита пронизывают здесь все минералы, и они становятся в проходящем свете непрозрачными. В качестве примесей в сланцах установлены полевой шпат, гранат, турмалин, сфен, магнетит, ильменит. Карбонат представлен кальцитом, реже доломитом. В пределах отдельных слоев отмечается повышенное содержание Mn, который связан с карбонатами (манганокальцит и родохрозит) и гранатом спессартин-андрадитового состава. Здесь содержание MnO относительно возрастает, достигая 4—9%. Мощность слоев, характеризующихся повышенной марганценосностью, колеблется от 2 до 11 м. Характерно, что углеродистое вещество является важным фактором, контролирующим повышенную марганценосность.

С прослойями высокоуглеродистых сланцев связана повышенная фосфатоносность. Содержание P_2O_5 в таких прослоях достигает 2—5 и реже более процентов, фосфаты представлены мельчайшими (0,01—0,1 мм) зернами, встречающимися среди фосфатизированного слюдисто-углеродистого материала. Фосфатоносные пачки имеют тонкоритмичное строение за счет чередования высокоуглеродистых, обогащенных фосфатами прослоев мощностью от нескольких миллиметров до 2—10 см, реже — большей с малоуглеродистыми слюдисто-кварцевыми алевролитами. Мощность пачек, характеризующихся повышенной фосфатоносностью, достигает 20 м. Многократное появление фосфатсодержащих пород в вертикальном разрезе тимской свиты определяется в основном ее циклическим строением. Каждая из выделяемых фосфатсодержащих пачек представляет собой законченный

ритм. Горизонты фосфатсодержащих пород локализуются в средней части разреза вблизи ритмов прерывистого типа, характеризующих трансгрессивные стадии процесса осадкообразования.

Фосфатоносные углеродистые породы относительно обогащены редкими землями цериевой группы. Сумма редких земель по четырем анализам составляет 240 г/т, преобладают церий, лантан и неодим.

Углеродсодержащие породы подверглись глубоким вторичным преобразованиям, изменившим их простой изначальный облик под воздействием поздних процессов метасоматоза, выразившегося в окремнении, серicitизации, карбонатизации, биотитизации, а в ряде случаев амфиболизации и хлоритизации, которые часто сопровождаются осветлением пород.

Отложения оскольской серии претерпели региональный метаморфизм низкотемпературной зеленосланцевой фации и высокотемпературных ступеней эпидот-амфиболитовой фации. Характер метаморфизма зональный [83] и отражает различия в тектонической истории отдельных структур.

По геотектоническому положению, особенностям строения разреза, литологии и вещественному составу пород оскольская серия относится к вулканогенно-терригенной формации молассоидного типа, характеризующей заключительный, субплатформенный, этап развития нижнепротерозойской подвижной зоны ВКМ.

Возраст супракrustальных нижнепротерозойских образований ВКМ укладывается в интервал 2,6—2,0 млрд лет [21, 78, 80]. Курская серия, содержащая железистые кварциты, формировалась в интервале 2,6—2,3 млрд лет [107]. Верхняя возрастная граница оскольской серии -2000 ± 100 млн лет определена многочисленными датировками, полученными калий-аргоновым методом по биотиту и амфиболу из гранодиоритов стойло-николаевского интрузивного комплекса, прорывающих эти отложения. Следовательно, время ее формирования соответствует этапу, ограниченному рубежами 2300 ± 100 — 2000 ± 100 млн лет.

В качестве синхронных оскольской серии образований следует назвать фрунзенскую серию Криворожско-Кременчугского пояса и верхнюю часть (гданцевскую и глееватскую свиту) криворожской серии Приднепровского района Украины, ятулийско-суйсарские отложения карельского комплекса и печенгскую серию Балтийского щита, каменскую надсерию удоканской серии Сибирской платформы, серию Эт-Тэн, формацию Мартин Канады и другие коррелируемые с ними подразделения.

Таким образом, углеродсодержащие породы широко развиты в составе докембрийского фундамента ВКМ. Распространенность их возрастает от архейских образований комплекса основания, где они занимают не более 5% общей мощности отложений, к нижнепротерозойским осадочно-метаморфическим комплексам курской и оскольской серий, в которых их мощность составляет от 10—30 до 30—70%. Начиная с рубежа 2,3 млрд лет углеродсодержащие породы в большом объеме накапливаются в устойчиво погружающихся крупных структурах (Тим-Ястребовской, Белгородской, Рыльской, Волотовской и др.). Их формирование происходило в интервале от 2,3 до 2 млрд лет.

Автономное и длительное развитие складчатых прогибов предопределило специфические черты строения оскольской серии в пределах отдельных структур. Стратотипический разрез роговской свиты установлен на территории Рыльской структуры, где он имеет мощность до 2 км. Для тимской свиты стратотипический разрез описан в центральной части Тим-Ястребовской структуры, где мощность тимской свиты оценивается в 2,5 км и более.

ГЛАВА 2

ПАРАГЕНЕТИЧЕСКИЕ АССОЦИАЦИИ УГЛЕРОДСОДЕРЖАЩИХ ПОРОД ОСКОЛЬСКОЙ СЕРИИ

Появление в кристаллическом фундаменте ВКМ углеродсодержащих пород в большом объеме относится к нижнему протерозою и достигает максимального развития в период формирования отложений оскольской серии. Детальные геологические, литологические и петрохимические исследования позволили выделить три ассоциации пород, в которых углеродсодержащие разности являются доминирующими: углеродисто-карбонатную, углеродисто-терригенную и углеродисто-вулканогенную. Эти ассоциации пород прослеживаются во всех синклинальных зонах ВКМ и могут служить реперами для стратиграфической корреляции с другими докембрийскими регионами. Каждая из них последовательно отвечает трем возрастным уровням развития докембрийских палеобассейнов, в течение которых формировались отложения роговской, нижнетимской и верхнетимской свит, что соответствует возрастному интервалу 2,3—2,0 млрд лет.

РОГОВСКАЯ СВИТА

Отложениями роговской свиты начинается оскольский этап развития ВКМ. Роговская свита залегает трансгрессивно с угловым несогласием на подстилающих породах курской серии. Базальные конгломераты роговской свиты достоверно установлены в Тим-Ястребовской структуре и в западной части Белгородской структуры. Их локальное распространение привело многих исследователей к выводу о возможном наличии местных размывов прибрежных и островных поднятий и о вероятном отсутствии крупного повсеместного перерыва в осадконакоплении [62]. Наибольшим распространением роговская свита пользуется в составе супракrustальных образований, слагающих Рыльскую синклинальную структуру. В пределах Тим-Ястребовской грабен-синклинали породы роговской свиты слагают западный фланг и частично центральную часть структуры и имеют иной состав, отражающий фациальную латеральную изменчивость.

В пределах Рыльской грабен-синклинальной структуры в обобщенном разрезе свиты (рис. 4) выделяются три горизонта: карбонатно-сланцевый (А), карбонатный (Б) и сланцевый (В).

Горизонт А не выдержан по мощности. В центральной части

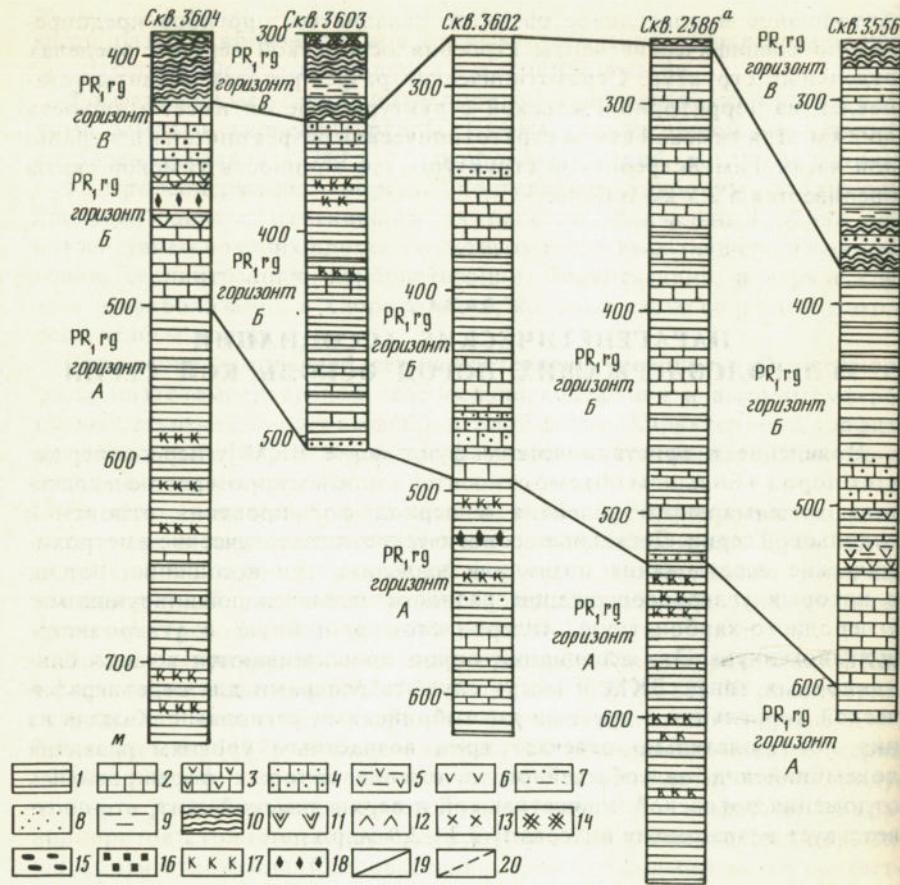


Рис. 4. Стратиграфический разрез роговской свиты в центральной части Рыльской структуры (разрез по линии I—I)

1 — углеродистые сланцы различного состава; 2 — карбонатные породы; 3 — кальцифиры; 4 — пьсаммитовые доломиты; 5 — хлорит-карбонатные породы; 6 — амфиболиты; 7 — кварц-серизитовые, серизит-кварцевые породы; 8 — кварциты, кварцитопесчаники; сланцы; 9 — кварц-биотитовые, 10 — кварц-серизитовые, 11 — плагиоклаз-кварц-актинолитовые; 12 — диабазы, андезитовые порфириты; 13 — дайки среднего и основного состава; 14 — кора выветривания; минерализация; 15 — фосфатная, 16 — сульфидная, 17 — карбонатная; 18 — порфиробласты граната; границы; 19 — горизонтов, 20 — пачек

Рыльской структуры (разрез I—I) он имеет максимальную мощность — 160 м. В его составе присутствуют кварц-биотитовые, двуслюдянные сланцы, нередко углеродистые, которые переслаиваются с доломитсодержащими разностями тех же сланцев. Доломитовые прослои небольшой мощности редки и появляются выше по разрезу. Преобладают доломитсодержащие сланцы, которым подчинены углеродистые с содержанием $C_{\text{орг}}$ от 5 до 10%. В верхней части горизонта наблюдается интервал углеродсодержащих сланцев с повышенной фосфатоносностью (скв. 3603; глубина 378,8 — 425,4 м), который выклинивается к восточной части разреза.



Рис. 5. Полимиктовый песчаник роговской свиты. Округлые обломки кварца и полевых шпатов заключены в серицит-карбонатный цемент.

Увеличение 90. Поляризованный свет

Горизонт Б сложен преимущественно доломитами, доломитизированными известняками с редкими прослойями доломитсодержащих сланцев. Наиболее полно горизонт представлен в северо-западной части разреза (скв. 3602, глубина 275—492,5 м). Строение горизонта тонкоритмичное. В верхней части горизонта (скв. 2586а, глубина 320—328 м) встречаются углеродсодержащие доломиты с сульфидной минерализацией прожилкового типа, в которой преобладают галенит, пирротин, халькопирит. Углеродсодержащие сланцы ($C_{\text{опр}} > 5\%$) занимают до 30% общего объема разреза. С доломитами тесно связаны кварцитопесчаники и псаммитовые доломиты, имеющие взаимные переходы. Кварцитопесчаники однообразны по составу, мелкозернистые, как правило, безуглеродистые. Обломки кварца и полевых шпатов округлые, окатанные, в матриксе серicit-карбонатного состава, со слоистой текстурой (рис. 5). В юго-восточной части разреза встречаются кварцитопесчаники с гематитом (скв. 2887, 2588) и магнетитом. Горизонт Б имеет максимальную мощность в центральной части разреза (до 250 м).

Горизонт В по строению имеет много общих черт с горизонтом А, однако его верхняя часть представлена хлоритовыми разностями безуглеродистых сланцев. Углеродистые сланцы доломитизированы и имеют подчиненное значение в разрезе (не более 10% общего объема

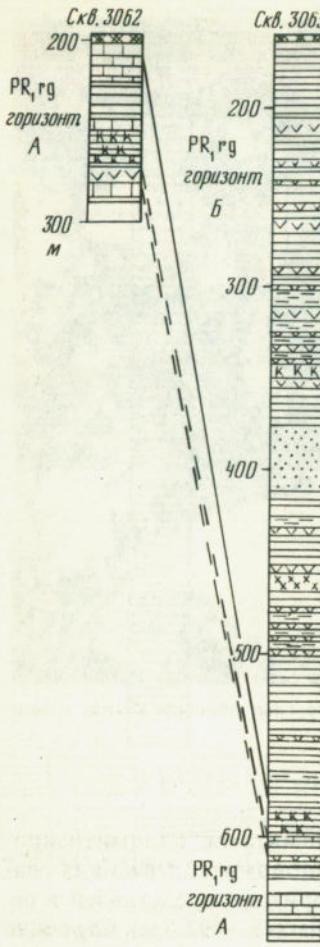


Рис. 6. Стратиграфический разрез роговской свиты в западной части Тим-Ястребовской структуры (разрез по линии I—I)

Условные обозначения см. на рис. 4

разреза). Мощность горизонта более 100 м.

В пределах Тим-Ястребовской грабен-синклинальной структуры разрез роговской свиты начинается горизонтом А, который представляет собой чередование доломитов, силикатных мраморов, кварц-серицитовых и кварц-биотит-хлоритовых карбонатных сланцев (рис. 6).

Горизонт Б представлен чередованием прослоев доломитов, биотит-сериицитовых биотитовых сланцев и амфиболитов. Доломиты, как правило, содержат различное количество примеси некарбонатного материала. Мощность отдельных прослоев от десятков сантиметров до первых метров. Преобладают амфиболиты и доломитизированные разности сланцев.

Строение горизонта Б носит черты отчетливой ритмичности. Ритмичнослоистые, отложения, включающие тремолитовые амфиболиты, биотит-амфиболовые, амфиболовые сланцы, кальцифирь и доломиты, слагают верхние комплексы роговской свиты и широко представлены в разрезе свиты в пределах западных флангов Тим-Ястребовской структуры. Исследование ритмичности [27] показало, что в основании наиболее полных ритмов залегают биотит-амфиболовые сланцы. Мощность таких ритмов достигает 1—1,5 м. Отмечаются горизонты тонкого (микроритмичного от 1—2 мм до 1—2 см) чередования слойков общей мощностью от 10—15 до 50—80 см. В нижней и верхней частях разреза общее количество карбонатных прослоев и их мощность увеличиваются (см. рис. 6, скв. 3065).

Устанавливается два типа разрезов, которые характеризуют латеральную фациальную изменчивость. Первый тип разреза выявлен в пределах Рыльской структуры и характеризуется широким распространением карбонатных пород. Углеродистые отложения, представленные кварц-сериицитовыми, двуслюдянymi сланцами и их карбонатными разностями, имеют подчиненное значение.

Второй тип разреза установлен в западной части Тим-Ястребовской структуры и отличается меньшим развитием карбонатных пород. Нижняя часть разреза (горизонт А) сложена преимущественно сланцами

с подчиненными прослойками карбонатных пород, амфиболитов и пачкой метаконгломератов в основании.

Метаконгломераты, залегающие в основании разреза свиты на размытой поверхности железистых кварцитов курской серии, кроме галек окисленных железистых кварцитов, содержат обломки кварца, кварцитов, окатанные зерна граната, ильменита и других минералов тяжелой фракции. Установленная мощность конгломератового слоя не превышает 8 м. Обломочные породы, слагающие базальные части крупных ритмов (метагравелиты, метапесчаники), содержат обломки кварцитов и кристаллических известняков, сцепментированных кварц-биотитовой массой с примесью магнетита.

Сланцы по составу представлены следующими разновидностями: кварц-сериицитовыми, кварц-хлорит-сериицитовыми с примесью магнетита (до 10—15%), нередко карбонатсодержащими и углеродистыми. Из аксессорий в значительном количестве встречаются апатит, циркон и турмалин.

Амфиболиты тесно ассоциируют с карбонатными породами, образуя тонкоритмичное чередование с мощностью прослоев от нескольких миллиметров до 10—20 см, что особенно четко проявляется в керне скв. 3061 и 3065 в западном борту структуры. Основными породообразующими минералами параамфиболитов являются тремолит и плагиоклаз; в подчиненном количестве встречаются биотит, кварц, кальцит, доломит, эпидот, хлорит.

Ритмичнослоистое строение толщи, тонкое переслаивание амфиболитов с карбонатными породами свидетельствуют о первично-седиментогенном ее происхождении.

В верхней части разреза свиты (горизонт Б) преобладают карбонатные породы с прослоями терригенных, часто углеродсодержащих, сланцев, метаалевролитов, метапесчаников и метагравелитов.

Среди карбонатных пород по соотношению кальцита и доломита выделяются мраморы доломитовые, кальцит-доломитовые, доломит-кальцитовые, реже кальцитовые, в различной степени обогащенные силикатными минералами, среди которых преобладают слюды, кварц, амфиболы, иногда полевые шпаты. Наибольшим распространением пользуются смешанные силикатно-карбонатные породы — кальцифирь; свободные от примеси, т.е. чистые, мраморы в разрезе практически отсутствуют. В то же время карбонатная составляющая является необходимым компонентом при формировании почти всех пород свиты. Основными породообразующими минералами являются доломит, образующий ромбовидные зерна, и кальцит, характеризующийся изометрическими кристаллическими формами. Преобладает доломит, содержащий изоморфную примесь Fe.

Установленное тонкоритмичное ритмичнослоистое строение горизонта Б и значительная мощность указанных отложений (до 2 км) позволяют считать, что характер седиментации роговской свиты близок к условиям формирования флишевых толщ. Углеродистые сланцы являются закономерным членом разреза и слагают верхние части ритмослоев; кроме того, углеродистое вещество в тонкораспыленном виде присутствует и в карбонатных породах. Анализ химизма пород

и основных наиболее информативных петрохимических коэффициентов дает основание предполагать, что существенная часть терригенної составляющей отложений роговской свиты представлена продуктами дезинтеграции основных вулканитов.

Терригенные отложения роговской свиты отличаются от аналогичных пород курской серии повышенным титановым модулем (0,06—0,167), более высокой степенью окисленности Fe и менее зрелым осадочным материалом, пелитовая составляющая которого имела полимиктовый (гидрослюдисто-монтмориллонитовый) состав.

Пачки карбонатных пород представляют собой переслаивание кальцифиров и мраморов различной магнезиальности с преобладанием доломитовой составляющей. Они содержат разное количество примесей глинистого и обломочного материала и генетически, как и терригенные породы, подчинены вулканогенно-осадочным фациям [87].

В целом разрез свиты имеет ритмично-циклическое строение, обусловленное сложным сочетанием тектонических, гидрохимических и гидродинамических факторов, действовавших в процессе седиментации осадков в бассейне осадконакопления. Ритмичность смены состава пород и их тонкое чередование позволяют предположить характер седиментации, близкий к условиям накопления флишевых толщ. Нижние части ритмослоев сложены более грубыми породами (метаконгломераты, метагравелиты, метапесчаники, кварциты), постепенно сменяющимися карбонатными и пелитовыми осадками, которые содержат примесь углеродистого материала. Количество углеродсодержащих пород в разрезе составляет 10—30% общего разреза [54]. Характерно, что карбонаты являются "сквозными" в разрезе — они присутствуют в основании ритмов и накапливаются в их верхних частях, смешиваясь с пелитами, или образуют относительно чистые карбонатные прослои.

Флишоидный характер строения свиты, наличие косой слоистости и смешанный состав пород, повсеместное присутствие доломита свидетельствуют о формировании пород из слабо зрелых продуктов переотложения кор выветривания в климатических условиях, близких к аридным. Прерывистый тип строения ритмов, следы размывов, фиксируемые грубообломочными отложениями, указывают на пульсационный характер тектонических движений с выведением в зону размыва ранее отложившихся пород.

Тесный парагенезис углеродсодержащих сланцев с карбонатными породами позволяет выделить в основании оскольской серии углеродисто-карбонатную ассоциацию, с этапа накопления осадков которой начинается формирование оскольской серии нижнего протерозоя ВКМ. Породы роговской свиты, представленные в нижней части преимущественно терригенными фациями, в верхней — карбонатными, представляют собой терригенно-карбонатную формацию.

ТИМСКАЯ СВИТА

Породы тимской свиты согласно с постепенным переходом залегают на роговских отложениях и пользуются широким распространением в глубоко погруженных грабен-синклиналях синклинальных зон ВКМ. Наиболее полно ее разрез представлен и изучен в центральной части Тим-Ястребовской синклиналии. Здесь в составе свиты широким распространением пользуются углеродистые сульфидизированные сланцы с подчиненными прослоями метапесчаников, кварцитов, силикатно-карбонатных пород, tremolитовых мраморов, содержащих субсогласные залежи вулканитов и их пирокластов. Вверх по разрезу постепенно уменьшается количество терригенных пород и возрастает роль вулканитов, которые или переслаиваются с ними, или образуют однородные толщи. По ассоциациям пород можно выделить два уровня разреза, которые отвечают формированию подсвит: нижнетимской, соответствующей накоплению существенно терригенных толщ, и верхнетимской, в течение образования которой наряду с накоплением терригенных отложений формировались мощные тела вулканитов различного состава, доминирующих в восточном борту структуры.

Нижняя подсвита

Характерной особенностью нижней подсвиты является широкое участие в ее сложении углеродистых, часто высокоуглеродистых ($C_{opr} > 10\%$), сланцев. Карбонатные породы (тремолитсодержащие доломитовые и кальцитовые мраморы) и обломочные (полимиктовые метаконгломераты, метапесчаники и кварциты) пользуются незначительным распространением.

В составе нижнетимской подсвиты в настоящее время трудно выделить четкие горизонты, однако достаточно определено можно говорить о наличии трех: нижнего — горизонта А, сложенного углеродистыми сланцами, верхнего — горизонта В — песчанико-сланцевого и переходного между ними — горизонта Б — туфогенного.

Горизонт А имеет невыдержанную мощность и сложный состав. Строение горизонта складчатое, поэтому не исключено повторение в разрезе литологически сходных пород. Максимальная мощность горизонта А (600 м) наблюдается в центральных частях Тим-Ястребовской синклинальной структуры (рис. 7). Горизонт А сложен преимущественно кварц-биотит-углеродистыми, кварц-серicit-углеродистыми, иногда доломитсодержащими, нередко амфиболитизированными, сланцами. Все разновидности углеродистых сланцев в различной степени обогащены сульфидами, количество которых, как правило, коррелируется с содержанием углеродистого вещества сланцев. Сульфидная минерализация представлена пиритом, пирротином, в меньшей степени сфалеритом, арсенопиритом, галенитом, халькопиритом. Суммарное количество сульфидов в среднем составляет 10%, однако некоторые интервалы распространения высокоуглеродистых сланцев ($C_{opr} > 10\%$) обогащены сульфидами до 20—30% и более. Углеродистое вещество встречается в пылевидной тонкорассеянной форме (рис. 8), в виде линзовидно-струйчатых выделений (рис. 9), а также

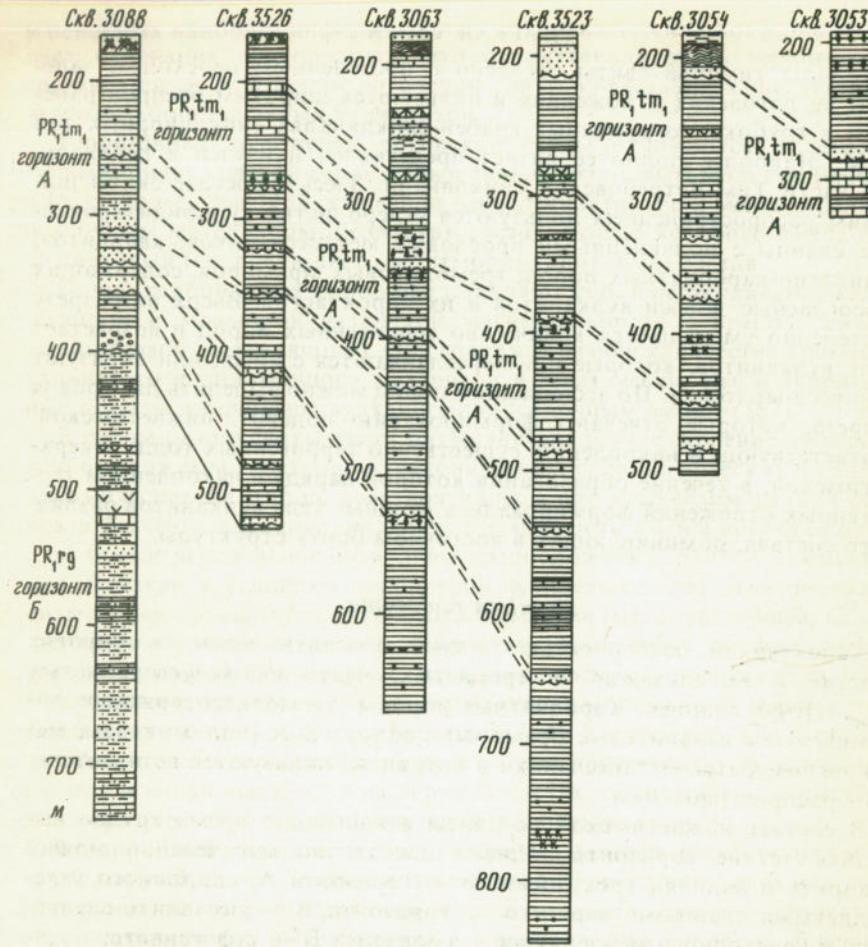


Рис. 7. Stratigraphic разрез нижней подсвиты тимской свиты в центральной части Тим-Ястребовской структуры (разрез по линии III—III)

Условные обозначения см. на рис. 4

почти мономинеральных графитовых скоплений мощностью до 5—10 см, строго выдержаных по сланцеватости (рис. 10). В углеродистых сланцах горизонта А обнаружены и описаны стяжения углеродисто-фосфатного вещества [105]. В отдельных, наиболее погруженных блоках структуры встречаются более метаморфизованные биотит-гранат-углеродистые сланцы, с которыми связана повышенная марганценосность. В разрезах скв. 3053, 3063, 3523 и других (см. рис. 7) выявлено восемь пачек гранатсодержащих сланцев мощностью 2—5 м с содержанием MnO до 8,86 вес. %. В этих сланцах марганценосность связана в основном с гранатом, обычно обогащенным примесью органического вещества [64] (рис. 11), но встречаются и другие минералы Mp: манга-



Рис. 8. Двуслюдянный углеродистый сланец. Тимская свита. Тонкодисперсное углеродистое вещество равномерно рассеяно в породе.

Увеличение 100. Неполяризованный свет



Рис. 9. Серicit-кварц-углеродистый сланец. Тимская свита. Углеродистое вещество обогащает отдельные линзы, образующие микроскладчатую текстуру.

Увеличение 90. Неполяризованный свет

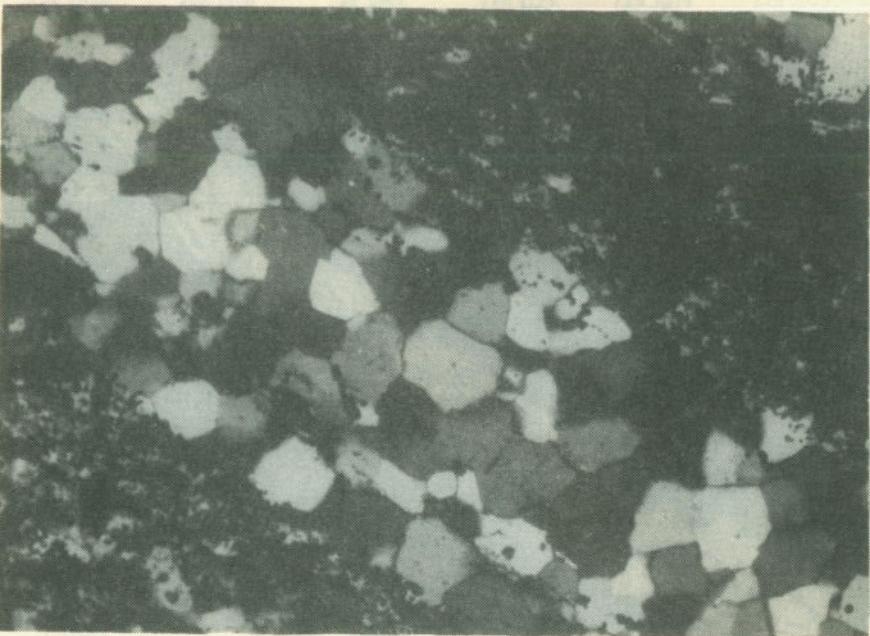


Рис. 10. Кварц-графитовый сланец. Тимская свита. Мономинеральные выделения графита образуют параллельно слоистости прослои
Увеличение 90. Поляризованный свет



Рис. 11. Углеродистый кварц-биотит-гранатовый сланец. Тимская свита. Тонкодисперсный углеродистое вещество распылено в гранате. Обогащенные углеродом прослои параллельны общей сланцеватости и образуют микроскладчатую текстуру
Увеличение 90. Неполяризованный свет

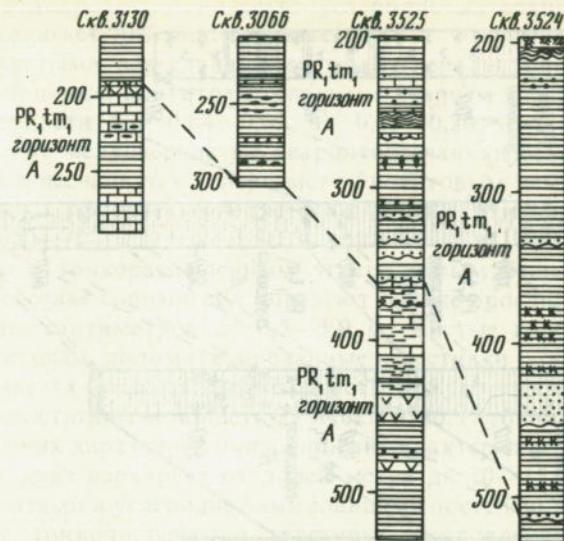


Рис. 12. Разрез нижней подсвиты тимской свиты в северо-западной части Тим-Ястребовской структуры (разрез по линии IV—IV)
Условные обозначения см. на рис. 4

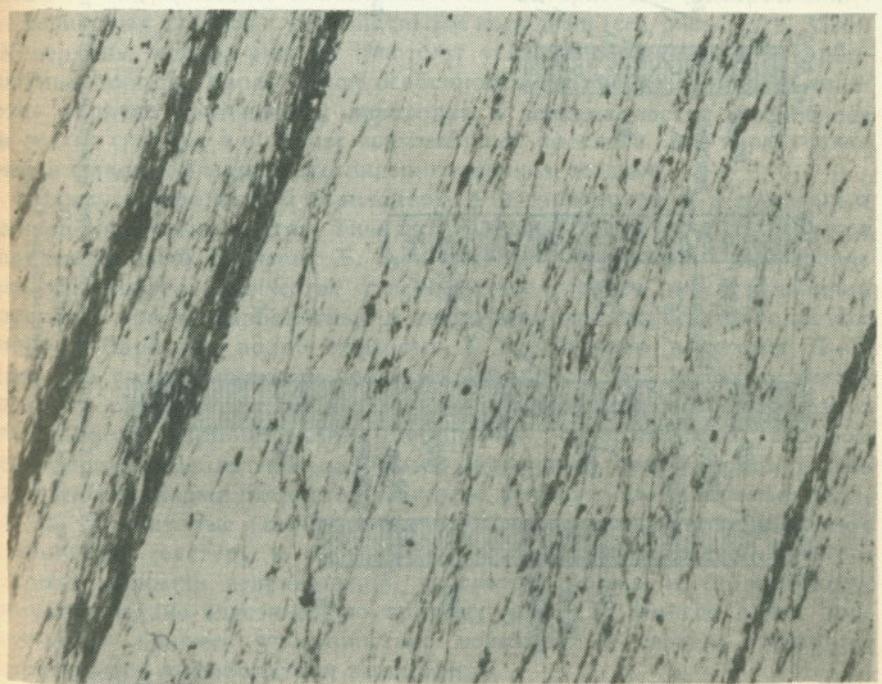


Рис. 13. Углеродистый доломит. Тимская свита. Тонкодисперсное углеродистое вещество образует нитевидные прожилки и отдельные прослон, параллельные сланцеватости.

Увеличение 10. Неполяризованный свет

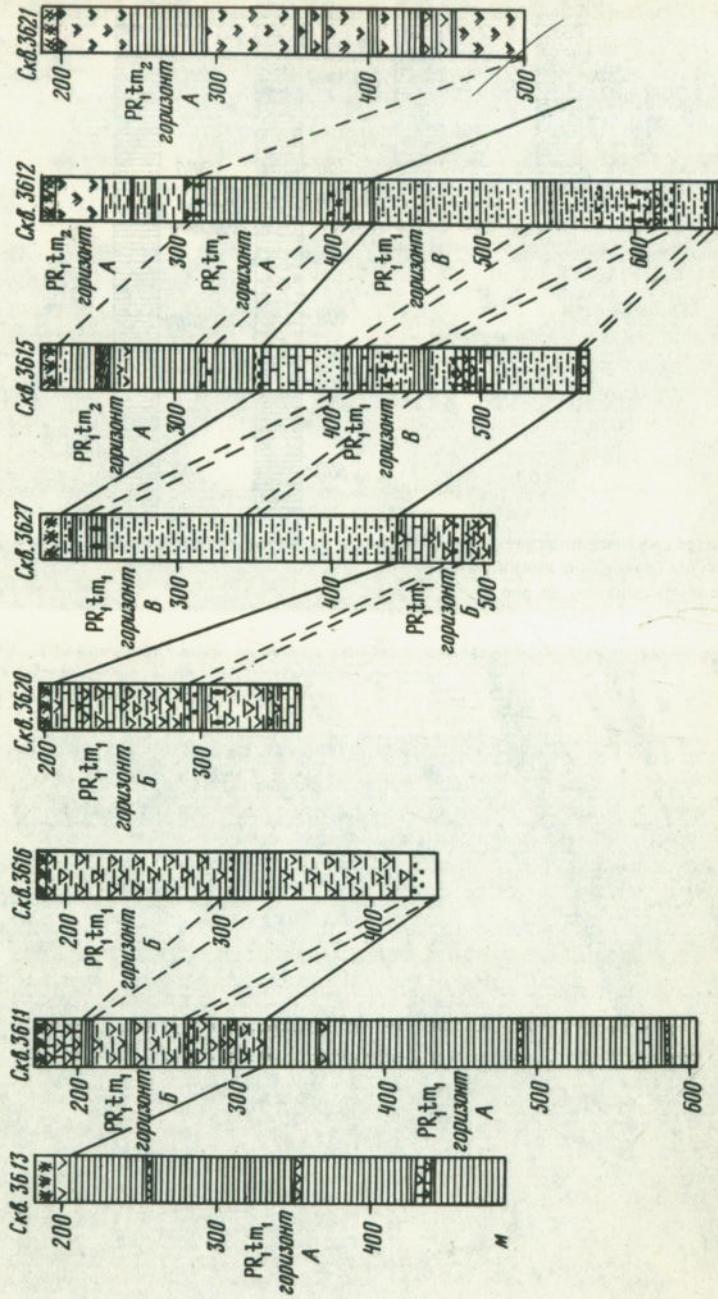


Рис. 14. Стратиграфический разрез нижней подсвиты тимской свиты в центральной части Тим-Ястребовской структуры (разрез по линии II-II)
Условные обозначения см. на рис. 4

нокальцит, родохрозит. Количество углеродистых сланцев в составе горизонта достигает 70% общего разреза.

С углеродистыми переслаиваются малоуглеродистые и безуглеродистые двуслюдяные, биотитовые сланцы с кварцем алеврито-псаммитовой размерности (от 0,04—0,09 до 0,13—0,20 мм) в количестве до 20%, а также мелкозернистые кварцитопесчаники безуглеродистые или кварцевые песчаники с углеродисто-биотитовым цементом. Мощность отдельных прослоев колеблется от долей сантиметра до первых метров.

Доломиты с тонкораспыленным углеродистым веществом также встречены в составе горизонта и образуют тонкие прослои мощностью от нескольких сантиметров до 0,5—3,0 м. Чистые карбонатные породы — известняки, доломитизированные известняки — встречаются в отдельных частях разреза, преимущественно в восточных частях структуры, и достигают мощности 25 м (скв. 3130, глубина 260—284,5 м) (рис. 12). Для них характерен линзовидный характер залегания, размер карбонатных линз варьирует от долей метра до 10—15 м. Контакты между доломитами и углеродистыми сланцами постепенные, доломиты часто имеют тонкополосчатую текстуру, обусловленную послойно распределенной примесью углеродистого вещества (рис. 13) и тонко-вкрапленного пирита. Строение горизонта А носит черты ритмичности и характеризуется наличием интервалов с частой перемежаемостью псаммитовых (метапесчаники), псаммито-алевритовых (алевросланцы) и пелитовых сланцев с карбонатными породами (см. рис. 7, скв. 3526). К верхним частям ритмов тяготеют углеродистые пелиты и карбонатные породы. Характерной особенностью строения горизонта является наличие постепенных переходов в верхних частях ритмослоев и резкая граница в подошве псаммитовых прослоев. Это характерная черта флишевой модели накопления морских осадков.

Между углеродистым горизонтом А и горизонтом В в северных и северо-восточных частях Тим-Ястребовской структуры встречается промежуточный горизонт Б, для которого характерно уменьшение относительного количества углеродистых сланцев за счет наличия прослоев хлорит-карбонатных и кварц-карбонатных безуглеродистых пород. Наиболее полно горизонт Б представлен в разрезе II-II (рис. 14), где его мощность достигает 250 м (скв. 3627, 3620). Состав горизонта сложный: углеродистые сланцы перемежаются в разрезе с кварц-биотит-карбонатными породами, содержащими прослои мраморов, tremolit-кальцитовыми мраморами, кварц-карбонат-слюдистыми сланцами пятнистой текстуры, амфибол-карбонатными породами. Хлоритовые (карбонатные и бескарбонатные) сланцы имеют пятнистую текстуру и в различной степени окварцовываны. Они содержат обломки неправильной, угловатой, формы и, по-видимому, имеют вулкано-кластическую природу (рис. 15). Иногда в них присутствует примесь углеродистого вещества. В составе горизонта встречаются амфиболиты и кальцифиры.

Горизонт В завершает нижнетимский уровень разреза оскольской серии. Распространенность прослоев углеродистых сланцев, имеющих исключительно кварц-биотитовый состав, постепенно уменьшается, и



Рис. 15. Хлорит-карбонатная порода. Нижнетимская подсвита. Обломки остроугольные и угловатой формы, включения кварца типа миндалин

Увеличение 8. Неполяризованный свет

в ассоциации с ними наблюдаются кварцитопесчаники, безуглеродистые кварц-серicitовые сланцы с гранатом. Реже встречаются доломиты, как правило, окварцованные. Амфиболиты и амфибол-карбонатные прослои редки, имеют незначительную мощность (не более 2 м) и также не содержат углеродистое вещество. Переход от углеродистого горизонта А к песчанико-сланцевому горизонту В постепенный, последний имеет максимальную мощность 230 м.

Таким образом, породы нижнетимского уровня разреза представлены преимущественно углеродисто-терригенными (с варьирующей по количеству примесью туфогенного материала) и терригенными отложениями. Так же как и породы роговской свиты, они характеризуются отчетливо ритмичным строением. Преобладание в разрезе терригенных разновидностей и тесная парагенетическая ассоциация с ними углеродистых сланцев позволяют рассматривать нижнетимский уровень разреза как накопление углеродисто-терригенной ассоциации. Количество углерододержащих пород составляет 30—70%, достигая 80% общего объема в отдельных частях разреза. Присутствие метатуффитов позволяет предположить существенную долю пирокластического материала в составе терригенных и углеродисто-терригенных ассоциаций. Карбонатные породы, безуглеродистые сланцы и кварцитопесчаники встречаются в подчиненном количестве.

В пределах Тим-Ястребовской грабен-синклинали вверх по разрезу тимской свиты количество вулканитов возрастает. Они сгущаются в пачки пород, тесно перемежаются с осадочными породами, а в восточном борту структуры образуют сплошной покров, выходящий на эрозионный срез фундамента. Насыщенная вулканитами часть разреза нами выделена в верхнюю подсвиту, причем граница между подсвитами проведена весьма условно.

В разрезе верхней подсвиты (северо-восточное окончание профиля II-II, см. рис. 14) может быть выделено два горизонта: А — углеродистый мощностью 300 м и Б — вулканогенный мощностью порядка 1000 м (рис. 16). В нижнем горизонте преобладают терригенные породы, в верхнем — вулканогенные. Терригенные породы представлены углеродистыми кварц-биотитовыми и двуслюдяными сланцами, переслаивающимися с безуглеродистыми аналогичными по составу. Среди вулканитов преобладают продукты мафитового вулканизма, являющиеся в виде силлов и стратифицированных залежей, а в восточном борту структуры (в пределах тектонически опущенного блока), группирующиеся в мощный покров. Мощность прослоев терригенных пород варьирует от долей метра до 30—40 м, содержание C_{org} в сланцах, как правило, не превышает 5 вес. %.

Среди вулканитов в тимской свите установлены эффузивные диабазы, андезитовые и дакитовые порфиры, их ортосланцы, метатуфы и метакластолавы. Вулканиты образуют слабодифференцированную серию от диабазов до дакитовых порфиритов, характеризующуюся последовательным возрастанием содержания Si, Al, щелочей, некоторым снижением железистости, магнезиальности, карбонатности и относительной стабильностью содержания P и S.

Образуя последовательный формационный ряд, вулканиты по составу относятся к диабаз-андезитовой формации, комагматичной стойлониколаевскому габбро-диорит-гранодиоритовому интрузивному комплексу, возраст которого оценивается в 2050 ± 100 млн лет [63]. Признаки петрографического и петрохимического соответствий, тесная геологоструктурная связь между вулканической и плутонической серией свидетельствуют об их генетической родственности в составе единой вулкано-плутонической ассоциации.

Широкое развитие в составе тимской свиты вулканических пород, петрохимические особенности состава отложений, зависящие от химизма протосубстрата, указывают на активность вулканической деятельности в период тимского осадконакопления, которая в основном определила петрофон этой части разреза оскольской серии. Анализ химизма углеродистых сланцев и величин основных наиболее информативных петрогохимических коэффициентов дает основание относить их к относительно малокварцевым и низкоглиноземистым породам, характеризующимся слабой окисленностью Fe. Их дометаморфический субстрат, судя по всем данным, представлял собой смешанные глины с примесью мелановакк, основных метапелитов и туфов, являвшихся продуктами синхронного осадконакоплению вулканизма. Тесной

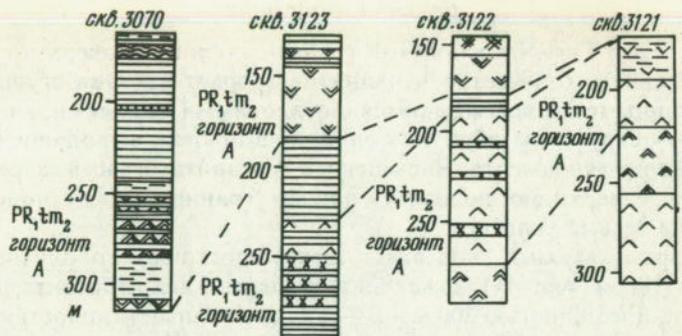


Рис. 16. Стратиграфический разрез верхней подсвиты тимской свиты в юго-восточной части Тим-Ястребовской структуры (разрез по линии V-V)

Условные обозначения см. на рис. 4

пространственно-генетической связью осадочных образований тимской свиты с вулканитами, видимо, следует объяснить обогащение их углеродистым веществом. Вулканизм как один из мощных источников выносимой на поверхность углекислоты стимулировал биологическую активность и соответственно биопродуктивность водоема, что в конечном счете привело к формированию вулканогенно-осадочной толщи, обогащенной органическим веществом.

Детальные геолого-стратиграфические исследования позволили выделить в составе оскольской серии три ассоциации пород, в которых углеродсодержащие отложения являются постоянными и закономерными членами разреза:

1 — углеродисто-карбонатная ассоциация отвечает роговскому уровню и по составу и строению имеет черты сходства с терригенно-карбонатной флишоидной формацией;

2 — углеродисто-терригенная ассоциация формировалась в раннетимское время, имеет также черты ритмичности, а преобладание в разрезе кластогенных пород позволяет предположить преимущественно терригенный тип седиментации в бассейне; присутствие метатуфитов свидетельствует о существенной доле пирокластического материала в составе отдельных горизонтов нижнетимской подсвиты;

3 — углеродисто-вулканогенная ассоциация, в составе которой преобладают вулканиты основного состава, завершает разрез докембрия ВКМ.

ГЛАВА 3

ЛИТОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА. РЕКОНСТРУКЦИЯ ИСХОДНОГО СОСТАВА ПОРОД

НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ МЕТОДИКИ ИССЛЕДОВАНИЯ ДРЕВНИХ ОСАДОЧНО-МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ТОЛЩ ДОКЕМБРИЯ

Докембрийский фундамент ВКМ перекрыт чехлом осадочных мезозойских отложений мощностью от 50 до 200 м, поэтому в работе использован исключительно керновый материал. Изученность района неодинакова, и часто отсутствует материал по зонам контактов между горизонтами и даже подсвитами. В связи с целями и задачами исследования нами приводятся детальная геологическая и литолого-петрохимическая характеристики тех частей разреза, в которых встречаются и доминируют углеродсодержащие породы. В грабен-синклинальных структурах: Тим-Ястребовской и Рыльской, — где наиболее распространены отложения оскольской серии, породы сложно дислоцированы и смяты в складки с крутыми углами падения слоев. Это вносит дополнительные сложности в решение вопросов корреляции отдельных горизонтов. Породы оскольской серии подверглись региональному метаморфизму фации зеленых сланцев и эпидот-амфиболитовой фации [83], поэтому они представлены полностью перекристаллизованными разностями, восстановление первичной природы которых весьма затруднено.

При решении вопроса о происхождении осадочно-метаморфических комплексов нами широко используются геологические, петрохимические и геохимические методы. Среди геологических методов особенно плодотворны изучение текстурных особенностей пород, как наиболее устойчивых по отношению к метаморфизму, и исследование характера строения отдельных горизонтов. Такие черты, как ритмичность отложений, наличие различного рода слоистостей, тонкой полосчатости, взаимных переходов, а также ассоциация с породами бесспорно седиментогенного генезиса, свидетельствуют о первично-осадочном происхождении метаморфических комплексов.

При восстановлении первичного состава метаморфических пород нами применяются методы, основанные на сравнении химического состава метаморфитов с составом их возможных аналогов. Вопрос о степени сохранности химического состава горных пород, подвергшихся региональному метаморфизму, дискутируется в течение многих лет. В последнее время наметился отход от принципа изохимического метаморфизма [109] и сформулирован принцип сохранности основных черт химического состава первично экзогенных образований, т.е. выявлена устойчивость уровня содержаний и соотношений ведущих петрогенных компонентов состава горных пород и некоторых малых и рассеянных компонентов, которые изоморфно связаны с петрогенными [25, 58, 100]. Это положение было подтверждено многими учеными, исследовавшими зональные метаморфические комплексы [58, 65, 112, 123, 149, 150]. В настоящее время сторонники аллохимического характера метаморфизма признают локальность его

распространения [79]. Все это позволяет использовать различные петрохимические методы пересчетов, а также соотношения между петrogenными окислами и малыми элементами для генетических построений. Среди петрохимических методов большим преимуществом пользуются системы пересчета [31, 37, 38, 43, 94, 116, 166], однако их авторы при разделении породообразующих элементов исходили в основном из поведения и взаимоотношения между элементами в процессах магматического и метаморфического минералообразования. В последнее время в целях отделения осадочных образований от магматических появились методы пересчета, учитывающие поведение элементов в экзогенных процессах. Нами используются петрохимические диаграммы А.А. Предовского [84], позволяющие диагностировать генетический тип первично-осадочных образований, проследить эволюцию их состава во времени и с достаточной долей вероятности определить природу метаморфических образований. Эта петрогохимическая систематика, предложенная А.А. Предовским в 1970 г. [84], за прошедшие 18 лет прошла необходимую апробацию и является обще принятой для исследователей докембрия.

Основными параметрами для диагностики силикатных пород выбраны основность (или фемичность) пород F, частная глиноземистость A и соотношение щелочей K. В процессе осадочной дифференциации происходит разделение кремнезема и фемических компонентов, и поэтому параметр F является фундаментальным для осадочных и магматических пород. Параметр A отражает вторую важную черту экзогенного литогенеза — накопление в осадочных породах глинозема — как свободного, так и входящего в состав слоистых силикатов. Кроме того, параметр A характеризует уровень выветривания исходных пород и отражает масштаб осадочной дифференциации вещества. Наконец, третью тенденцию экзогенеза — накопление K относительно Na — отражает параметр K. Магматические и метасоматические породы по этому же параметру подразделяются на три серии: натриевую, калиевую и известково-щелочную. Использование диаграммы FAK позволяет достаточно уверенно интерпретировать природу метаморфических вулканогенных и осадочных пород и отделить продукты метасоматической проработки от нормально-осадочных или магматических пород, а также проследить эволюцию этих процессов во времени и пространстве.

Для диагностики карбонатных пород, кроме перечисленных параметров A и K, используется параметр M — соотношения окислов Mg и Ca, — который позволяет разделить две наиболее распространенные серии карбонатных осадков: доломиты и известняки. По соотношению K и Na все карбонатные породы делятся на подчиненные терригенно-осадочным фациям (в случае преобладания K над Na) и вулканогенно-осадочным комплексом (Na_2O больше, чем K_2O).

Для вулканогенных пород А.А. Предовским предложена петрохимическая диаграмма Fa Alk [86, 87], в которой, кроме уже упоминавшихся параметров, используется сумма щелочей (параметр Alk). Состав вулканических серий, их эволюция во времени позволяют более представить историю развития региона. Однако нами она используется

лишь для диагностики ассоциирующих с углеродсодержащими вулканогенными образованиями в составе верхнетимской подсвиты тимской свиты.

Все изложенные методы интерпретации химического состава метаморфических пород применимы к силикатным отложениям нормального ряда. Высокие содержания C_{org} в породах оскольской серии ВКМ, достигающие 27—30%, заставляют отнести их к разряду специфических пород, исследование которых требует специального подхода. Классификации образований, содержащих C_{org} , касаются главным образом углей и нефти [55]. Некоторые из них основаны на изучении компонентного состава органического вещества (диаграммы СНО [136, 137, 168]).

Таким образом, большинство этих классификаций не применимы к докембрийским отложениям, в которых уровень преобразования органического вещества доходит до стадии графитов [108]. Методика исследования самого углеродистого вещества, являющегося нередко породообразующим компонентом, подробно освещена в гл. 4. Однако при изучении углеродистых отложений, кроме характеристики органической составляющей, чрезвычайно важной и информативной для интерпретации первичной природы и химического состава остается все же неорганическая примесь. Исследования процессов современного седиментогенеза в морских и океанических бассейнах [4, 41, 42, 70] показали, что в процессе формирования осадков живыми организмами вносится лишь незначительная доля элементов, а химический состав осадков образуется главным образом за счет механического привноса и теснейшим образом связан с составом питающих провинций [106]. Закон механической дифференциации является главным и универсальным в распределении макро- и микроэлементов в осадках [82, 113].

Для характеристики среди осадконакопления и условий выветривания на континенте нами используются различные геохимические модули (соотношения наиболее информативных пар элементов), состав глинистого компонента пород, содержание некоторых микроэлементов в метапелитах (B, Ga, V и др.). Состав глин диагностируется на диаграмме А.А. Предовского [88].

Фациальные реконструкции углеродсодержащих и ассоциирующих с ними пород позволяют перейти к рассмотрению наиболее общих закономерностей их распространения в разрезе и подойти к вопросу об их формационной принадлежности. Установленные ассоциации соответствуют формационным типам углеродистых образований, выделенным нами ранее. Появление этих ассоциаций закономерно связано с эволюцией палеобассейна в целом. Построение фациальных рядов и исследование характера распределения микроэлементов по профилю осадков позволяют провести палеореконструкцию бассейна во времени.

Таким образом, применяется методика, включающая элементы фациального и формационного анализов в их геохимическом аспекте. Фациальной реконструкции предшествуют детальные исследования характера взаимоотношений пород в разрезе, восстановление первичной природы метаморфических комплексов, изучение различных составляющих пород оскольской серии современными геохимическими и петрохимическими методами.

УГЛЕРОДИСТО-КАРБОНАТНАЯ АССОЦИАЦИЯ

На основании анализа геологических разрезов установлено, что состав углеродисто-карбонатной ассоциации роговской свиты различен в пределах Рыльской и Тим-Ястребовской структур, что, по-видимому, отражает латеральную фациальную изменчивость. Ниже приводится характеристика этих типов разреза роговской свиты.

В составе пород нижних горизонтов роговской свиты в пределах Рыльской структуры (см. рис. 4) заметно преобладают карбонатные разности сланцев. Содержание карбонатной примеси в кварц-биотитовых, кварц-серicitовых и двуслюдянных сланцах различно, так же как и концентрации в них $C_{\text{опр}}$. В отдельных пачках наблюдаются все переходные разности сланцев, в которых примесь карбонатного материала меняется от незначительной ($\text{CaCO}_3 < 5\%$) до преобладающей ($\text{CaCO}_3 > 50\%$). Те же закономерности отмечены и для распределения $C_{\text{опр}}$: от пылевидной примеси тонкодисперсного углеродистого вещества ($C_{\text{опр}} < 0,5\%$) до сравнительно обогащенных углеродом разностей сланцев кварц-серicitового состава (до 7% $C_{\text{опр}}$). Содержание CO_2 в среднем составляет 13,24%, причем карбонатные сланцы горизонта А содержат наибольшие концентрации CO_2 (17,78%), вверх по разрезу его содержание уменьшается. Большие вариации в содержаниях главных компонентов объясняются различной примесью карбонатного материала (табл. 2). Однако после пересчета на бескарбонатное вещество их состав отличается большой однородностью (табл. 3) и обнаруживает черты сходства со средним составом терригенных осадочных пород [12]. Значения Fe/Ti , Al/Ti близки во всех разностях карбонатных сланцев и составляют в среднем 10,0 и 18,0 соответственно, что практически не отличается от их соотношений в средней осадочной породе [127] и терригенных осадках Атлантического океана [41]. Следует отметить некоторый избыток кремнезема по отношению к Al ($\text{Si}/\text{Al} = 5,0$) за счет возможно большей примеси алевритового и песчаного материала в составе исходных осадков. Отличительными чертами химического состава карбонатных сланцев являются повышенное содержание MnO (см. табл. 3), преобладание MgO над CaO , K_2O над Na_2O , повышенные концентрации $S_{\text{общ}}$, $C_{\text{опр}}$ и P_2O_5 (см. табл. 2).

Фигуративные точки составов карбонатных сланцев на диагностической диаграмме FAK А.А. Предовского [84] для терригенных пород (рис. 17) расположены в области, отвечающей составам алевролитов и алевропелитов по параметру А. Его значения меняются в широких пределах (+17 — +86). Состав алевролитов отличают повышенные значения параметра F (0,20—0,52), что обусловлено высокой концентрацией в них FeO и MgO (см. табл. 2). Положение точек в квадранте KF (левая часть диаграммы FAK) свидетельствует о преимущественно гидрослюдистом составе глин в них, и лишь для карбонатных сланцев горизонта А можно предположить наличие монтмориллонита и Mg-хлорита. Пересчет химического состава сланцев на их возможный исходный минеральный состав по методу Розена [91] свидетельствует о преобладании терригенных минералов в составе карбонатных сланцев (кварца, полевых шпатов — ортоклаза и альбита, глин) и о присутствии в количестве 30% (в среднем) доломитовой карбонатной примеси

Таблица 2

Химический состав углеродсодержащих и ассоциирующих с ними пород роговской свиты, вес. %

Компонент	Доломиты, мраморизованные доломиты, углеродистые доломиты ($\text{CO}_2 = 25-40\%$)							Палангитовые доломиты				
	$\frac{3602}{348}$	$\frac{3602}{296}$	$\frac{3602}{298}$	$\frac{3603}{429}$	$\frac{3559}{557}$	$\frac{3662}{457}$	$\frac{3065}{238}$	$\frac{3064}{249}$	$\frac{3064}{296}$	$\frac{3604}{455}$	$\frac{3604}{480}$	
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	
$C_{\text{опр}}$	1,0*	0,4*	1,4*	1,0	—	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	2,5
SiO_2	1,10	5,38	21,44	18,65	30,36	17,36	16,78	13,80	12,20	18,25	40,66	33,28
TiO_2	0,10	0,08	0,32	0,21	0,06	0,28	0,36	0,18	0,38	0,16	0,02	0,72
Al_2O_3	2,12	1,40	3,70	2,77	1,76	5,90	4,76	5,33	4,31	3,53	0,82	9,60
Fe_2O_3	0,70	1,01	3,97	0,35	0,03	1,14	0,97	0,19	0,82	1,10	0,06	1,28
FeO	0,71	0,43	0,89	4,47	1,43	2,33	2,92	2,04	1,89	2,04	1,50	2,16
MnO	0,42	0,27	0,79	0,37	0,10	H.o.	H.o.	—	—	—	0,12	0,15
MgO	21,12	20,24	14,75	15,50	13,68	15,0	12,92	13,46	16,74	15,33	12,75	14,52
CaO	28,89	27,72	19,90	21,60	20,96	27,40	27,70	26,40	27,90	24,60	16,76	12,89
Na_2O	0,10	0,04	0,08	0,18	0,24	1,31	0,72	0,83	0,91	1,13	0,16	0,19
K_2O	0,20	0,58	1,30	0,75	0,18	0,55	0,40	0,50	0,50	0,38	0,36	3,56
P_2O_5	0,05	0,04	0,04	0,34	0,07	0,09	0,11	0,07	0,07	0,02	0,16	0,07
CO_2	40,22	39,87	25,05	33,97**	30,80	27,23	28,84	24,32	27,44	24,63	26,06**	17,18
$S_{\text{общ}}$	0,38	0,58	3,18	C.l.	0,14	0,07	0,11	0,06	0,17	0,16	C.l.	0,08

Таблица 2 (продолжение)

Компонент	Псаммито- вые доло- минты	Кварцито- лесстники				Амфиболиты				Станцы (CO ₂ = 10—20%)			
		3604 500	3604 498	3088 650	3065 207	361 360	3065 400	3065 422	3556 592	3604 459	3603 393	3603 500	3556 310
1	14	—	—	—	—	1,5	1,0	—	7,0	3,5	H.o.	H.o.	2,5
C _{org}	H.o.	92,86	73,66	50,49	43,37	50,86	53,56	46,91	42,00	45,87	45,45	49,56	
SiO ₂	54,64	0,07	0,13	1,02	0,98	1,00	0,98	0,40	0,58	0,87	0,59	0,28	
TiO ₂	0,13	2,60	3,06	12,78	13,43	14,94	13,68	14,41	8,29	13,35	8,00	5,76	10,62
Al ₂ O ₃	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Fe ₂ O ₃	0,37	0,53	0,97	8,34	9,78	7,82	6,69	1,01	2,05	2,91	0,37	0,85	
FeO	1,74	1,14	2,19	5,37	4,37	6,27	6,56	4,67	3,23	4,47	5,69	2,23	
MnO	0,12	0,02	0,02	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	0,37	0,11	0,34	0,18	0,87	
MgO	8,60	0,46	0,56	6,95	5,00	5,03	7,09	6,12	12,33	9,12	11,65	5,25	
CaO	11,80	0,93	1,08	7,30	10,85	7,30	3,65	8,87	8,24	10,02	10,51	9,17	
Na ₂ O	0,07	0,08	3,48	1,43	1,98	2,00	1,61	1,64	0,12	0,16	0,65	0,24	
K ₂ O	0,84	0,73	4,28	1,97	1,68	1,64	3,50	1,82	4,01	3,98	2,72	2,81	
P ₂ O ₅	0,36	0,07	0,04	0,18	0,19	0,22	0,21	0,16	0,07	0,37	0,34	0,07	
CO ₂	16,70**	0,11	0,26	2,52	3,24	2,32	1,24	17,78**	10,45	10,84**	13,93**	13,20	
S _{общ}	Сп.	0,06	H.o.	0,10	0,07	0,09	0,55	1,78	0,08	0,05	Сп.	0,34	

Таблица 2 (окончание)

Компонент	Углеродсодержащие кварц-биотитовые, кварц-сернистые и двуслюдистые (CO ₂ < 10%)								Станцы				Хлорит-биотитовые	
	3602 530	3602 598	3556 580	3602 458	3603 456	3604 470	3556 463	3604 287	3064 610	3088 610	3062 248	3062 309	3064 309	3064 36
1	26	27	28*	28*	29	30	31	32	33	34	35	35	36	
C _{org}	4,8	0,8	6,4	0,9	1,0	1,8	4,0	2,0	27,5*	0,5	—	—	—	
SiO ₂	58,68	51,00	63,92	66,46	56,92	61,78	53,63	53,29	44,19	58,04	58,84			
TiO ₂	1,08	1,86	0,82	0,80	0,68	0,89	0,69	0,72	1,46	0,64	0,93			
Al ₂ O ₃	12,11	10,27	15,27	7,90	9,96	17,92	14,01	16,55	9,73	19,29	15,50			
Fe ₂ O ₃	1,19	1,26	0,63	4,87	0,98	4,52	2,37	4,76	0,96	4,06	3,32			
FeO	5,67	9,67	3,23	1,58	5,08	5,60	2,63	4,81	5,61	5,08	6,42			
MnO	0,88	0,15	0,02	0,12	0,12	0,08	0,18	H.o.	0,05	0,05	H.o.			
MgO	2,95	8,60	2,61	3,96	4,75	2,07	4,32	5,65	1,71	4,11	4,70			
CaO	2,93	4,76	1,18	2,79	4,55	0,90	4,39	4,90	2,44	3,35	3,17			
Na ₂ O	1,18	0,88	0,29	0,49	0,98	0,32	3,02	2,86	0,78	2,08	2,76			
K ₂ O	4,01	4,70	4,40	1,79	5,41	4,35	3,01	3,17	4,12	3,42	3,08			
P ₂ O ₅	0,34	0,41	0,24	0,10	0,36	0,08	0,17	0,14	0,29	0,18	0,16			
CO ₂	0,27	6,53**	0,66	0,49	7,79**	C.p.	9,50**	1,76	1,50	1,18	0,96			
S _{общ}	2,94	—	0,72	3,59	—	0,16	0,67	0,06	2,14	0,12	0,15			

* Определение Сорт на анализаторе углерода.

** Потери при прокаливании.

П р и м е ч а н и е. Дроби в головке таблицы: в числителе — номер скважины, в знаменателе — глубина отбора проб, м; Н.о. — не определалось; С.п. — следы.

Таблица 3

Средний химический состав пород роговской свиты
и их возможных осадочных аналогов, вес. %

Компонент	Алевролиты		Средний осадок [127]	Терригенные осадки Атлантического океана [41]	Средний глинистый сланец [127]	Углеродистые граувакки				
	Карбонатные									
	Натуральный осадок	В пересчете на бескарбонатное вещество								
C _{org}	2,6	3,0	2,8	0,66	—	0,80	2,0			
SiO ₂	45,96	52,97	58,92	57,95	49,76	58,10	53,59			
TiO ₂	0,54	0,62	0,97	0,57	0,69	0,65	0,94			
Al ₂ O ₃	9,20	10,60	12,59	13,39	12,22	15,40	15,27			
Fe ₂ O ₃	1,44	1,66	2,26	3,47	4,02	3,28				
FeO	4,06	4,68	4,78	2,08	4,78*	2,45	5,48			
MnO	0,37	0,43	0,22	—	0,08	—	0,05			
MgO	8,89	10,25	4,18	2,65	3,14	2,44	4,04			
CaO	9,36	10,79	3,07	5,89	10,40	3,11	13,86			
Na ₂ O	0,56	0,64	1,02	1,13	2,53	1,30	2,12			
K ₂ O	3,04	3,50	3,95	2,86	1,96	3,24	3,45			
P ₂ O ₅	0,20	0,23	0,34	—	0,20	0,17	0,19			
S _{общ}	0,45	0,52	1,16	0,54**	—	0,64**	0,62			
CO ₂	13,24	—	3,60	5,38	11,65***	2,63	1,35			

*Потери при прокаливании. **SO₃. ***Суммарное Fe₂O₃.

(табл. 4). Термический анализ, проведенный на дериватографе (ВНР), позволил установить наличие доломита в составе карбонатных сланцев.

Углеродсодержащие бескарбонатные и слабокарбонатные (CO₂<10%) сланцы встречаются по всему разрезу роговской свиты и ассоциируют с карбонатными сланцами горизонта А, карбонатными породами горизонта Б и серицитовыми и серицит-хлоритовыми сланцами горизонта В. Химический состав углеродистых сланцев отличается большой вариацией содержаний SiO₂ (51,00—66,46%), Al₂O₃ (7,9—17,92%) и других компонентов, что так же, как и в карбонатных сланцах, связано с разбавляющим влиянием карбонатного материала, который здесь присутствует от следов до 9,5% CO₂ (см. табл. 2). Содержание C_{org} также далеко от стабильности. Однако если пересчитать их состав на бескарбонатное вещество, то обнаруживается очень близкое соответствие со средним составом осадочных пород [127] по содержанию SiO₂ (58,91%), Al₂O₃ (12,53%), суммарного Fe (6,81% FeO), сумм окислов щелочных и щелочноземельных элементов (см. табл. 2, 3). Однако имеются и черты различия. Это прежде всего высокие содержания C_{org} (2,8%), повышенные TiO₂ (для сланцев горизонта А в натуральном веществе содержится 1,08—1,86% TiO₂, а в пересчете на бескарбонатное вещество до 2% TiO₂), P₂O₅ (среднее 0,34% в натуральном веществе), S_{общ}, а также преобладание MgO над CaO, FeO над Fe₂O₃ (см. табл. 2). Соотношения

Псаммитовые доломиты	Доломиты	Средний известняк [127]	Кварцитопесчаники	Средний песчаник [127]	Амфиболиты	Вулканокластические осадки Атлантического океана [41]
0,83	1,04	0,76	—	—	0,62	0,60
42,86	53,56	15,53	5,19	83,26	78,33	49,57
0,29	0,33	0,21	0,06	0,10	0,25	1,00
4,34	5,42	5,56	0,82	7,92	4,77	14,12
0,57	0,71	1,03	0,54	0,75	1,07	8,16
1,80	2,25	1,92	—	1,66	0,30	5,64
0,13	0,16	0,28	—	0,02	—	0,17
11,96	14,94	15,87	7,89	0,51	1,16	6,02
13,82	17,27	25,31	42,57	1,50	5,50	7,28
0,14	0,17	0,55	0,05	1,78	0,45	1,76
1,59	1,99	0,53	0,33	2,50	1,31	3,19
0,20	0,25	0,09	0,13	0,06	0,04	2,20
0,03	0,04	0,21	0,05*	0,06	0,07*	0,20
19,98**	—	30,04	41,54	0,18	5,03	2,33
						6,92**

главных компонентов (Si/Al, Al/Ti, Fe/Ti) также близки к таковым в карбонатных сланцах, что обусловлено, по-видимому, их генетическим сходством.

Фигуративные точки составов углеродистых кварц-биотитовых, кварц-серicitовых, двуслюдянных сланцев на диаграмме FAK (см. рис. 17) занимают поле в области алевролитов и пелитов. Значение частной глиноземистости (параметра А) сильно варьирует, что отмечено и для карбонатных сланцев (A изменяется от 27 до 107). Компонент F также имеет широкий диапазон значений (от 0,08—0,09 до 0,42). Среднее значение железистости (F) составляет 0,169 и, так же как и средние значения параметров А и К (+55 и +27 соответственно), близко к средним значениям этих параметров в карбонатных алевролитах и соответствует составу углеродистых алевропелитов с гидрослюдистым глинистым компонентом. Пересчет химических составов сланцев на возможный исходный минеральный состав (см. табл. 4) показывает, что, вероятно, они состояли из глин (главным образом гидрослюды и в меньшей степени хлорита), полевых шпатов (26—37%) и кварца. Примесь карбонатного материала имела, по-видимому, доломитовый состав. Избыточное по отношению к CaO (в составе доломитов) количество MgO, возможно, компенсировалось присутствием Mg-силикатов в исходном осадке (Mg-хлоритов, глауконита). Ак-

Таблица 5
Интервалы повышенной фосфатности в углеродистых и карбонатных породах роговской свиты (разрез I-I Рыльской структуры)

№ скв.	Интервал, м	Содержание P_2O_5 , вес. %	Характеристика пород
2586a	353,0—357,6	0,94—1,08	Сланцы углеродистые кварцево-доломит-слюдистые с прослойками фосфоритов
	368,9—369,8	1,19—1,30	То же
	371,05	1,07	"
	374,3	1,31	"
	374,85	1,05	"
	416,9—418,5	1,04	"
3602	278,3—284,1	1,22—1,24	"
	333,35—333,5	1,42	"
	335,5—336,0	1,88—2,48	"
	340,0—343,5	1,14—1,35	"
	361,4—362,8	1,04—2,68	"
	527,5	1,04	"
	534,9	1,25	Доломит мраморизованный
3603	369,4	1,76	Сланцы углеродистые кварцево-слюдистые
	377,6—379,6	1,47—1,64	То же
	403,0—406,7	0,98—1,05	"
	440,0—441,7	1,64—1,67	"
3604	528,8	1,9	Сланцы кварцево-углеродистые
	577,6—579,8	1,09—2,20	Сланцы углеродистые карбонатные
	629,7	1,68	Сланцы кварцево-углеродистые

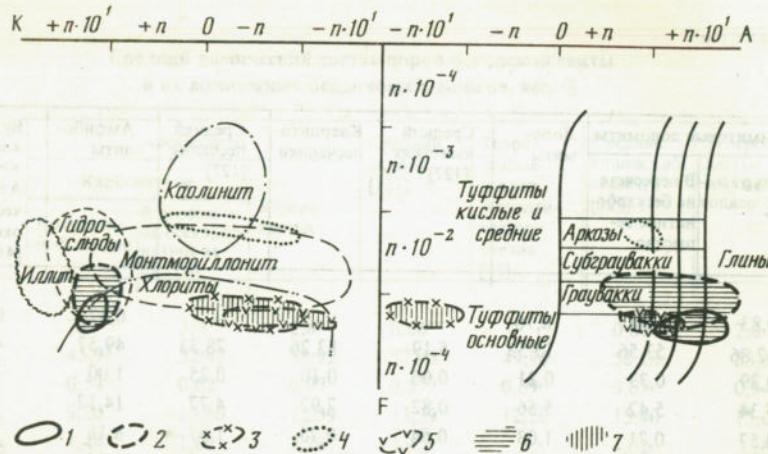


Рис. 17. Поля составов углеродистых и ассоциирующих с ними пород углеродисто-карбонатной ассоциации на диаграмме FAK [84].

Сланцы: 1 — карбонатные кварц-биотитовые, кварц-серicitовые слабоуглеродистые, 2 — углеродистые кварц-серicitовые, кварц-биотитовые, двуслюдянные, 3 — хлоритовые; 4 — кварцитопесчаники; 5 — амфиболиты; поля составов: 6 — породы рильского типа разреза, 7 — тим-ястребовского типа разреза

цессорные минералы представлены апатитом и рутилом (по данным пересчета).

Следует обратить внимание на повышенную фосфатность карбонатных и углеродистых алевролитов. Причем если среднее содержание P_2O_5 (0,23 в пересчете на бескарбонатное вещество) для карбонатных алевролитов лишь незначительно превышает среднее значение для терригенных

Таблица 4

Минеральный состав исходных осадков углеродисто-карбонатной ассоциации оскольской серии ВКМ, %

Минералы	Терригенные породы					Карбонатные породы		
	3603*	3602	3603	3601	3601	3602	3602	3556
	456	598	393	330	344	296	348	557
Кварц	28	19	25	32	26	4	—	26
Полевые шпаты	37	26	16	21	24	2	4	6
Глинистые	25	29	19	24	31	3	—	6
Карбонатные (доломит)	11	12	30	16	12	88	94	58
Гетит	7	12	8	6	6	1	—	3
Пирит	—	—	—	—	—	1	—	2
Аксессорные								
апатит	1	1	1	—	—	—	—	—
рутил	1	1	1	1	1	—	—	—
гипс	—	—	—	—	—	2	2	1

* См. примечания к табл. 2.

ных осадков (0,14—0,20%) [3], то в отдельных разностях содержания P_2O_5 чрезвычайно высоки (до 2,48% — см. табл. 5). Повышенная фосфатность характерна для всего разреза роговской свиты, наиболее насыщены фосфатными породами горизонты А и Б. Углеродистые алевролиты содержат Р в количестве, значительно превышающем кларк (в среднем 0,34%, максимально — 1,9 P_2O_5). Прослои карбонатных пород фосфатных горизонтов также обогащены P_2O_5 (до 2,68% в доломитах — см. табл. 5). По-видимому, это связано с присутствием аутигенного апатита в составе исходных осадков.

Состав ассоциирующих с углеродистыми алевролитами карбонатных пород горизонтов А и Б роговской свиты соответствует в основном доломитам (см. табл. 2). Однако от обычных карбонатных пород их отличают повышенные содержания SiO_2 , Al_2O_3 , суммарного FeO . Это связано с присутствием в их составе значительной доли терригенной примеси. Чистые карбонатные разности, в которых CO_2 (П.П.П.) составляет 40 вес. %, относительно редки. На диагностической диаграмме МАК (рис. 18) фигутивные точки составов карбонатных пород

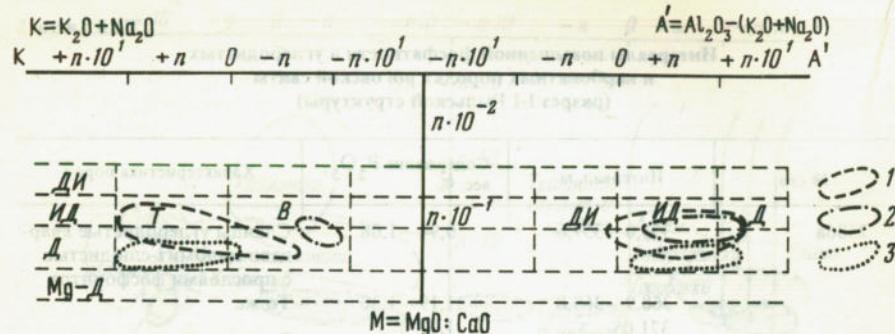


Рис. 18. Поля составов карбонатных пород оскольской серии

Карбонатные породы: 1 — тимской свиты, 2, 3 — роговской свиты (типы разрезов: 2 — тим-ястребовский, 3 — рыльский); буквами обозначены зоны составов карбонатных пород: ДИ — доломитовые известняки, ИД — известковые доломиты, Д — доломиты Mg — Д — высокомагнезиальные доломиты

роговской свиты расположены в области, соответствующей доломитам, подчиненным терригенно-осадочным фациям ($K_2O > Na_2O$). При очень близких значениях компонента M ($MgO/CaO = 0,96—1,06$) наблюдаются большие вариации по частной глиноземистости (по параметру A') и соотношению щелочей (по параметру K). Это следствие различного состава некарбонатной примеси, что выявляется после пересчета на их вероятный исходный минеральный состав (см. табл. 4). Состав карбонатного компонента преимущественно доломитовый. Сравнение среднего состава карбонатных пород роговской свиты с их возможными осадочными аналогами (см. табл. 3) свидетельствует об их повышенной марганцовистости (среднее 0,28%, максимальное — 0,79% MnO). В современных океанических и морских осадках [41, 103] его концентрация в целом возрастает от континентальных окраин к центрам пелагических областей океана. Соотношения Mn/Ti в карбонатных породах роговской свиты, лежащие в пределах 1,7—4,2, свидетельствуют об относительно глубоководном генезисе карбонатных отложений и о повышении концентрации MnO по мере ослабления влияния терригенного материала на осадконакопление ("пелагический" сдвиг концентрации). На фоне относительно низкой фосфатности (0,04—0,07% P_2O_5) встречаются отдельные разности, обогащенные P (0,34% P_2O_5), а в фосфатных горизонтах, где они парагенетически связаны с углеродистыми фосфатными алевролитами, содержания P_2O_5 в доломитах чрезвычайно высоки (до 2,68% — см. табл. 5). Среди доломитов широким распространением пользуются углеродистые разности, в которых содержания C_{opr} достигают 1,5%. В составе карбонатного горизонта Б в тесной ассоциации с доломитами встречаются терригенно-карбонатные разности (псаммитовые доломиты [139]), в которых примесь кварца алевритовой размерности может быть значительна (см. табл. 2). Содержания главных компонентов, исключая низкие значения CO_2 , не отличаются от таковых в среднем составе карбонатных осадков (см. табл. 3). Петрохимические особенности псаммитовых доломитов заключаются в отчет-

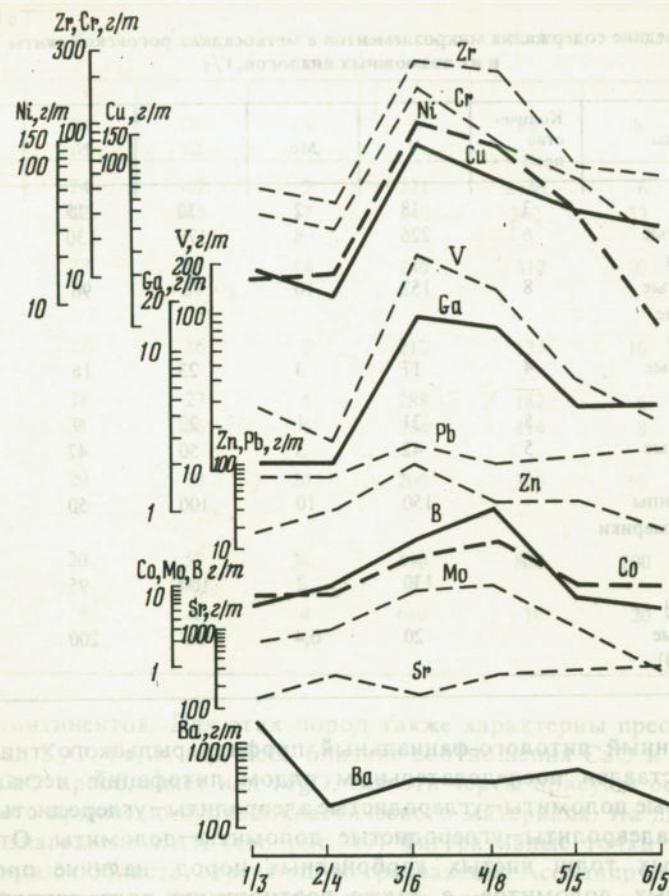


Рис. 19. Распределение элементов по фациальному профилю осадков углеродисто-карбонатной ассоциации

В числителе — фациальные типы осадков: 1 — песчаники, 2 — псаммитовые доломиты, 3 — углеродистые алевролиты, 4 — углеродистые карбонатные алевролиты, 5 — углеродистые доломиты, 6 — доломиты; в знаменателе — количество проб

ливом преобладании Fe над Fe_2O_3 , K_2O над Na_2O , MgO над CaO , повышенной концентрации TiO_2 , P_2O_5 в отдельных разностях и C_{opr} (до 2,5%). По содержанию MnO (0,10—0,12%) и C_{opr} псаммитовые доломиты близки к гемипелагическим карбонатным осадкам [41, 103].

Химический состав кварцитопесчаников горизонта Б близок к среднему составу песчаников [127]. Их петрохимические особенности, так же как и в ассоциирующих с ними доломитах и псаммитовых доломитах, заключаются в резком преобладании FeO над Fe_2O_3 , K_2O над Na_2O , и лишь соотношения CaO и MgO меняются на обратные (в кварцитопесчаниках CaO преобладает над MgO). На диагностической диаграмме FAK (см. рис. 17) точки их составов расположены в области, соответствующей составу аркозов.

Таблица 6
Средние содержания микроэлементов в метаосадках роговской свиты
и их возможных аналогов, г/т

Породы	Количество проб	V	Mo	Cr	Ni	Co
Песчаники	3	18	2	30	15	7
Углеродистые алевролиты	6	226	8	170	130	22
Углеродистые карбонатные алевролиты	8	152	10	78	96	34
Псаммитовые доломиты	4	17	3	23	16	8
Доломиты	5	21	1	22	9	11
Углеродистые доломиты	5	42	3	50	42	11
Черные сланцы Северной Америки [171]	150	10	100	50	10	
Сланцы и глины [12]	130	2	100	95	20	
Карбонатные породы [170]	20	0,4	11	200	0,1	

Обобщенный литолого-фациональный профиль рыльского типа разреза представлен последовательным рядом лиофаций: песчаники—псаммитовые доломиты—углеродистые алевролиты—углеродистые карбонатные алевролиты—углеродистые доломиты—доломиты. Отсутствие мощных толщ чистых карбонатных пород, наличие прослоев псаммитовых доломитов, а также соотношения ряда петрогенных окислов (Mn/Ti и т.д.) свидетельствуют о гемипелагическом происхождении терригенно-карбонатных фаций. Появление среди них углеродистых фаций свидетельствует, по-видимому, о меняющемся гидродинамическом режиме в бассейне осадконакопления [51]. Соотношения главных компонентов (Si/Al , Fe/Ti , Mn/Ti и др.), а также такие особенности химического состава, как преобладание K_2O над Na_2O , FeO над Fe_2O_3 , не отличаются от известных для осадочных пород.

Тим-Ястребовский тип разреза. Карбонатные породы роговской свиты, доминирующие в нижнем горизонте А этого типа разреза, по химическому составу близки к доломитам и известковистым доломитам (см. табл. 2). На диагностической диаграмме МАК (см. рис. 18) точки их составов занимают обособленное поле в области составов доломитов и известняковистых доломитов, подчиненных вулканогенно-осадочным фациям (Na_2O преобладает над K_2O). По содержанию главных компонентов они близки к карбонатным породам роговской свиты рыльского типа разреза и отличаются низкими содержаниями P_2O_5 и MnO .

Химический состав углеродсодержащих пород ритмично построенного горизонта Б близок к среднему составу осадочно-вулканогенных

	Zn	Pb	Cu	Ca	Sr	Ba	V	Zr
	40 250	24 42	22 145	2 17	121 140	2146 342	6 33	40 257
	88	28	86	14	240	312	90	218
	78	22	16	2	212	133	10	35
	35 84	38 31	27 56	5 5	288 264	182 414	6 8	50 58
	300	20	70	20	200	300	50	70
	80	20	57	30	450	800	100	200
	20	9	4	4	610	10	20	19

пород континентов. Для этих пород также характерны преобладание Na_2O над K_2O , Fe_2O_3 над FeO , близкие соотношения CaO и MgO , нередко CaO преобладает над MgO . Все эти черты присущи осадочным породам с примесью вулканокластического материала. На диагностической диаграмме FAK (см. рис. 17) фигурационные точки их составов занимают область, отвечающую грауваккам. Ассоциирующие с ними амфиболиты и биотит-амфиболовые сланцы занимают область составов туффитовых граувакков, туффитовых алевритов. Кварцитопесчаники, пользующиеся незначительным распространением в горизонте Б, по составу соответствуют аркозам.

Таким образом, фациональный профиль осадков этого типа разреза представлен последовательным рядом лиофаций: песчаники—углеродистые алевролиты—углеродистые граувакки—известковистые доломиты. Преобладание в разрезе граувакков и существенная доля туффогенного вулканокластического материала свидетельствуют о близости вулканических источников области сноса. Глинистый компонент в осадках представлен в основном хлоритом и монтмориллонитом, образующимися, как правило, за счет разложения вулканического стекла. Повышенные содержания TiO_2 и соотношения основных компонентов пород подтверждают вулканогенно-осадочную природу отложений роговской свиты тим-ястребовского типа разреза.

Распределение микроэлементов по фациональному типу осадков (по Н.М. Страхову) может быть отнесено к упорядоченному типу (рис. 19, табл. 6). В распределении Cu, Ni, Cr, Zr, V, Ga, Ti намечается

отчетливый максимум в алевропелитах, Zn, Pb, Sr обогащают карбонатные фации, Co, Mo, В — углеродистые карбонатные алевролиты. Большинство микроэлементов распределено по правилу алевропелитовой и пелитовой фракций, что характерно для гемипелагических и пелагических областей бассейна седиментации.

УГЛЕРОДИСТО-ТЕРИГЕННАЯ АССОЦИАЦИЯ

В составе нижней подсвиты тимской свиты преобладают углеродистые разности сланцев. Характерными чертами строения подсвиты являются ее неоднородность, сложное строение и обогащенность углеродистым веществом пород различного состава: кварц-биотитовых, двуслюдяных сланцев, гранат-биотитовых пород, амфиболитов. Тонкораспыленное углеродистое вещество присутствует и в карбонатных породах: доломитах, кальцифирах, карбонатных сланцах. Эта особенность имеет принципиальное значение и является следствием бескислородных фациальных условий накопления рассматриваемых горизонтов.

Кварц-биотитовые углеродистые и высокоуглеродистые сланцы наиболее распространены в составе углеродистого горизонта А нижнетимской подсвиты, где они слагают, как правило, верхние части ритмослоев (см. рис. 7) или отдельные мощные прослои в тех частях разреза, где ритмичность не выражена отчетливо (см. рис. 12). Распространенность углеродистых сланцев в составе горизонтов Б и В не превышает 23% (см. рис. 14), однако их состав отличается большой стабильностью и они представлены главным образом, кварц-биотитовыми сланцами, которые здесь образуют подчиненные, незначительной мощности, прослои (максимально 40 м, как правило, <10 м). Для углеродистых сланцев горизонта А отмечается интенсивная сульфидная минерализация и обогащенность углеродистым веществом.

Содержания основных компонентов в кварц-биотитовых углеродистых сланцах отличаются большими вариациями (табл. 7). Однако их средний состав близок составу морских глин [93], среднему составу осадочных пород, в том числе глинистых осадков [127]. Следует отметить закономерное изменение состава сланцев по разрезу, а именно увеличение содержания SiO_2 (53,12—60,16%), Al_2O_3 (10,36—17,00%) вверх по разрезу. Концентрация C_{org} максимальна в сланцах горизонта А, где она достигает 17,5% в отдельных разностях, и постепенно уменьшается вверх по разрезу; наиболее обеднены углеродистым веществом сланцы горизонта В (табл. 8).

На диагностической диаграмме FAK (рис. 20) фигуративные точки составов кварц-биотит-углеродистых сланцев расположены в области, отвечающей составу алевропелитов и пелитов. При очень близких значениях железистости (параметр F), укладывающихся в пределы 0,12—0,25, для них характерны большие вариации значений частной глиноземистости (параметр A), меняющейся от +25 до +107, что является следствием различной в количественном отношении примеси алевритовой размерности. По величине параметра K сланцы четко разделяются на две группы: для большинства кварц-биотит-углеродис-

Таблица 7

Химический состав углеродсодержащих и ассоциирующих с ними пород нижнетимской подсвиты тимской свиты, вес. %

Компонент	Кварц-биотитовые углеродистые сланцы												$\frac{3054}{427}$
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	
C_{org}	15,5	15,7	15,3	17,5	5,5	16,5	13,5	15,4	9,5	2,4			
SiO_2	47,70	47,60	47,50	45,70	58,24	46,80	53,00	51,84	55,20	55,00	61,20		
TiO_2	0,53	0,49	0,62	0,50	0,57	0,60	0,64	0,68	0,60	0,68	0,69		
Al_2O_3	9,10	9,70	9,60	8,00	10,23	9,70	9,70	12,30	11,30	15,87	11,40		
Fe_2O_3	10,71	8,15	7,67	12,45	13,06*	2,70	2,99	10,20*	5,69	7,50*			
FeO	3,13	3,84	2,84	2,63									10,80
MnO	0,15	0,19	0,16	0,25	0,20	0,17	0,15	0,12	0,14	0,07	0,08		
MgO	1,58	2,84	2,45	2,24	4,30	1,97	1,82	3,27	1,50	1,79	3,48		
CaO	1,10	1,44	1,33	1,44	0,87	1,44	1,44	0,93	1,22	1,59	3,33		
Na_2O	0,21	0,20	0,34	0,19	0,09	0,30	0,25	0,14	0,32	1,99	0,86		
K_2O	2,26	2,71	2,80	2,26	1,73	2,57	2,50	2,64	3,20	3,60	2,44		
P_2O_5	0,31	0,30	0,28	0,39	0,30	1,60	1,40	0,21	0,20	0,25	0,30		
CO_2	0,88	1,52	1,52	0,2	—	0,2	0,22	—	0,2	H.o.	1,10		
$S_{\text{общ}}$	4,23	2,97	3,28	4,67	8,79	4,19	3,10	7,64	1,77	3,32	1,22		

Таблица 7 (продолжение)

Компонент	Кварцевые, полевошпат-кварцевые песчаники, слабоуглеродистые						Карбонатные и силикатно-карбонатные породы					
	<u>3052</u> <u>205</u>	<u>3130</u> <u>284</u>	<u>3053</u> <u>210</u>	<u>3052</u> <u>205</u>	<u>3615</u> <u>388</u>	<u>3611</u> <u>228</u>	<u>3615</u> <u>568</u>	<u>3054</u> <u>434</u>	<u>3130</u> <u>223</u>	<u>3039</u> <u>246</u>	<u>3615</u> <u>568</u>	<u>3054</u> <u>434</u>
1	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	
C _{opr}	16,6	0,3	2,8	1,5	1,3	H.o.	1,5	H.o.	H.o.	H.o.	15,0	
SiO ₂	44,08	92,32	86,26	82,50	76,80	92,70	46,28	14,50	5,10	7,00	56,54	
TiO ₂	0,85	0,10	0,10	0,62	0,18	0,07	0,58	0,20	0,13	0,10	0,40	
Al ₂ O ₃	10,18	1,16	2,94	1,90	1,10	1,49	11,01	1,90	0,61	1,40	9,41	
Fe ₂ O ₃	5,50	0,80	0,05	—	0,90	0,30	0,81	C.l.	0,53	0,20	1,89	
FeO	2,32	3,10	2,44	3,91	3,41	0,86	5,11	0,79	0,57	0,57	3,08	
MnO	0,04	0,02	0,06	0,03	0,03	0,03	0,60	0,17	0,10	0,14	0,07	
MgO	7,08	C.l.	0,60	—	0,1	0,45	10,15	15,75	17,30	19,32	5,54	
CaO	3,57	0,73	2,42	2,77	6,98	2,14	11,90	30,00	33,78	28,08	3,96	
Na ₂ O	0,55	0,05	0,03	0,18	0,18	0,04	0,76	0,10	0,10	0,43	0,34	
K ₂ O	1,26	0,04	0,77	0,87	0,54	0,20	3,20	0,12	0,44	0,04	2,20	
P ₂ O ₅	3,25	0,01	0,01	0,19	3,80	0,02	0,12	0,10	0,21	2,28	0,02	
CO ₂	0,40	0,11	1,38	1,10	1,52	1,76	6,93	35,20	38,40	39,70**	0,11	
S _{общ}	3,84	0,89	0,06	0,22	0,45	0,29	0,38	0,08	H.o.	0,03***	0,33	

Таблица 7 (продолжение)

Компонент	Карбонатные и силикатно-карбонатные породы						Углеродистые кварц-сернист-полевошпатовые сланцы						Кварц-биотит-углеродистые сланцы с гранатом и хлоритом			
	<u>3525</u> <u>438</u>	<u>3052</u> <u>193</u>	<u>3613</u> <u>229</u>	<u>3524</u> <u>529</u>	<u>3130</u> <u>242</u>	<u>3063</u> <u>640</u>	<u>3063</u> <u>250</u>	<u>3063</u> <u>250</u>	<u>3523</u> <u>578</u>	<u>3523</u> <u>220</u>	<u>3053</u> <u>33</u>	<u>3053</u> <u>34</u>				
1	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34					
C _{opr}	2,1	H.o.	12,8	5,2	9,1	5,5	4,0	5,50	1,2	4,1	9,5					
SiO ₂	51,42	16,86	62,76	56,92	58,24	54,85	59,89	57,17	50,64	60,68	57,80					
TiO ₂	0,89	0,15	0,89	0,72	0,53	0,60	0,86	0,75	0,56	0,76	0,83					
Al ₂ O ₃	12,08	1,38	11,24	15,13	13,73	11,08	12,58	15,56	13,98	8,35	7,60					
Fe ₂ O ₃	3,81	1,21	1,21	0,93	3,26	2,07	0,1	1,05	2,32	3,62	1,75					
FeO	6,89	2,36	3,59	7,10	1,22	10,32	8,74	1,23	7,97	5,39	6,33					
MnO	0,15	0,37	0,32	0,08	0,04	0,28	0,09	8,86	4,88	4,65	1,80					
MgO	11,84	1,92	1,44	1,84	1,04	2,73	3,06	2,48	5,75	4,80	6,00					
CaO	4,07	35,67	2,07	2,33	2,42	2,30	2,36	1,55	3,85	1,30	2,21					
Na ₂ O	0,48	0,95	1,94	2,85	1,61	1,94	3,32	0,13	1,40	0,04	0,24					
K ₂ O	4,95	C.l.	1,32	2,78	2,24	2,36	1,58	2,10	2,15	1,79	1,63					
P ₂ O ₅	0,60	1,58	0,10	0,26	0,09	0,52	0,29	0,24	0,08	0,10	0,22					
CO ₂	0,38	36,70	0,38	C.l.	0,11	1,00	—	—	0,27	0,11	0,2					
S _{общ}	H.o.	1,98	2,01	2,02	2,26	5,74	3,87	0,93	4,98	1,87	0,76					

Таблица 7 (продолжение)

		Кварц-биотитовые углеродистые сланцы						Кварц-серпентиновые, серпент-кварцевые углеродистые сланцы					
Компонент		$\frac{3611}{206}$	$\frac{3627}{244}$	$\frac{3627}{315}$	$\frac{3612}{638}$	$\frac{3066}{279}$	$\frac{3066}{280}$	$\frac{3066}{281}$	$\frac{3066}{284}$	$\frac{3066}{215}$	$\frac{3054}{360}$	$\frac{3526}{222}$	
1	35	36	37	38	39	40	41	42	43	44	45		
C _{опр}	3,20	1,5	2,8	2,0	17,7	17,0	15,5	14,8	16,0	6,5	15,2		
SiO ₂	56,04	62,38	63,10	55,00	57,50	57,60	58,20	57,20	51,80	65,22	56,80		
TiO ₂	0,56	0,61	0,53	0,59	0,56	0,57	0,53	0,62	0,55	0,52	0,43		
Al ₂ O ₃	12,78	15,96	15,65	19,39	9,90	13,23	9,10	10,90	10,30	13,37	11,92		
Fe ₂ O ₃	2,30	2,09	Cп.	1,63	1,83	4,18*	2,24	2,52	4,93	0,87	2,73		
FeO	5,03	7,48	4,82	6,61	3,20		3,27	4,55	3,98	4,17	1,86		
MnO	0,14	0,07	0,07	0,10	0,08	0,05	0,07	0,09	0,07	0,07	0,05		
MgO	6,15	1,92	4,37	3,60	1,44	1,31	0,1	0,1	0,1	1,04	2,01		
CaO	5,84	1,24	3,97	5,16	1,33	0,75	2,21	1,88	2,21	0,73	0,93		
Na ₂ O	0,83	0,61	0,23	0,46	0,25	0,14	0,30	0,28	0,20	0,23	0,15		
K ₂ O	3,26	5,95	2,96	4,22	3,50	3,15	4,24	3,78	3,57	3,40	3,08		
P ₂ O ₅	0,14	0,10	0,07	0,12	0,30	0,17	0,23	2,00	0,25	0,09	0,12		
CO ₂	3,41	0,22	0,55	0,33	0,2	—	1,10	0,2	1,32	0,16	Сл.		
S _{общ}	0,12	0,04	0,15	0,09	1,28	2,41	1,19	1,62	2,46	1,90	2,33		

Таблица 7 (продолжение)

		Кварц-серпентиновые, серпент-кварцевые углеродистые сланцы						Углеродистые кварц-полевошпат-биотитовые сланцы						
Компонент		$\frac{3526}{298}$	$\frac{3063}{300}$	$\frac{3063}{579}$	$\frac{3063}{627}$	$\frac{3523}{380}$	$\frac{3523}{400}$	$\frac{3523}{51}$	$\frac{3613}{418}$	$\frac{3613}{388}$	$\frac{3063}{53}$	$\frac{3063}{54}$	$\frac{3063}{55}$	$\frac{3523}{56}$
1	46	47	48	49	50	51	52	53	54	55	55	55	56	
C _{опр}	18,0	9,0	6,0	6,2	16,0	15,0	16,8	22,0	5,0	10,3	1,5			
SiO ₂	49,66	62,69	55,86	51,66	54,60	61,31	51,16	50,81	62,86	51,05	59,08			
TiO ₂	0,48	0,61	0,87	0,92	0,38	0,45	0,45	0,57	0,45	0,51	0,92			
Al ₂ O ₃	11,23	11,64	13,57	15,61	16,00	11,03	14,55	12,64	14,83	7,39	17,44			
Fe ₂ O ₃	3,05	2,39	1,85	1,86	0,12	0,95	1,23	1,23	1,58	0,82	1,37			
FeO	0,79	1,81	7,39	7,66	4,09	2,83	4,91	3,84	2,44	14,48	6,10			
MnO	0,26	0,11	0,14	0,098	0,06	0,05	0,12	0,10	0,04	0,13	0,07			
MgO	0,87	3,34	2,30	1,50	1,17	1,21	1,22	1,12	3,65	2,13	2,85			
CaO	3,87	2,72	2,16	2,56	0,93	0,98	1,94	1,07	3,87	4,10	2,09			
Na ₂ O	0,34	0,94	1,80	1,06	0,54	0,30	1,16	0,32	1,68	1,26	4,25			
K ₂ O	2,88	1,87	3,22	5,07	3,78	3,40	2,40	4,00	1,86	1,08	4,05			
P ₂ O ₅	0,02	0,14	0,38	0,56	0,06	0,08	0,05	0,06	0,06	1,61	0,26			
CO ₂	2,14	—	—	0,30	0,50	—	0,27	—	0,16	0,1	0,16			
S _{общ}	2,35	1,48	4,42	4,38	1,55	1,51	2,34	2,35	0,71	7,02	0,36			

Таблица 7 (окончание)

Компонент	Кварц-биотитовые углеродистые сланцы									
	3052 229	3052 230	3052 232	3052 233	3052 224	3053 217	3053 203	3039 339	3039 255	3613 373
1	57	58	59	60	61	62	63	64	65	66
C _{opr}	10,50	14,5	9,9	8,8	8,5	8,6	11,4	3,0	15,0	14,0
SiO ₂	49,50	56,10	62,70	63,60	55,80	58,30	53,88	53,52	54,58	46,69
TiO ₂	0,45	0,42	0,50	0,55	0,61	0,82	0,48	0,72	0,51	0,69
Al ₂ O ₃	5,50	5,60	5,80	7,40	13,30	9,80	14,87	14,65	11,96	11,88
Fe ₂ O ₃	13,46	7,24	5,31	4,11	1,94	2,13	2,35	1,23	1,80	1,54
FeO	5,76	5,84	6,33	6,97	5,55	7,33	2,36	10,20	4,59	11,03
MnO	0,03	0,04	0,05	0,03	0,37	0,68	0,02	0,05	0,04	0,18
MgO	0,1	0,39	2,05	0,32	5,76	6,16	2,68	2,18	5,46	1,94
CaO	2,10	2,21	1,66	0,99	1,11	0,88	5,82	6,17	2,09	2,61
Na ₂ O	0,30	0,24	0,27	0,34	0,33	0,18	0,62	0,35	0,31	1,44
K ₂ O	2,30	2,30	1,75	2,15	4,35	1,80	0,96	1,32	2,60	2,58
P ₂ O ₅	0,68	1,45	0,58	0,26	0,17	0,18	0,10	0,23	0,09	0,22
CO ₂	1,10	0,2	0,2	0,44	0,2	0,2	0,28	0,11	—	—
S _{общ}	6,16	3,29	2,66	2,25	0,76	0,68	1,81	3,54	1,01	5,45

* Суммарное Fe₂O₃. ** Потери при прокаливании. *** SO₃.

Примечание. Дроби в головке таблицы: в числителе — номер скважинны, в знаменателе — глубина отбора, м; Сл. — следы; Н.о. — не определяется.

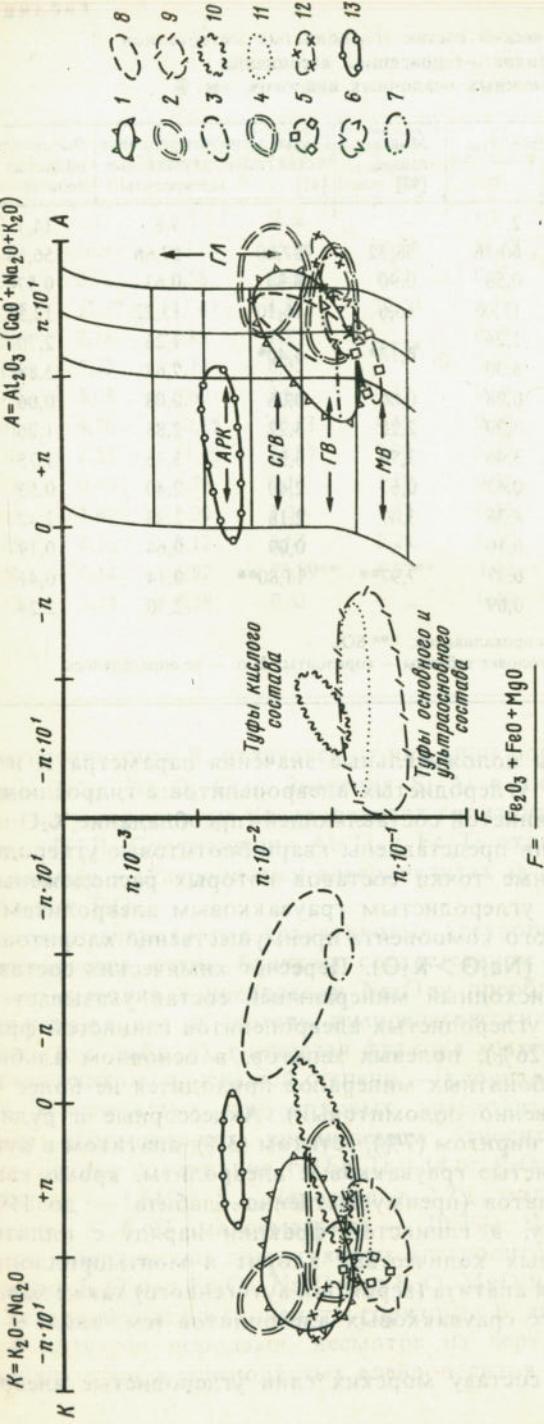


Рис. 20. Поля составов пород углеродисто-терригенной ассоциации

Кварц-сернистые сланцы: 1 — углеродистые; 2 — высокогуллеродистые; 3 — горизонтальные сланцы; 3 — углеродистые; 4 — высокогуллеродистые; 5 — горизонта Б; 6 — горизонта В; углеродистые сланцы: 7 — кварц-биотит-полевошпатовые; 8 — кварц-сернист-полевошпатовые; 9 — хлорит-амфиболовые породы; 10 — горизонтальные сланцы; 11 — кварц-карбонат-биотитовые породы; 12 — высокогуллеродистые кварц-хлоритовые сланцы; 13 — кварцитопесчаники. Буквы со стрелками — зоны составов зернистых пород и собственно пелитов (глин); АРК — аркозовых, СГВ — серцитовых, ГВ — графитовых, МВ — меланократовых. ГЛ — глинистые

Таблица 8

Средний химический состав углеродистых метаосадков
углеродисто-терригенной ассоциации
и их возможных осадочных аналогов, вес. %

Компонент	Углеродистые алевропелиты			Морские глины [93]	Гемипелагическая глина [41]	Углеродистые граувакковые алевролиты	Высокоуглеродистые пелиты
	A	Б	В				
C _{org}	11,9	3,2	2,1	—	—	5,6	14,1
SiO ₂	53,12	56,04	60,16	58,32	57,00	57,66	56,14
TiO ₂	0,60	0,56	0,58	0,90	0,84	0,63	0,57
Al ₂ O ₃	10,36	12,78	17,00	16,6	16,10	13,22	12,33
Fe ₂ O ₃	5,96	2,30	1,24	6,13*	6,40*	1,26	2,70
FeO	5,12	5,03	6,30	—	—	7,67	3,88
MnO	0,14	0,14	0,08	0,06	0,06	0,08	0,06
MgO	2,79	6,15	3,30	2,22	3,22	2,88	1,26
CaO	2,06	5,84	3,46	3,76	0,31	3,35	1,75
Na ₂ O	0,44	0,83	0,43	0,67	2,40	2,40	0,53
K ₂ O	2,37	3,26	4,38	3,07	2,18	2,33	3,42
P ₂ O ₅	0,58	0,14	0,10	—	0,09	0,64	0,19
CO ₂	0,43	3,41	0,37	7,97**	11,80**	0,14	0,41
S _{общ}	3,48	0,12	0,09	—	—	2,70	2,24

* Суммарное Fe₂O₃. ** Потери при прокаливании. *** SO₃.

Примечание. Буквы А—В в головке таблицы — горизонты; Н.о. — не определялось.

тых сланцев характерны положительные значения параметра К и их состав близок к составу углеродистых алевропелитов с гидрослюдистой и глауконитовой глинистой составляющей (преобладание K₂O над Na₂O); в меньшей степени представлены кварц-биотитовые углеродистые сланцы, фигуративные точки составов которых расположены в поле, соответствующем углеродистым граувакковым алевролитам, в которых состав глинистого компонента преимущественно хлоритовый и монтмориллонитовый (Na₂O > K₂O). Пересчет химических составов сланцев на вероятный исходный минеральный состав указывает на преобладание в составе углеродистых алевропелитов глинистой фракции (до 38%), кварца (26%), полевых шпатов, в основном альбита (до 18%). На долю карбонатных минералов приходится не более 4% (состав их преимущественно доломитовый). Аксессорные и рудные минералы представлены пиритом (7%), гетитом (3%), апатитом и рутилом (табл. 9). Углеродистые граувакковые алевролиты, кроме кварца (36%) и полевых шпатов (преимущественно альбита — до 11%), содержали, по-видимому, в глинистой фракции наряду с иллитом (глауконитом) в заметных количествах хлорит и монтмориллонит. Повышенные содержания апатита (вероятно, аутигенного) также характерны для углеродистых граувакковых алевролитов (см. табл. 9 — 3063/620).

Наиболее близки к составу морских глин углеродистые алевро-

Углеродистые граувакки	Углеродистые пелиты	Туффиты		Карбонатные породы	Вулканокластические осадки Атлантического океана [41]	Метапесчаники		Карбонатные породы	Средний состав известняков [127]
		Б	А			В	Н.о.		
7,3	5,1	1,5	—	—	—	1,5	—	—	—
58,53	56,67	46,28	16,06	46,25	84,47	92,70	14,78	5,19	—
0,72	0,72	0,58	0,21	1,82	0,25	0,07	0,22	0,06	—
12,75	11,37	11,01	4,81	12,59	1,78	1,49	2,32	0,81	—
1,51	2,18	0,81	1,23	9,73*	0,58	0,30	0,98	0,54	—
6,19	5,23	5,11	6,03	3,22	—	—	2,44	—	—
0,16	5,05	0,60	3,81	0,17	0,04	0,03	0,99	—	—
2,02	4,76	10,15	13,23	4,45	0,20	0,45	15,09	7,89	—
2,30	2,23	11,90	24,97	9,78	3,22	2,14	28,14	42,57	—
2,33	0,45	0,76	0,13	3,19	0,11	0,04	0,30	0,05	—
2,06	1,92	3,20	1,30	1,52	0,56	0,20	0,66	0,33	—
0,25	0,16	0,12	0,05	0,28	1,00	0,02	0,57	0,13	—
0,30	0,14	6,92	28,89**	6,92**	1,03	1,76	30,98	41,54	—
3,38	2,14	0,38	0,61	—	0,40	0,29	0,90	0,05***	—

пелиты горизонта В, отличаясь от них лишь повышенными концентрациями TiO₂, Na₂O, CO₂. Значения Si/Al в них чрезвычайно близки (3,8 — в углеродистых алевропелитах горизонта В и 3,5 — в морских глинах [93]). Соотношения Al/Ti и Fe/Ti отличаются повышенными значениями в углеродистых алевропелитах за счет низких концентраций в них TiO₂.

Состав углеродистых граувакковых алевропелитов горизонта А характеризуется очень близким соответствием с морскими глинами, однако высокие концентрации Na₂O и преобладание Na₂O над K₂O приближают его к составу гемипелагических глин Атлантического океана (см. табл. 8), глинистая фракция которых представлена монтмориллонитом, в меньшей степени — хлоритом и гидрослюдами [41]. Для углеродистых граувакковых алевролитов характерна некоторая обогащенность кремнеземом относительно Al (Si/Al=4,4), повышенные содержания Fe(Fe/Ti = 14,0), P₂O₅ (среднее — 0,64, максимальное — 1,61%), S_{общ} (среднее — 2,7%, максимальное — 7,02), C_{org} (среднее — 5,6%, максимальное — 10,3%). Петрохимические особенности углеродистых граувакковых алевролитов заключаются в преобладании FeO над Fe₂O₃, Na₂O над K₂O, MgO над CaO.

Углеродистые алевропелиты горизонта Б, ассоциирующие с хлорит-карбонатными породами, несмотря на черты сходства с составом морских глин и углеродистых алевропелитов горизонта В, отличают-

Таблица 9
Минеральный состав исходных осадков углеродисто-терригенной ассоциации, %

Минералы	Терригенные и вулканокластические породы					
	Аркозы		Граувакки		Туффиты	
	3066 280	3063 620	3063 605	3063 640	3039 246	3063 300
Кварц	42	36	31	29	44	40
Полевые шпаты:	29	11	21	31	3	4
ортоклаз	26	—	2	—	—	—
альбит	3	11	17	28	3	4
анорит	—	—	2	3	—	—
Глинистые	14	27	24	22	34	40
иллит	6	12	21	17	26	20
монтмориллонит	—	8	—	—	—	20
хлорит	—	7	3	5	8	—
каолинит	8	—	—	—	—	—
Карбонатные	11	—	4	5	14	11
кальцит	—	—	—	—	—	—
доломит	—	—	4	15	14	8
анкерит	8	—	—	—	—	3
сидерит	3	—	—	—	—	—
родохрозит	—	—	—	—	—	—
Аксессорные и рудные	4	26	20	13	5	5
рутит	0,5	1	1	1	1	1
апатит	0,5	5	2	1	—	—
пирит	3	4	11	7	—	3
гетит	—	6	6	4	4	1

Примечание. Дроби в головке: числитель — № скв., знаменатель — глубина отбора пробы, м.

ся повышенными концентрациями MnO, что связано, по-видимому, с увеличением карбонатной примеси в составе алевропелитов (в среднем 3,41% CO₂). Соотношения основных компонентов (Si/Al=4,4, Al/Ti=22,8, Fe/Ti=12,7) близки к таковым для углеродистых граувакковых алевролитов (см. табл. 8), однако содержание K₂O в первых значительно преобладает над величинами концентрации Na₂O.

Углеродистые алевропелиты горизонта А отличаются большой вариацией химического состава (см. табл. 7). Содержания SiO₂, Al₂O₃, FeO_{общ}, C_{орг} меняются в широких пределах. Обогащенность их кремнеземом по отношения к Al наиболее значительна, что отражается в соотношении Si/Al, которое варьирует от 4,3 до 10,8 (в среднем 5,1). Породы обогащены Fe (FeO_{общ} среднее — 10,46%, максимальное — 17,87%), S (S_{общ} среднее — 3,48%, максимальное — 8,79%), C_{орг} (содержания C_{орг}>10% обычны для углеродистых алевропелитов горизонта А), Mn (среднее — 0,14%, максимальное — 0,68% MnO), P (среднее — 0,58%, максимальное — 3,25% P₂O₅). Петрохимические особен-

Алевропелиты	Терригенные и вулканокластические породы							
	Алевропелиты		Пелиты		Карбонатные породы			
	3063 579	3066 305	3063 627	3063 250	3523 582	3130 223	3054 434	3052 193
29	26	21	34	12	2	2	12	12
20	22	21	—	1	5	4	9	9
3	2	11	—	1	—	3	—	—
15	18	9	—	—	3	1	9	9
2	2	1	—	—	2	—	—	—
30	38	40	44	9	9	—	—	—
30	37	36	22	9	—	—	—	—
—	—	4	—	—	—	—	—	—
—	1	4	1	—	9	—	—	—
—	—	—	17	—	—	—	—	—
5	3	2	19	73	77	94	71	71
—	—	—	—	19	—	15	57	57
5	3	2	3	46	77	76	9	9
—	—	—	—	1	—	3	4	4
—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	14	7	—	—	1	1
16	11	15	3	5	7	—	8	8
4	0,5	1	0,5	—	—	—	—	—
1	0,5	1	0,5	0,5	5	—	—	4
7	7	9	2	4	—	—	4	4
4	3	4	—	—	2	—	—	—

ности пород заключаются в преобладании K₂O над Na₂O, MgO над CaO, соотношение FeO/Fe₂O₃ меняется от меньших, чем 1,0, до 8,3 (см. табл. 7), в среднем составе углеродистых алевропелитов содержания окисного и закисного Fe приблизительно равны.

Таким образом, при кажущейся большой вариации химических составов углеродистых алевропелитов и граувакковых алевролитов нижнетимской подсвиты следует подчеркнуть их общие петрохимические черты, заключающиеся в повышенном содержании C_{орг}, S, FeO_{общ}, P₂O₅, преобладании MgO над CaO, близких соотношениях Al/Ti, Si/Al, не выходящих за пределы, известные для терригенных глинистых осадков. Изменения в соотношении Al/Ti вверх по разрезу, так же как и уменьшение величин Si/Al в этом же направлении, свидетельствуют о пелагическом сдвиге в распределении фаций, что подтверждается преимущественно глауконитовым типом глин в алевропелитах горизонта В.

Вторая по распространенности группа углеродистых сланцев имеет кварц-серицитовый, серицит-кварц-полевошпатовый состав и встречает-

ся только в горизонте А, где породы тесно парагенетически связаны с углеродистыми кварц-биотитовыми сланцами. Высокие содержания углеродистого вещества (как правило, $C_{\text{опр}} > 15\%$) позволяют отнести их к высокоуглеродистым сланцам. Химический состав кварц-серicitовых сланцев отличается большой однородностью и обнаруживает большое сходство со средним составом глинистых сланцев [127] и морских глинистых осадков [93]. Петрохимические особенности пород заключаются в преобладании FeO над Fe_2O_3 , при общем содержании Fe , близком к кларковому, CaO над MgO , резком преобладании K_2O над Na_2O . Их состав отличают низкая карбонатность (не более 2,14%, в среднем 0,41% CO_2), повышенные концентрации $C_{\text{опр}}$, S (среднее — 2,24%, максимальное — 4,42% $\text{S}_{\text{общ}}$). Величина $\text{FeO}/\text{Fe}_2\text{O}_3$ меняется от 0,26 до 34,08, в среднем составе кварц-серicitовых углеродистых сланцев содержание закисного Fe превалирует над окисным (см. табл. 8). На диагностической диаграмме FAK (см. рис. 20) фигуративные точки составов углеродистых и высокоуглеродистых кварц-серicitовых сланцев занимают поле, отвечающее составу алевропелитов и пелитов с низкой железистостью, причем состав высокоуглеродистых сланцев близок к составу пелитов с иллитовой и гидрослюдистой глинистой составляющей. Параметр A изменяется от +40 до +130, при этом величина параметра F варьирует в узких пределах (0,045 — 0,08). Это свидетельствует о большой однородности состава этих пород. На диаграмме FAK по соотношению щелочей обособляется группа точек, отвечающих составу субграувакков и граувакков с отрицательными значениями параметра K (от -2 до -40). Содержание $C_{\text{опр}}$ в углеродистых субграувакках понижено по сравнению с высокоуглеродистыми пелитами и составляет в среднем 7,3% (см. табл. 8).

Химический состав высокоуглеродистых пелитов сходен с составом морских глин [93]. Это подтверждается близкими значениями основных компонентов, преобладанием CaO над MgO , FeO над Fe_2O_3 , K_2O над Na_2O . Петрохимические особенности высокоуглеродистых пелитов, кроме чрезвычайно высоких содержаний $C_{\text{опр}}$ (среднее — 14,1%, максимальное — 22%), заключаются в повышенной концентрации S , очень низкой карбонатности (CO_2 не превышает 2,14%), пониженной концентрации TiO_2 . Соотношения Si/Al относительно высоки, и, так же как и в предыдущих разностях углеродистых метаосадков нижнетимской подсвиты, наблюдается обогащенность кремнеземом относительно Al ($\text{Si}/\text{Al} = 4,5$ в среднем). Исходный минеральный состав высокоуглеродистых пелитов включает в качестве минералов глинистой фракции иллит (до 37%), Mg -хлорит (3,5%), в составе алевролитовой фракции — кварц (до 21%), полевые шпаты (главным образом, ортоклаз и альбит) — до 21%, акцессорных минералов — апатит (1,5%), рутил (таблица 9).

В исходном составе углеродистых субграувакк полевые шпаты представлены главным образом альбитом, кроме иллита (17—21%), в глинистом компоненте содержится хлорит (магнезиальная разновидность). Химический состав углеродистых субграувакковых алевритов сходен с составом осадочных пород (средняя осадочная порода сос-

тоит из глинистых сланцев на 82%, известняков — 6%, песчаников — 12% [127]), исключая пониженные концентрации Al_2O_3 . Соотношения основных компонентов (Si/Al , Al/Ti и Fe/Ti) близки к таковым в высокоуглеродистых пелитах и углеродистых граувакках, ассоциирующих с углеродистыми субграувакковыми алевритами в составе горизонта А. Благодаря относительно повышенным концентрациям TiO_2 (0,72% в среднем) соотношение Al/Ti характеризуется величиной 17,7 (в среднем), что сходно со значениями алюмотитанового модуля в морских глинах [93]. Близкое соответствие между субграувакковыми алевритами и осадочными породами [127] наблюдается и по железотитановому модулю ($\text{Fe}/\text{Ti} = 10,5$ и 9,3 соответственно).

В составе горизонта А в виде отдельных прослоев, приуроченных к карбонатным частям разреза, встречаются кварц-биотит-углеродистые сланцы с гранатом, химический состав которых сходен с составом алевропелитов. На диагностической диаграмме FAK (см. рис. 20) они занимают область, соответствующую составам алевропелитов с глауконитовым или гидрослюдисто-хлоритовым глинистым компонентом. Несмотря на близкое соответствие их состава с составом ассоциирующих с ними метаосадков горизонта А (см. табл. 8), следует отметить чрезвычайно высокие концентрации Mn (среднее — 5,05%, максимальное — 8,86% MnO — см. табл. 7). В верхних частях разреза горизонта А отмечено до восьми пачек марганцовистых углеродистых алевропелитов мощностью до 8—10 м, прослеживающихся в скв. 3036, 3523, 3053 (см. рис. 7). Высокие концентрации Mn в сланцах реализуются в спессартиновой составляющей граната [64] и в составе Mn -сульфида — алабандина. Пересчет химического состава углеродистых марганцовистых алевропелитов на их исходный минеральный состав (см. табл. 9) свидетельствует о том, что, кроме кварца (34%) и глин (до 44%), в них, вероятно, могли содержаться в заметном количестве марганцевые карбонатные минералы (например, родохрозит). Состав глинистого компонента также специфичен и отличается от его состава в изученных метаосадках нижнетимской подсвиты присутствием каолинита (до 17%). Кроме метатерригенных пород, повышенная марганцовистость характерна для карбонатных пород горизонтов А и Б (табл. 10), а также хлорит-карбонатных пород горизонта Б (см. табл. 7).

Хлорит-биотит-карбонатные породы, преобладающие среди пород горизонта Б, по химическому составу близки к вулканокластическим осадкам Атлантического океана [41]. От ассоциирующих с ними углеродсодержащих осадков, а также от метаосадков нижнетимской подсвиты в целом их отличает пониженное содержание SiO_2 (46,28%). Однако близость соотношений основных компонентов ($\text{Si}/\text{Al} = 4,2$, $\text{Al}/\text{Ti} = 19,0$), а также преобладание K_2O над Na_2O , FeO над Fe_2O_3 , MgO над CaO свидетельствуют о большом сходстве основных петрохимических характеристик хлорит-биотит-карбонатных пород и ассоциирующих с ними в разрезе метаосадочных пород и, по-видимому, об участии осадочного материала наряду с вулканокластическим в их исходном составе. Петрохимические особенности пород состоят в чрезвычайно высокой концентрации щелочноземельных металлов

(сумма CaO и MgO достигает 22%) и повышенном содержании MnO (среднее — 0,60%, максимальное — 4,20% — см. табл. 8, 10). Это приближает состав хлорит-биотит-карбонатных пород к составу ультраосновных эфузивных пород (пикритов), и, по-видимому, в их исходном составе могли преобладать обломки пикритовых туфов, впоследствии разложенных с образованием хлорита и карбонатных минералов (доломита, кальцита). Ассоциирующие с ними в горизонте Б карбонатные породы также содержат высокие концентрации MnO (см. табл. 8). Повышенная марганцовистость характерна и для карбонатных амфиболитов горизонта В (см. табл. 7, графа 3615/485).

Завершает разрез нижнетимской подсвиты горизонт В, состоящий на 70% из кварцитов и серицит-кварцевых пород (см. рис. 14), состав которых сходен с составом аркозовых песчаников, их глинистых разновидностей (см. табл. 8). Средний состав кварцитопесчаников, полевошпат-кварцевых пород, встречающихся в составе горизонта А, где они занимают, как правило, нижние части ритмов в ритмично построенных частях разреза или отдельные маломощные прослои (см. рис. 7, 12), также имеет черты сходства с составом метапесчаников горизонта В. Содержание SiO₂ варьирует от 76,8 до 92,7% (см. табл. 7). Петрохимические особенности метапесчаников нижнетимской подсвиты свидетельствуют о повышенном содержании в них Fe (среднее — 3,74%, максимальное — 4,22% FeO_{общ}), причем FeO резко преобладает над Fe₂O₃ (см. табл. 7, 8), S (0,40% S_{общ} в среднем), P (среднее — 1,0%, максимальное — 3,8% P₂O₅). На диагностической диаграмме FAK фигуративные точки составов метапесчаников нижнетимской подсвиты расположены в области составов аркозовых песчаников (см. рис. 20). Их отличают довольно существенные вариации параметров A и K при очень близких значениях железистости. Это является следствием различной примеси глинистого и обломочного материала, представленного в исходном составе метапесчаников, по-видимому, в основном ортоклазом (до 26%), в меньшей степени альбитом, каолинитом (до 8%) и гидрослюдой (до 6%). По данным пересчета на их вероятный минеральный состав (см. табл. 9), содержание карбонатной примеси может быть значительно (до 11%), а высокие содержания Fe в них реализуются в составе сидерита и анкерита.

Карбонатные породы нижнетимской подсвиты пользуются незначительным распространением и подчинены терригенным и терригенно-вулканогенным ассоциациям. В верхних частях горизонта А встречаются отдельные маломощные прослои карбонатных пород в ассоциации с углеродистыми алевропелитами и пелитами, с фосфатными алевролитами (см. рис. 12); в составе горизонта Б они ассоциируют с хлорит-карбонатными и хлорит-амфиболовыми породами, имеют незначительную мощность и выклинивающийся характер залегания, свидетельствующий, возможно, об их линзовидной форме. Нередко они содержат примесь тонкорассеянного углеродистого вещества. Состав карбонатных пород нижнетимской подсвиты, характеризующийся значительными вариациями содержания SiO₂, Al₂O₃, а также присутствие в них как кальцита, так и доломита отличают их от карбонатных

Таблица 10

Химический состав углеродистых и карбонатных пород нижнетимской подсвиты повышенной марганценности, вес. %

Компонент	Амфиболиты и карбонатные силикатные породы										
	Углеродистые терригенные породы		Амфиболиты и карбонатные силикатные породы								
	3526 284	3526 292	3526 386	3063 585	3523 289	3523 396	3611 582	3615 485	3526 372	3526 375	3526 286
SiO ₂	56,29	43,83	37,15	35,01	38,70	44,92	19,66	16,06	27,42	31,44	37,89
TiO ₂	0,66	0,52	0,38	0,40	0,61	0,18	0,28	0,21	0,15	0,47	0,47
Al ₂ O ₃	12,45	15,87	7,38	6,01	6,17	2,61	3,84	4,81	2,85	5,60	7,68
Fe ₂ O ₃	9,61	3,52	3,37	3,72	0,75	2,78	3,33	1,23	0,58	2,25	3,05
FeO	H.o.	1,15	1,44	28,06	7,54	4,45	0,57	6,03	1,58	3,80	4,32
MnO	2,70	4,90	4,20	0,97	1,39	2,00	4,92	3,81	2,51	2,62	1,67
MgO	6,50	5,99	11,38	1,37	13,30	16,08	11,65	13,23	13,14	15,76	13,52
CaO	1,58	17,24	17,24	2,47	20,10	8,95	28,50	24,97	30,04	20,42	18,88
Na ₂ O	0,22	0,20	0,25	0,75	0,27	0,08	0,07	0,13	0,07	0,18	0,24
K ₂ O	1,68	1,94	0,56	1,58	0,08	0,07	1,15	1,30	0,37	1,00	0,38
P ₂ O ₅	0,12	0,09	0,12	0,36	0,13	0,04	0,18	0,05	0,33	0,38	0,09
Sобщ	3,93	2,42	2,74	15,41	2,67	2,99	2,46	0,61	0,72	2,92	3,19
п.п.п.	0,66	0,35	С.п.	4,01	8,31	12,99	22,53	28,89	21,22	1,30	0,20
CO ₂	1,68	—	13,60	H.o.	8,30	8,85	21,72	H.o.	H.o.	12,12	9,05
C орг	1,60	17,70	1,55	8,7	0,33	5,37	0,63	—	0,72	0,44	0,90

Примечание. Дроби в головке таблицы: числитель — номер пробы (номер скважины), знаменатель — глубина отбора, м; С.п. — слэды; Н.о. — не определялось.

Таблица 11

Среднее содержание микроэлементов в метаосадках
нижнетимской подсвиты и их возможных аналогов, г/т

Элемент	Аркозовые песчаники	Углеродистые метаосадки				Карбонатные породы по данным авторов [170]	Черные сланцы [171]
		Граувакки	Алевриты	Алевро- пелиты	Пелиты		
V	87	175	175	231	230	24	20
Mo	5	10	17	19	17	1	0,4
Cr	97	145	114	124	103	30	11
Ni	78	148	228	240	242	42	20
Co	15	56	49	48	70	9	0,1
Zn	132	335	584	470	438	25	20
Pb	29	42	45	51	40	20	9
Cu	108	295	366	436	433	44	4
Ga	11	18	17	18	23	3	4
Sr	43	194	196	114	57	265	610
Ba	758	536	606	1057	954	1122	10
B	14	52	19	143	176	26	20
Zr	78	170	11	110	140	35	19
							70

пород роговской свиты, в которых среди карбонатных минералов преобладает доломит. На диагностической диаграмме МАК (см. рис. 18) фигутивные точки составов карбонатных пород нижнетимской подсвиты занимают обширное поле в области составов доломитовых известняков и доломитов, подчиненных как терригенно-осадочным, так и вулканогенно-осадочным фациям. Пересчет их составов на возможный исходный минеральный состав показал преобладание в них доломита (9,4–76,7%), кальцита (14,8–57,3%), кварца (до 12%), ортоклаза или альбита, иллита и Mg-хлорита (см. табл. 9). Повышенные концентрации FeO и MgO реализуются в составе анкерита и родахрозита. Так же как и для роговской свиты, для карбонатных пород нижнетимской подсвиты характерна обогащенность фосфором, что, по-видимому, связано с тем, что в них присутствовал аутигенный апатит.

Таким образом, фациальный профиль осадков нижнетимской подсвиты представлен, в основном терригенными литофациями: аркозы – граувакки – углеродистые алевропелиты – углеродистые пелиты – известковистые доломиты. Строение нижнетимской подсвиты отличается большой неодноднотью. Углеродистые метаосадки ассоциируют с терригенными в составе горизонта А, вулканогенными – в горизонтах Б и В. Состав углеродистых осадков также отличается большими вариациями в содержаниях основных компонентов, однако все эти осадки существенно обогащены C_{org} (терригенные, вулканогенные и карбонатные фации) S, Fe, P, Mn, для них характерно преобладание K_2O над Na_2O , MgO над CaO , FeO над Fe_2O_3 (в основном). Все эти признаки наряду с близостью значений таких параметров, как соотношения Si/Al , Al/Ti , Fe/Ti , свидетельствуют об их генетическом единстве

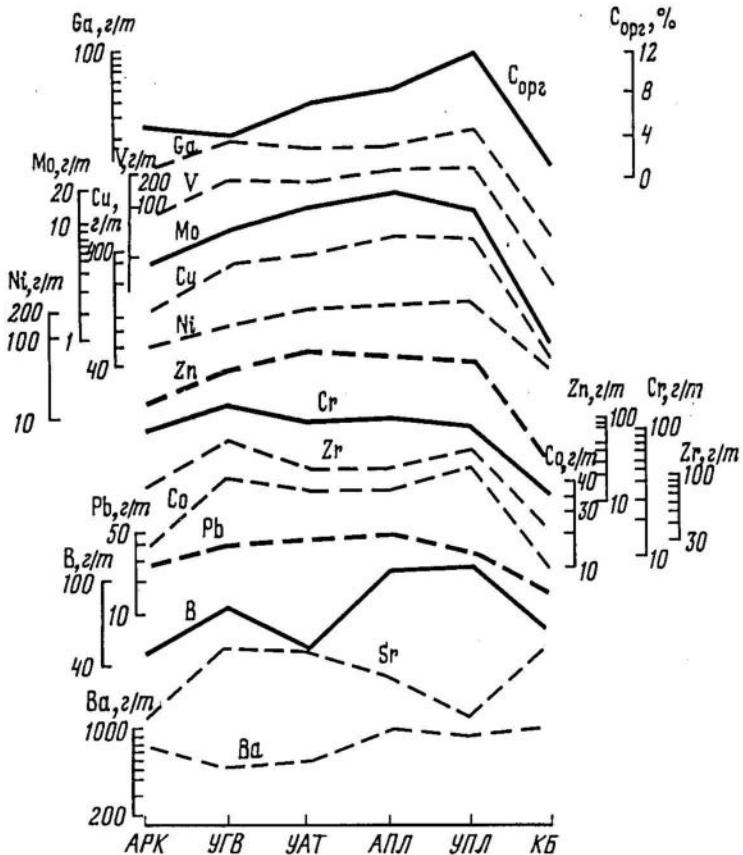


Рис. 21. Распределение элементов по фациальному профилю осадков углеродисто-терригенной ассоциации

APK – аркозовые песчаники; УГВ – углеродистые граувакки, УАТ – углеродистые алевриты; АПЛ – углеродистые алевропелиты, УПЛ – углеродистые пелиты; КБ – карбонатные породы

и сходстве с осадочными и вулканогенно-осадочными образованиями [11, 41, 52, 93, 127]. Наличие туфогенной примеси в составе метаосадочных пород нижнетимской подсвиты увеличивается от горизонта А к верхним частям разреза подсвиты горизонтам Б и В. Состав туфогенной примеси может быть различен, в основном она представлена основными и ультраосновными разновидностями туфов (базальтовые и пикритовые туффиты). Однако осадочный материал в вулканокластических образованиях преобладает и состав его не отличается от состава ассоциирующих с ними нормально-осадочных пород. Все это свидетельствует об усиении вулканической деятельности в момент формирования осадков нижнетимской подсвиты. Высокие концентрации C_{org} и особые условия формирования осадков в нижнетимском бассейне (наличие восстановительной среды в иловых водах и в бассейне в целом) нейтрализовали разбавляющее влияние терри-

генного материала, благодаря чему сформировался широкий спектр осадочно-вулканогенных пород, обогащенных $C_{\text{опр}}$.

Распределение микроэлементов по фациальному профилю осадков отвечает неупорядоченной пелитовой фракции (табл. 11, рис. 21). Содержания Ga, V, Cr, Zr, Co, Ba, B, Mo, Cu, Ni, Zn скачкообразно возрастают по мере увеличения примеси пелита и уменьшаются в карбонатных фациях и песчаниках. Для Sr и Pb характерно накопление в карбонатных фациях. Эти закономерности распределения микроэлементов характерны для осадков, формирующихся в пределах шельфовой зоны бассейна, что подтверждается флишоидным типом ритмичности строения отдельных горизонтов подсвиты.

УГЛЕРОДИСТО-ВУЛКАНОГЕННАЯ АССОЦИАЦИЯ

Углеродсодержащие кварц-биотитовые и двуслюдяные сланцы встречаются только в нижних частях верхнетимской подсвиты, в составе углеродистого горизонта А, где они переслаиваются с безуглеродистыми кварц-биотитовыми, серицитовыми и актинолит-хлоритовыми сланцами. Химический состав кварц-биотит-угледистых и двуслюдяных сланцев горизонта А отличается большой однородностью (табл. 12). По содержанию Al_2O_3 , Fe_2O_3 и основных компонентов они имеют очень близкое сходство со средним составом глинистых сланцев [127] и морских глин [93]. Петрохимические особенности пород отличаются преобладанием FeO над Fe_2O_3 , K_2O над Na_2O , MgO над CaO (см. табл. 12, 13). На диагностической диаграмме FAK фигурированные точки составов кварц-биотитовых и двуслюдяных углеродистых сланцев занимают компактное поле в области алевропелитов с гидробиотитовым и глауконитовым типами глинистого компонента (рис. 22). Значения Si/Al , Al/Ti и Fe/Ti чрезвычайно близки к значениям этих модулей в глинистых осадках [93, 127] и отличаются лишь небольшим увеличением Al/Ti за счет пониженных концентраций Ti . Углеродистые алевропелиты обогащены углеродистым веществом и характеризуются высокими концентрациями $C_{\text{опр}}$.

Углеродистые кварц-полевошпат-биотитовые сланцы близки по химическому составу к глинистым сланцам, в частности к гемипелагическим глинистым осадкам Атлантического океана [41]. Их объединяет, помимо схожести в содержании основных компонентов, и характер соотношения между Na и K , а именно преобладание Na над K . На диагностической диаграмме FAK они занимают область, соответствующую составу граувакковых алевропелитов (отрицательные значения параметра K). Значения железистости и глиноземистости (параметры F и A) близки к таковым для углеродистых алевропелитов. В исходном минеральном составе углеродистых граувакковых алевропелитов глинистый компонент, вероятно, был представлен не только гидрослюдой, но и монтмориллонитом и хлоритом.

Углеродистые кварц-биотитовые сланцы с гранатом и двуслюдяные сланцы близки по составу глинистым осадкам [41, 93, 127] и отличаются от ассоциирующих с ними углеродистых алевропелитов и граувакков повышенными концентрациями $C_{\text{опр}}$ и $S_{\text{общ}}$. Соотношения

Таблица 12

Химический состав углеродистых и ассоциирующих с ними пород верхнетимской подсвиты тимской свиты, вес. %

Компонент	Кварц-биотитовые, двуслюдяные, полевошпат-кварц-биотитовые ультролистистые сланцы						$\frac{3070}{265}$	$\frac{3070}{256}$	$\frac{3070}{260}$	$\frac{3070}{265}$	$\frac{3070}{249}$	
	$\frac{3621}{375}$	$\frac{3612}{272}$	$\frac{3070}{302}$	$\frac{3129}{293}$	$\frac{3129}{343}$	$\frac{3621}{405}$						
$C_{\text{опр}}$	5,8	4,7	3,0	1,9	2,1	6,8	10,5	3,3	3,2	3,0	2,8	
SiO_2	62,02	58,56	52,86	59,50	61,58	62,66	54,72	46,44	60,34	51,94	67,34	
TiO_2	0,58	0,67	0,40	0,70	0,58	0,51	0,46	0,73	0,32	0,51	0,38	
Al_2O_3	14,51	15,96	17,95	17,50	17,64	15,26	14,31	20,72	19,38	19,83	13,39	
Fe_2O_3	0,40	2,59	1,30	1,04	1,63	1,58	4,72	1,47	3,35	1,47	1,49	
FeO	6,12	5,32	6,64	7,04	6,10	2,87	4,88	6,50	3,01	4,45	3,45	
MnO	0,13	0,09	0,29	0,04	0,04	0,64	0,02	0,12	0,08	0,08	0,35	
MgO	3,32	4,72	4,20	3,83	2,68	3,19	4,70	4,62	2,68	6,05	2,15	
CaO	1,98	4,21	3,14	1,45	1,16	1,16	4,08	2,44	3,26	2,56	2,33	
Na_2O	0,60	0,51	2,33	1,85	1,98	0,16	0,73	3,30	5,20	4,00	2,96	
K_2O	4,95	3,62	4,78	3,12	2,40	4,18	2,88	4,61	1,74	3,26	1,55	
P_2O_5	0,12	0,09	0,11	0,21	0,18	0,10	0,07	0,23	0,07	0,07	0,05	
$S_{\text{общ}}$	1,38	0,39	0,53	0,57	1,64	0,36	0,80	0,83	H.o.	0,10	1,00	
CO_2	0,33	0,22	1,15	0,11	0,10	0,10	2,09	0,11	0,11	0,27	0,22	

Таблица 13

Средний химический состав углеродистых метаосадков верхнетимской подсвиты и их возможных аналогов, вес. %

Компонент	Углеродистые граувакки	Углеродистые алевропелиты	Углеродистые пелиты	Средний глинистый сланец [127]	Средний состав осадочных пород [127]	Морские глинистые осадки [93]	Гемипелагические глинистые осадки [41]
C _{орг}	3,39	4,86	5,27	0,80	0,66	—	—
SiO ₂	57,85	57,81	57,50	58,10	57,95	58,32	57,00
TiO ₂	0,55	0,55	0,54	0,65	0,57	0,90	0,84
Al ₂ O ₃	17,75	16,14	15,68	15,40	13,39	16,60	16,10
Fe ₂ O ₃	2,45	1,00	1,81	4,02	3,47	6,13**	6,4**
FeO	4,10	6,03	6,16	2,45	2,08	—	—
MnO	0,14	0,17	0,16	—	—	0,06	0,06
MgO	3,67	4,08	3,85	2,44	2,65	2,22	3,22
CaO	2,36	3,11	2,25	3,11	5,89	3,76	0,31
Na ₂ O	3,72	1,15	1,23	1,30	1,13	0,67	2,40
K ₂ O	2,62	4,45	3,29	3,24	2,86	3,06	2,18
P ₂ O ₅	0,10	0,11	0,13	0,17	—	—	0,09
S _{общ}	0,66	0,77	1,39*	0,64*	0,54*	—	—
CO ₂	0,16	0,57	0,79	2,63	5,38	7,97***	11,80***

* SO₃. ** Суммарное Fe₂O₃. *** Потери при прокаливании.

Таблица 12 (окончание)

Компонент	Метапикриты				Метадиабазы, метабазальты, метагаббро			
	3070 240	3129 298	3122 157	3123 240	3621 247	3621 396	3123 230	3123 231
C _{орг}	4,3	2,4	H.o.	0,2	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.
SiO ₂	62,64	58,40	41,75	38,76	51,86	42,00	46,37	42,84
TiO ₂	0,64	0,74	1,46	1,16	1,64	1,03	2,27	1,44
Al ₂ O ₃	16,02	17,14	6,99	4,97	13,90	15,23	8,62	10,90
Fe ₂ O ₃	1,34	2,33	4,84	2,16	4,72	1,57	4,61	2,82
FeO	3,59	3,59	8,21	11,21	12,21	11,23	8,36	12,53
MnO	0,12	0,06	0,18	0,14	0,08	0,17	0,18	0,17
MgO	2,85	3,69	16,80	18,44	4,02	7,55	5,89	7,35
CaC	1,16	2,43	8,40	6,53	7,05	9,67	11,38	6,70
Na ₂ O	2,69	4,20	0,14	0,04	1,15	1,28	0,15	0,20
K ₂ O	2,18	2,40	0,20	0,43	0,43	2,96	1,15	3,15
P ₂ O ₅	0,16	0,05	0,20	0,13	0,11	0,10	0,72	0,75
S _{общ}	1,06	0,98	H.o.	0,34	0,09	0,03	H.o.	0,13
CO ₂	0,11	0,10	10,87*	8,85	0,11	1,32	12,52*	7,00*

* Потери при прокаливании.

Примечание. H.o. — не определилось; Сл. — следы; Сл. — слеи в головке таблицы; в числителе — номер скважины, в знаменателе — глубина отбора пробы, м.

Si/Al, Al/Ti и Fe/Ti не отличаются от их значений в углеродистых метаосадках верхнетимской подсвиты и глинистых осадках.

Такая однородность химического состава свидетельствует о стабильности условий осадконакопления и о гемипелагическом характере отложений, что подтверждается также отсутствием кластогенных и карбонатных осадков в разрезе. Повышенная магнезиальность метаосадков верхнетимской подсвиты по сравнению с содержанием этого компонента в глинистых гемипелагических осадках, по-видимому, отражает присутствие в их исходном составе больших количеств хлорита и глауконита.

Среди вулканогенных пород, ассоциирующих с углеродистыми отложениями, широким распространением пользуются основные и ультраосновные разности вулканитов: базальтовые порфиры, метапикриты, диабазы. Кроме того, отмечаются многочисленные ортосланцы, развитые по вулканитам основного и ультраосновного состава (см. табл. 12). На диагностической диаграмме FAAlk, предложенной А.А. Предовским [86] для петрогохимической систематики вулканитов, метавулканиты верхнетимской подсвиты занимают обширное поле в области составов базитов и пикритов (рис. 23). Сравнение химического состава метавулканитов верхнетимской подсвиты с их возможными аналогами (основными и ультраосновными изверженными породами [127] и вулканокластическими осадками Атлантического океана [41]) обнаруживает их близкое сходство (табл. 14). Они характеризуются высокими содержаниями Ti, Fe, Mg, преобладанием Na₂O

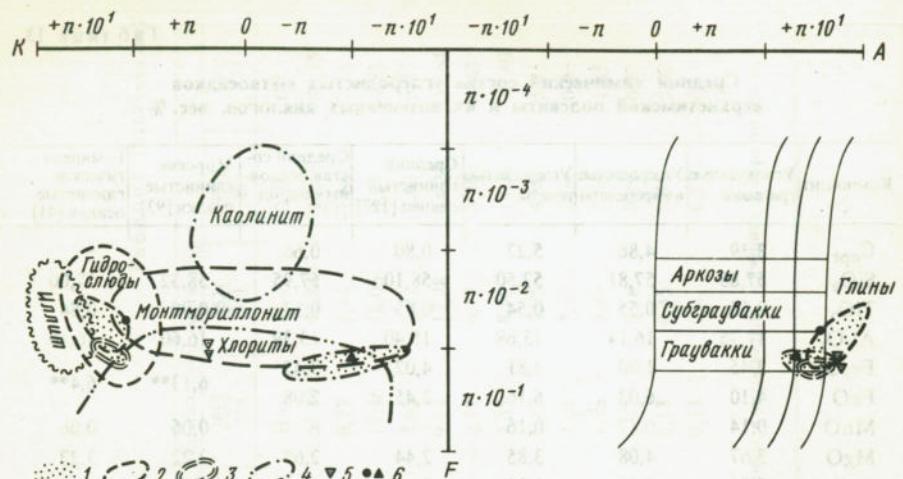


Рис. 22. Поля составов метаосадков углеродисто-вулканогенной ассоциации

1 — высокоуглеродистые метаосадки; сланцы 2 — двуслюдяные, кварц-биотитовые, 3 — кварц-биотит-гранатовые, биотит-хлоритовые, 4 — кварц-полевошпат-биотитовые; средние составы: 5 — безуглеродистых метаосадков, 6 — высокоуглеродистых биотитовых (точки) и полевошпат-кварц-биотитовых (треугольники) сланцев

над K_2O и отличаются от терригенных пород прежде всего повышенной титанистостью (среднее — 1,21—1,86%, максимальное — 3,20%). Из-за высоких концентраций Ti отношения Al/Ti и Fe/Ti очень малы, тогда как Fe/Al явно повышенны (превышает 1 в метапикритах).

Литолого-фациальный профиль осадков верхнетимской подсвиты представлен последовательной сменой лиофаций: углеродистые граувакки — углеродистые алевропелиты — пелиты. Химический состав метаосадков отличается большой однородностью, а соотношения основных компонентов близки к их значениям в гемипелагических глинистых осадках Атлантического океана с монтмориллонитовой и гидрослюдисто-хлоритовой глинистой составляющей.

Распределение микроэлементов по фациальному профилю осадков отличается упорядоченным характером. Содержания Co, Ba, Cu, Cr, V, Pb, Zn, Ni максимальны в алевропелитах (табл. 15, рис. 24), B, Mo, Sr, Zr, Ga обогащают углеродистые граувакки. Упорядоченный тип распределения микроэлементов характерен для удаленных от питающих провинций участков бассейна седиментации.

Восстановление первичной природы и исходного состава осадочно-метаморфических комплексов оскольской серии и проведенный литолого-фациальный анализ свидетельствуют о том, что:

1 — оскольская серия ВКМ представлена единой трансгрессивно-регressiveвой серией осадков;

2 — в период максимальной трансгрессии оскольского бассейна в пределах Рыльской структуры формировались карбонатные и терригенно-карбонатные фации, среди которых преобладают карбонатные алевролиты и доломиты; в пределах Тим-Ястребовской структуры

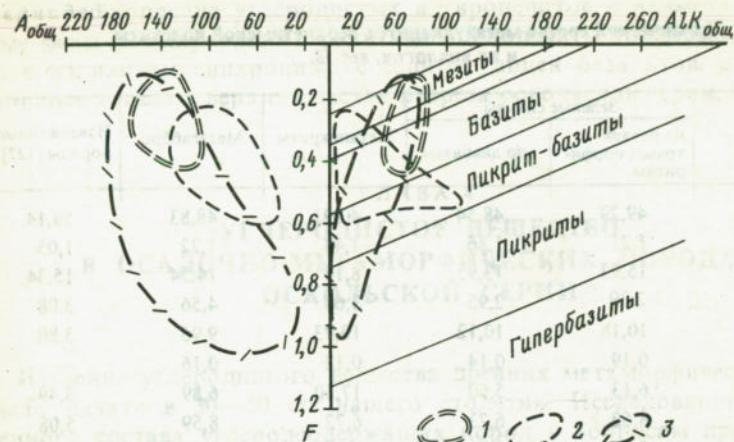


Рис. 23. Поля составов метавулканитов оскольской серии ВКМ

Вулканогенные породы: 1 — роговской свиты, 2 — нижнетимской подсвиты, 3 — верхнетимской подсвиты

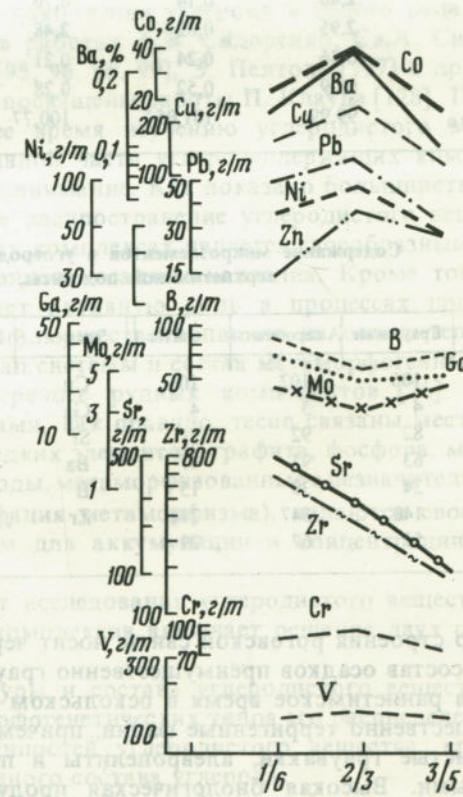


Рис. 24. Распределение элементов по фациальному профилю осадков углеродисто-вулканогенной ассоциации

В числите — фациальные типы осадков: 1 — граувакки, 2 — алевропелиты, 3 — пелиты; в знаменателе — количество проб

Химический состав метавулканитов верхнетимской подсвиты и их аналогов, вес. %

Компонент	Зеленые сланцы		Метапирократы	Метагаббро	Известковые породы [127]
	по базальтовым порфиритам	по диабазам			
SiO ₂	49,29	48,54	40,91	48,83	59,14
TiO ₂	1,21	1,86	1,44	1,22	1,05
Al ₂ O ₃	15,93	13,95	8,16	14,54	15,34
Fe ₂ O ₃	2,39	2,95	3,60	4,56	3,08
FeO	10,18	10,12	10,73	9,96	3,80
MnO	0,19	0,14	0,12	0,16	—
MgO	6,13	5,60	17,50	6,89	3,49
CaO	8,62	6,73	6,72	8,59	5,08
Na ₂ O	3,09	1,70	0,35	2,55	3,84
K ₂ O	0,46	2,64	0,32	1,02	3,13
п.п.п.	2,10	5,10	7,19	5,37	—
H ₂ O	2,40	0,14	0,76	0,25	1,15
CO ₂	2,95	0,82	2,48	1,84	0,10
S _{общ}	0,46	0,24	0,21	1,97	—
P ₂ O ₅	0,09	0,52	0,28	0,09	0,30
Сумма	99,99	101,05	100,77	100,27	99,56

Таблица 15

Содержание микроэлементов в углеродистых осадках верхнетимской подсвиты, г/т

Элемент	Граувакки	Алевропелиты	Пелиты	Элемент	Граувакки	Алевропелиты	Пелиты
V	106	107	106	Cu	156	263	99
Mo	4	3	4	Ga	31	23	23
Cr	82	92	71	Sr	492	183	75
Ni	63	91	47	Ba	1633	3450	875
Co	24	39	15	B	85	56	68
Zn	140	347	218	Zr	718	369	168
Pb	51	67	29				

характер строения роговской свиты носит черты флишоидности, а исходный состав осадков преимущественно граувакковый;

3 — в раннетимское время в оскольском бассейне формировались преимущественно терригенные фации, причем углеродистые и высокоуглеродистые граувакки, алевропелиты и пелиты превалируют над остальными. Высокая биологическая продуктивность и специфика условий захоронения осадков нейтрализовали разбавляющее влияние терригенного материала и способствовали сохранению больших масс органического вещества в осадках;

Таблица 14

4 — накопление углеродистых алевропелитов и пелитов в начальные фазы формирования верхнетимской подсвиты полностью подавляется излиянием синхронных с седimentацией базальтов, слагающих мощные толщи в верхних частях разреза оскольской серии.

ГЛАВА 4

УГЛЕРОДИСТОЕ ВЕЩЕСТВО В ОСАДОЧНО-МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОДАХ ОСКОЛЬСКОЙ СЕРИИ

Изучение углеродистого вещества древних метаморфических толщ было начато в 30—50 гг. нашего столетия. Исследованию вещественного состава углеродсодержащих пород и вопросам происхождения графита посвящены работы Д.П. Сердюченко [97], Н.П. Семененко [94], Я. Седерхольма [164], П. Эскола [135] и др. Всесторонние геохимические исследования углеродистого вещества, его природы, с анализом взаимосвязи накопления углерода и целого ряда рудных компонентов освещены в работах А.В. Сидоренко, Св.А. Сидоренко [102], Д.П. Сердюченко [95, 96, 98, 99], Э. Пелтола [157] и др. Вопросам эволюции биосферы посвящены работы П. Клауда [128], Т. Шопфа [115] и др. В настоящее время изучению углеродистого вещества, как неотъемлемой составной части углеродсодержащих комплексов, также уделяется большое внимание. Как показано большинством этих исследователей, широкое распространение углеродистого вещества в древних метаморфических комплексах является своеобразным генетическим признаком биогенного осадконакопления. Кроме того, углеродистое вещество играет активную роль в процессах протекания метаморфических реакций, существенно влияя на окислительно-востановительный потенциал системы и состав метаморфогенных флюидов, участвующих в переносе рудных компонентов [76]. С углеродсодержащими породами, как правило, тесно связаны месторождения и рудопроявления редких элементов, графита, фосфора, марганца. Углеродсодержащие породы, метаморфизованные в незначительной степени (зеленосланцевая фация метаморфизма), являются своего рода геохимическим барьером для аккумуляции и концентрации рудных компонентов.

Геохимический аспект исследования углеродистого вещества древних метаморфических комплексов включает решение двух основных комплексов задач:

1 — изучение структуры и состава углеродистого вещества, куда входит исследование морфогенетических типов его распределения, анализ структурных особенностей углеродистого вещества, его химического состава и изотопного состава углерода;

2 — изучение распределения C_{org} по фациальному профилю, исследование металлогенической специализации углеродсодержащих комплексов и выявление роли C_{org} в концентрировании рудных элементов на разных этапах преобразования пород.

ФОРМЫ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ УГЛЕРОДИСТОГО ВЕЩЕСТВА

Изучение форм распределения углеродистого вещества имеет прежде всего генетический смысл, и выделенные морфологические типы органического вещества могут быть справедливо названы морфогенетическими [102].

Известно, что большая часть C_{opr} содержится в осадочных породах земной коры и находится в рассеянной форме [19]. Процесс уплотнения осадка и последующие процессы его метаморфогенного изменения приводят к перераспределению углеродистого вещества. Однако на стадии зеленосланцевой фации метаморфизма нередко сохраняются первично-осадочные текстуры и обнаруживаются остатки микрофоссилей, имеющих хорошую сохранность [104], которые дают прямой ответ на вопрос о происхождении C_{opr} .

Основную массу рассеянного углеродистого вещества в породах оскольской серии составляет его тонкодисперсная форма (см. рис. 7). Углеродистые частицы, размер которых колеблется от 0,005 до 0,01 мкм, или тонко рассеяны в породе, или образуют отдельные агрегированные скопления размером до 0,04 мкм, как правило тяготеющие к прослойям слюдистых минералов (см. рис. 9). Распределение углеродистого вещества подчеркивает первичную слоистость пород (см. рис. 9, 13). Обогащенные углеродистым веществом прослои кварц-слюдистого состава чередуются с кварц-полевошпатовыми прослойями, обедненными углеродистым веществом. Насыщенность породы рассеянным углеродистым веществом различна и достигает иногда больших величин, вплоть до разностей, непрозрачных для проходящего света. Карбонатные породы содержат тончайшие нитевидные прожилки, обогащенные тонкодисперсным веществом, равномерно рассеянным в породе и образующим отдельные скопления (см. рис. 13). Тонкодисперсная форма углеродистого вещества характерна также и для метапесчаников.

В сланцах нередко отмечаются прожилки и линзы углеродисто-сульфидного состава. Ассоциация органического материала и пирита является необычайно тесной. При микроскопическом изучении углеродистых сланцев нередко удается идентифицировать автохтонное или переотложенное углеродистое вещество. В отдельных прослоях и линзах, сложенных сульфидно-кварцевым материалом, чередуются тонкие спасстия углеродистого вещества и сульфидов (пирита, пирротина) с более крупными выделениями пирита, нередко образующего идиоморфные кристаллы кубической формы, с которыми углеродистое вещество находится в парагенетических взаимоотношениях (рис. 25). Это сви-

Рис. 25. Кварц-углеродистый сланец. Тонкодисперсное углеродистое вещество равномерно распределено в породе. Изометричный кристалл пирита с включениями углеродистого вещества по зонам роста граней пирита

Увеличение 230. Отраженный свет

Рис. 26. Углеродистый амфиболит. Тонкодисперсное углеродистое вещество расположено в межзерновом пространстве и по зонам спайности амфиболов

Увеличение 80. Неполяризованный свет



Расчет микродифракции электронов

N кольца	$d_{hkl} = c/hkl$	Данные В.И. Михеева [74]		
		d	hkl	J
1	3,36	3,38	002	10
2	2,08	3,12	,100	5

Графит установлен по микродифракции электронов (рис. 27, а, б). Расчет приводится в табл. 16.

Метод микродифракции позволяет только диагностировать минеральную фазу графита, однако не дает возможности исследовать степень упорядоченности графита и его рентгеноструктурные характеристики, которые существенно меняются от зеленосланцевой до гранулитовой фации метаморфизма [45, 138, 148]. Тонкодисперсная форма углеродистого вещества является наиболее распространенной и, по-видимому, первичной формой распределения органического вещества седиментогенного характера. С целью выделения РОВ использовались методики Б.А. Блюман с соавторами [5] и Э.А. Развозжаевой [90], модифицированные нами.

Тонкие срастания и повсеместная тесная ассоциация углеродистого вещества и сульфидов, характерная как для сланцев, так и для карбонатных пород оскольской серии, предопределили I стадию обработки пород — отделение сульфидов в тяжелых жидкостях. Навеска тонкоизмельченной пробы (до пудры) помещалась в жидкость с удельным весом 2,4 г/см³ (смесь бромоформа со спиртом) и центрифугировалась со скоростью 8 тыс. об/мин в течение 15—20 мин. Легкая фракция, свободная от сульфидов, собиралась, промывалась спиртом и высушивалась.

II стадия — растворение силикатов и кварца. Навеска легкой фракции ($d < 2,4 \text{ г/см}^3$) помещалась в стакан из стеклоуглерода и заливалась концентрированной плавиковой кислотой. Растворение кварца и силикатов сопровождается сильным разогревом и вспучиванием. Нерастворимый остаток тщательно промывался, обрабатывался раствором HCl 1:1 для удаления фторсиликатов и фторидов. Необходимость тщательного удаления кварца от нерастворимого остатка диктуется тем, что сильное отражение кварца (101) будет полностью маскировать отражение графита (002), поэтому обработку плавиковой кислотой следует проводить несколько раз до полного растворения силикатных материалов и кварца.

III стадия — растворение фторсиликатов и фторидов. После обработки пробы плавиковой кислотой могут образоваться твердые вторичные соединения с F-ионом: фториды металлов, фторсиликаты. Для их удаления пробы обрабатывались горячим раствором HCl 1:1 и выдерживались в течение 24 ч, затем нерастворимый остаток тщательно промывался. Отсутствие фторидов фиксируется качеством

действует о перераспределении углеродистого вещества в гидротермальных или метасоматических процессах, которым особенно подвержены углеродистые сланцы. Секущий характер прожилков и линз кварц-сульфидного состава с крупными чешуйками графита указывает на эпигенетическую природу последних. Графит в них представлен чешуйками удлиненной формы размером до 0,5 мм с ясной анизотропией, высокой отражательной способностью и яркими внутренними рефлексами.

Межзерновая форма рассеянного углеродистого вещества также широко распространена, но она присуща, как правило, прошедшим более высокую степень метаморфического преобразования амфиболовым сланцам (рис. 26), амфиболитам. Межзерновая форма также характерна для карбонатных пород крупнозернистой текстуры или зон окварцевания в сланцах. Частички углеродистого вещества приурочены к плоскостям спайности в амфиболах, зонам роста в гранатах (см. рис. 11). Эта форма распределения углеродистого вещества носит метаморфогенный характер и является следствием его вторичного перераспределения в результате регионального метаморфизма на уровне эпидот-амфиболитовой фации. Углеродистое вещество представлено чешуйками неправильной формы. Встречаются крупные выделения изометричной формы, скопления неясных очертаний. Размер чешуек графита колеблется от долей миллиметра до нескольких миллиметров.

Таким образом, из трех основных морфогенетических типов распределения углеродистого вещества в породах оскольской серии (тонкодисперсной, межзерновой и прожилковой) тонкодисперсная форма преобладает в сланцах, карбонатных породах и метапесчаниках и, по-видимому, имеет автохтонный характер. Весь комплекс геохимических исследований рассеянного углеродистого вещества (РОВ), включающий изучение изотопного состава углерода, рентгеноструктурный анализ, исследование микроэлементного состава и т.д., проводится с этим морфогенетическим типом РОВ.

СТРУКТУРА УГЛЕРОДИСТОГО ВЕЩЕСТВА

В связи с тонкодисперсным характером распределения РОВ в породах оскольской серии для его детального изучения были использованы методы микроскопического исследования в комбинации с электронной микроскопией. Методом реплик со скола исследованы форма и характер микрорельефа РОВ, идентификация отдельных минеральных фаз проводилась с применением микродифракции электронов. Углеродистое вещество образует отдельные частички размером 0,1—0,01 мкм, скопления неясной формы до 0,5 мкм (рис. 27, а) или отдельные удлиненные чешуйки (рис. 27, б). Четкие кристаллографические очертания отсутствуют. Исследованные фосфатные и карбонатные разности углеродистых сланцев обнаруживают новообразованные кристаллы фосфата-апатита или витлокита (рис. 28). Эти минералы идентифицируются по микродифракционным картинам (рис. 28, а, б). С ними ассоциирует углеродистое вещество, причем чешуйки графита (полупрозрачные на снимках) занимают межкристаллическое пространство.

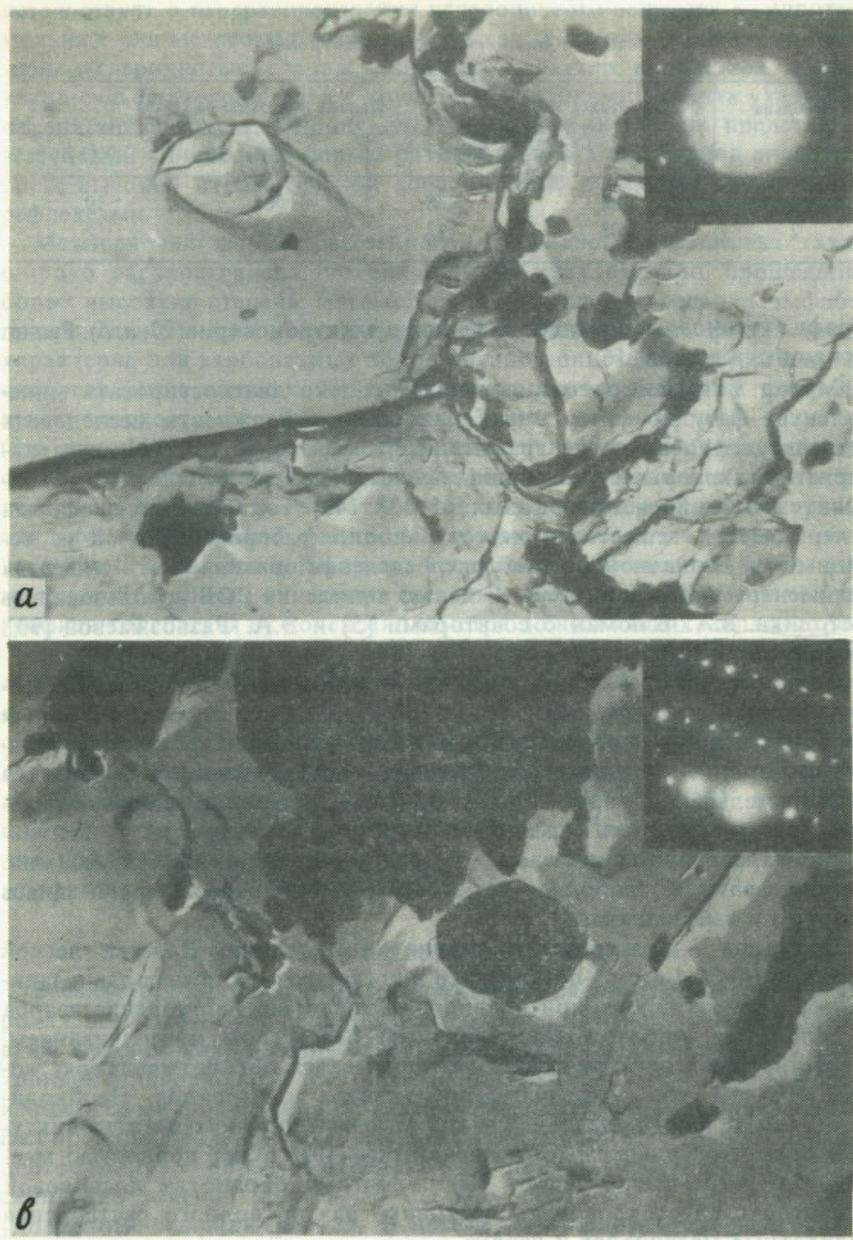
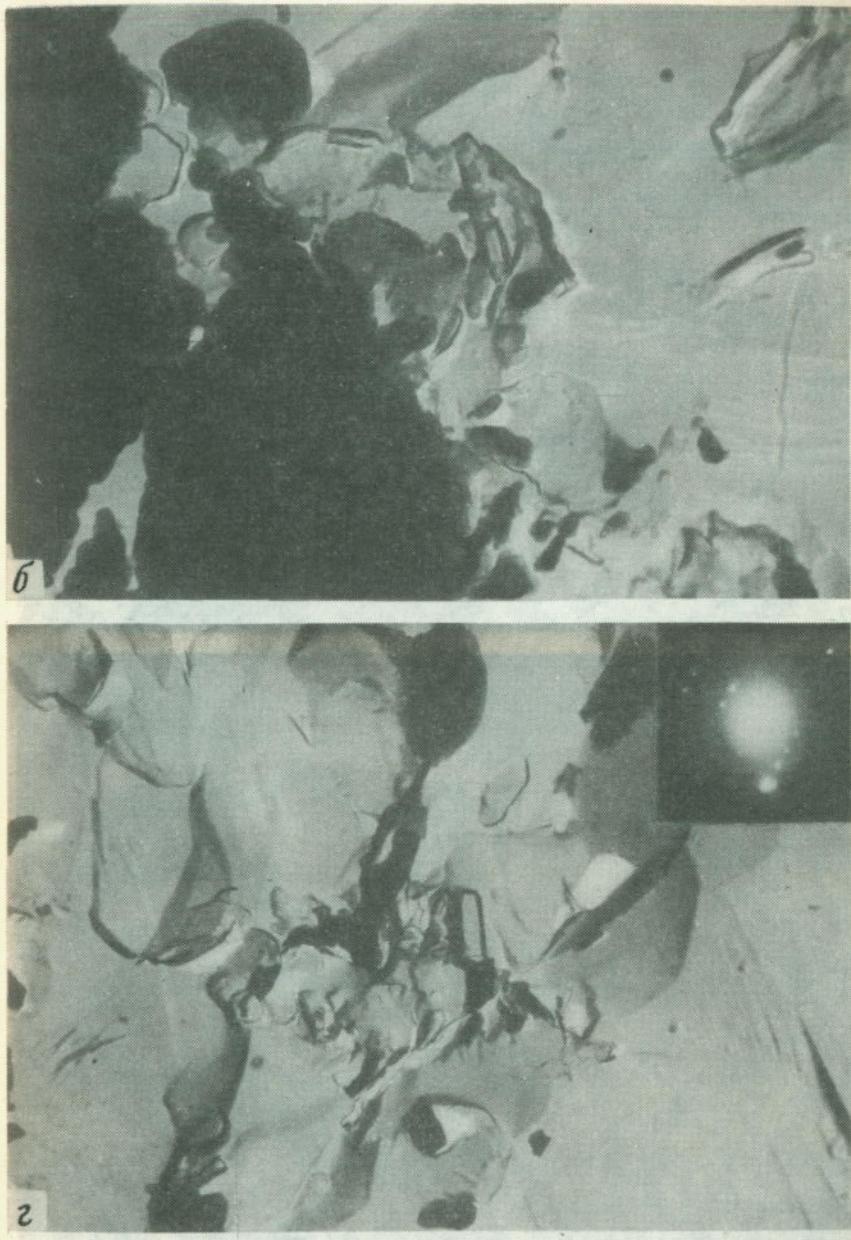


Рис. 27. Кристаллический фосфат в углеродисто-карбонатном алевролите. Центральная часть Тим-Ястребовской структуры. Обр. 63/603. Электронный микроскоп

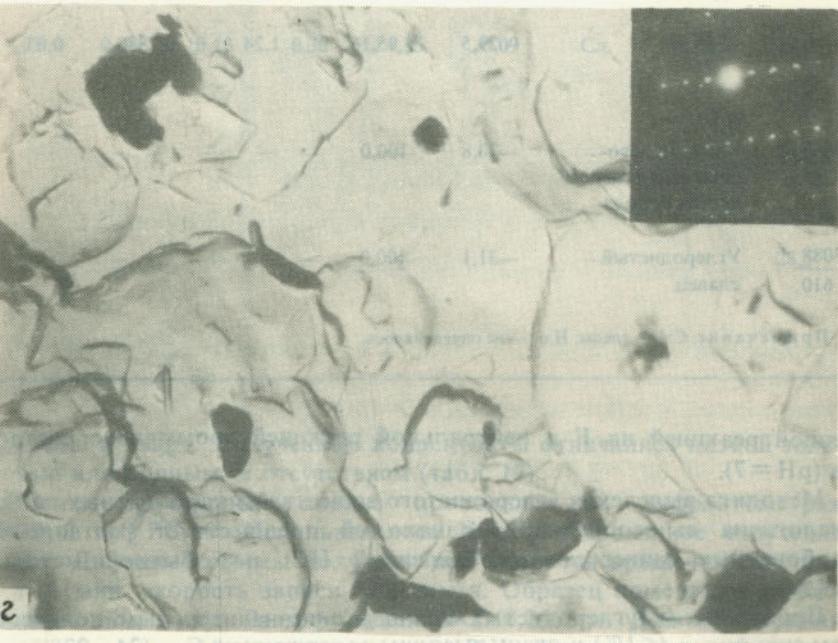
Увеличение 10 000 (фото В.Т. Дубинчука). *a, б* — призма фосфата в центре (*a*) по периферии (*б*) карбонатных зерен (крупные светлые кристаллы), полупрозрачные чешуйки графита (микродифракция



графита — в правом верхнем углу снимка — *а*); *в* — зерно витлокита (в центре) среди карбонатной массы (справа вверху — микродифракция витлокита); *г* — крупные кристаллы фосфата (в левой верхней части снимка) по периферии карбонатного зерна (микродифракция апатита — справа вверху)



Рис. 28. Микроструктура углеродистых фосфоритов. Центральная часть Тим-Ястребовской структуры. Обр. 63/345. Электронный микроскоп (фото В.Т. Дубинчука)
а — колломорфная микроструктура, полупрозрачные чешуйки — графит (микродифракция — справа вверху), увеличение 8000; б — кристаллы апатита пронизывают крупные зерно карбоната (мик-



родифракция апатита — справа вверху), увеличение 10 000; в — кристаллы апатита по периферии в центре карбонатного зерна, полупрозрачные чешуйки — графит (микродифракция графита справа вверху), увеличение 8000; г — кристаллы апатита (микродифракция — справа вверху), увеличение 20 000

Таблица 17

**Химический состав концентратов графитов и изотопный состав углерода
углеродистых сланцев оскольской серии ВКМ**

№ обр.	Характеристика	$\delta^{13}\text{C}$, ‰	Химический состав концентратов органического вещества, вес. %				
			C _{орг.}	SiO ₂	Fe ₂ O ₃	Na ₂ O	
3523 617	Кварц-серицит-углеродистый сланец	-27,4	68,67	21,90	2,12	0,73	
3523 617		27,4	93,02	0,59	0,61	H.o.	
3523 510		—	93,57	0,31	0,35	H.o.	
3523 400	Углеродистый кварцит с серицитом	-27,7	81,83	15,19	0,58	0,05	
3613 388	Кварц-серицит-углеродистая порода с апатитом	-29,5	89,43	1,16	0,53	0,05	
		-29,5	95,16	1,24	0,78	0,03	
3088 265	Кварц-полевошпатовая углеродистая порода	-30,8	100,0	—	—	—	
3088 610	Углеродистый сланец	-31,1	100,0	—	—	—	

Примечание. Сл. — следы; Н.о. — не определялось.

венной реакцией на F и нейтральной реакцией промывного раствора ($\text{pH} = 7$).

Методика выделения углеродистого вещества из карбонатных пород аналогична вышеописанной, однако ей предшествует растворение карбонатных минералов разбавленной HCl по обычной методике [59].

Пробы высокоуглеродистых сланцев с незначительным количеством сульфидов (<1%) и очень высоким содержанием C_{орг} (24—27%) помещались в бидистиллированную воду для выделения легкой фракции, которая всплывала после перемешивания и образовывала блестящую пленку на поверхности воды. Эта пленка собиралась и высушивалась. Далее по вышеописанной методике (пункты II и III) растворялись

	Химический состав концентратов органического вещества, вес. %								C _{орг.} исходное, вес. %
	K ₂ O	CaO	MnO	MgO	Al ₂ O ₃	F	P ₂ O ₅	Сумма	
3523 617	0,65	0,84	0,09	0,85	4,17	0,09	—	100,11	14,5
	H.o.	0,06	0,08	0,12	0,30	0,09	H.o.	94,87	14,5
	H.o.	0,02	0,003	0,04	0,02	0,09	H.o.	94,40	21,0
	0,57	0,09	0,09	0,24	1,89	0,09	H.o.	100,72	15,0
	0,02	0,05	0,004	0,32	0,78	0,19	Сл.	92,54	22,0
	0,02	0,08	0,13	0,30	0,85	0,09	Сл.	98,68	22,0
3088 265	—	—	—	—	—	—	—	—	24,5
3088 610	—	—	—	—	—	—	—	—	28,5

силикаты и кварц. Полученные концентраты отличались низкой зольностью или полным ее отсутствием (табл. 17).

Рентгеноструктурный анализ проводился на дифрактометрах ДРОН-2 и УРС-50. Использовалось Ni-отфильтрованное излучение Cu-Кα. Дифрактограммы получены при скорости вращения счетчика 1—2°/мин, скорость записи 1200 мм/ч. Образец помещался на стеклянную подложку. Размер щелей 6×1×0,25 мм. Для определения степени трехмерной упорядоченности В.И. Касаточкиным с соавторами [56] предложена величина γ -отношение интегральных интенсивностей линий (112) и (110) для технических графитов. Рядом авторов показано, что эта же величина γ может применяться для определения степени упорядоченности природных графитов [5, 45]. Для нахождения

Таблица 18

Дифракционные характеристики графитов

№ обр.	<i>hkl</i>	<i>J_{имп}</i>	$\gamma = \frac{J_{112}}{J_{110}}$	$B_{2\theta}^{исп}$	B_θ^a	$B_\theta^{исп}$	$\frac{B_{4\theta}}{B}$	Размер кристаллов, Å		d_{002}
								$L_c(001)$	$I_c(001)$	
$\frac{3523}{510}$	002	594 437	0,432	0,210	0,195	0,243	1,25	460	680	3,36
	004	49 399	1,02	0,557	0,256	0,243	1,25	410	560	
	110	35 783								
	112	37 404								
$\frac{3523}{400}$	002	979 263	0,362	0,176	0,158	0,209	1,30	570	1120	3,37
	004	38 461	0,504	0,224	0,209			470	758	
	110	16 202	0,81							
	112	13 084								
$\frac{3613}{388}$	002	1 272 139	—	0,438	0,211	0,196	0,275	460	760	3,37
	004	61 416		0,597	0,275	0,263	1,30	475	540	
$\frac{3088}{265}$	002	2 201 432	—	0,479	0,233	0,216	0,271	410	638	3,35
	004	83 500	—	0,590	0,271	0,259	0,271	380	534	

Примечание. Характеристика образцов, из которых были выделены графиты, дана в табл. 17. Рентгенограммы получены авторами совместно с Д.Д. Бадюковым.
 $\beta = \frac{c\lambda}{L \cdot \cos \theta}$, где $C = 0,89$ для $L_c(001)$, $C = 1,84$ для $L_c(4\bar{h}\bar{k}\bar{l})$;

$$L_c = \frac{1,84\lambda}{\Delta_{110} \cdot \cos \theta}, \text{ где } \Delta_{110} — \text{ угловая полуширина полосы (110);}$$

$$L_c = \frac{0,89\lambda}{\Delta_{002} \cdot \cos \theta}, \text{ где } \Delta_{002} — \text{ угловая полуширина полосы (002);}$$

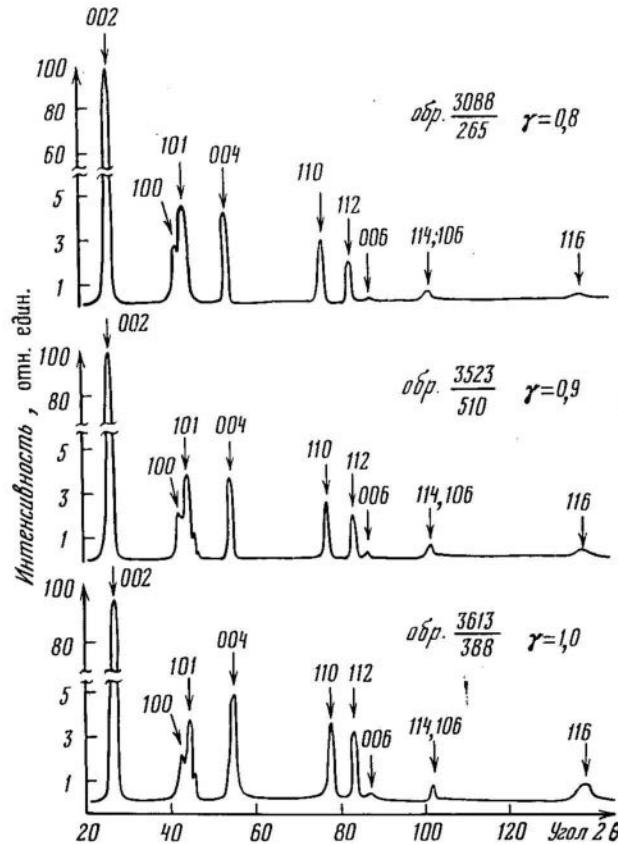


Рис. 29. Рентгенограммы графитов, выделенных из углеродистых сланцев оскольской серии;

Номера образцов: в числителе — номер скважины, в знаменателе — глубина отбора, м

интегральных интенсивностей рефлексов (110) и (112) снимались профили отражений при непрерывном сканировании со скоростью 1/8 2θ/мин (табл. 18). Дифрактограммы графитов углеродистых сланцев оскольской серии отвечают графитам высокой степени упорядоченности. Степень трехмерной упорядоченности растет по мере увеличения степени метаморфизма от 0,81 (фация зеленых сланцев) до 1,02 (эпидот-амфиболитовая фация). Размер кристаллов также увеличивается от 520, 435 до 939, 620 Å [L_c по (001) и (004) соответственно] по мере увеличения метаморфизма и степени упорядоченности графитов. Расстояние между графитовыми сетками $d = 3,35$ — $3,37$ отвечает гексагональному графиту. Наиболее сильные отражения на дифрактограмме (рис. 29) (002), (100), (101), (004) для графитов амфиболитовой фации также прослеживаются и для графитов зеленосланцевой фации, однако отражения (112), (110), (110), (006) становятся асимметричны, менее интенсивны или отсутствуют.

Таким образом, исследование структуры углеродистого вещества пород оскольской серии ВКМ показало, что оно представлено графитом высокой степени упорядоченности. Структурное состояние тонкодисперсного РОВ, наиболее широко распространенной формы углеродистого вещества, начиная с зеленосланцевой фации метаморфизма отвечает графиту.

ПЕРВИЧНАЯ ПРИРОДА УГЛЕРОДИСТОГО ВЕЩЕСТВА

Вопросы восстановления первичной природы органического вещества (ОВ) в докембрийских осадочно-метаморфических комплексах в связи с высокой степенью их метаморфической проработки требуют применения специальных геохимических методов. В последние годы интенсивно развиваются методы диагностики ОВ с применением анализа изотопных соотношений углерода и исследования характера ИК-спектров растворимой части ОВ. Кроме того, нами впервые для определения первичной природы ОВ применяется методика температурного сканирования, основанная на методе определения C_{org} , разрабатываемом совместно фирмами HERAEUS (ФРГ) и ВИУА (СССР) на анализаторе углерода.

Ниже приводятся результаты наших исследований по перечисленным методикам.

Термическое сканирование

Термические исследования углеродистого вещества проводились на анализаторе углерода фирмы HERAEUS-VIUA (ФРГ) по методике ВИУА (метод сожжения пробы в токе кислорода). Температурное сканирование позволило получить серии термограмм, идентифицировать наличие экзотермических пиков в различных интервалах температур и по площади под кривой определить количество углерода, сгоревшего в этом интервале температур. Главные экзотермические пики углерода можно подразделить на две большие группы: низкотемпературные в интервале 300—500°C и высокотемпературные (>500°C). В углеродистом веществе зеленосланцевой фации присутствуют низкотемпературные пики 380—440°C и высокотемпературные пики 750—780°C. В графитах амфиболитовой фации незначительно выражены пики 420—430°C и основной пик выгорания углерода соответствует температурам 780—820°C. Низкотемпературный пик в интервале 300—380°C, присутствует во всех термограммах (рис. 30), а в ряде образцов выгорание углерода в этом интервале преобладает. Наличие компонентов углеродистого вещества, разлагающихся в интервале 300—380°C, не может быть связано с воздействием kontaktового метаморфизма. Как известно, для углеродистого вещества пород из зон kontaktового метаморфизма характерны экзотермические эффекты в интервале более высоких температур — 380—460°C [146]. Поэтомуявление низкотемпературного пика в исследованных нами образцах, видимо, связано с присутствием в решетке графита дефектов, в которых могут находиться более низкотемпературные соединения

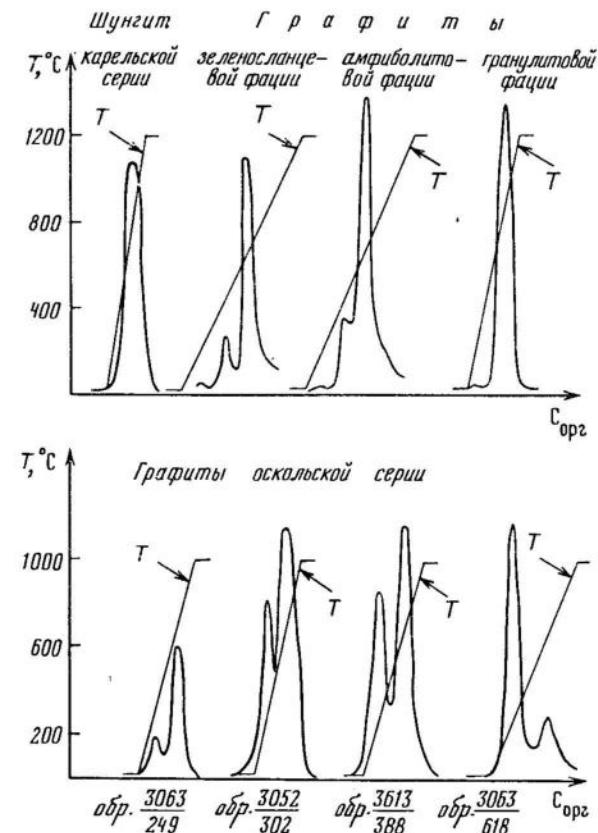


Рис. 30. Термограммы углеродистых сланцев оскольской серии (получены на анализаторе углерода Е.С. Бродским)

Номера образцов: в числителе — номер скважины, в знаменателе — глубина отбора, м

в количествах, извлекаемых органическими растворителями. Углеродистое вещество водорослевого строматолита серии Булавайан [143], возраст которого древнее 2,6 млрд лет, содержит некоторое количество циклопарафинов, а также ароматических структур.

Характер ИК-спектров растворимой части ОВ

Структуры битумоидов, экстрагированные спиртобензолом из углеродистого вещества сланцев оскольской серии, были исследованы методом ИК-спектроскопии. На рис. 31 показан наиболее характерный спектр поглощения в ИК-области. В спектре присутствуют полосы поглощения с частотами:

- 720 cm^{-1} — скелетные колебания длинных цепей CH_2 -групп ($-\text{CH}_2-$) $_{n \geq 4}$;
- 1375 cm^{-1} — деформационные колебания ($-\text{C}-\text{CH}_3$)-конечных групп алифатических цепей;

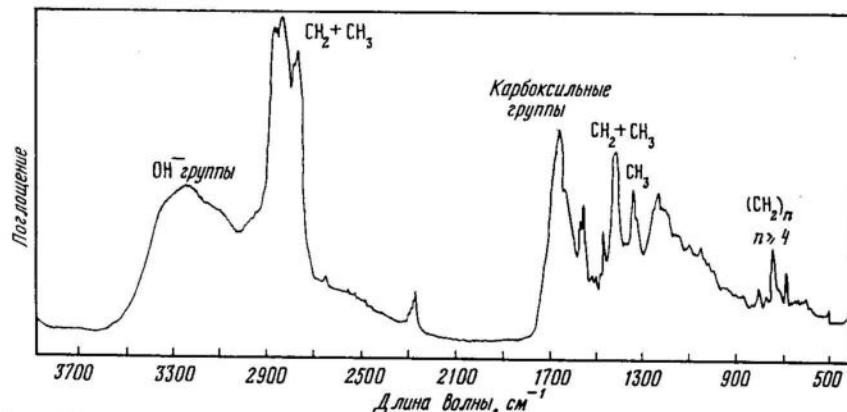


Рис. 31. Характерный ИК-спектр битумоидов, выделенных из углеродистых сланцев. Спиртобензольная экстракция

- 1455 см⁻¹ — деформационные колебания (—CH₂)-групп алифатических цепей;
- 1740 см⁻¹ — валентные колебания (—C=O) сложных эфиров;
- 3400 см⁻¹ — валентные колебания групп (OH—) спиртов и кислот;
- 2855—2920 см⁻¹ — валентные колебания (C—H)-групп в алканах (—CH₂—), (CH₃—);
- 1600 см⁻¹ — валентные колебания (—C=C—) ароматических ядер;
- 800, 750, 820 см⁻¹ — деформационные колебания C—H различного типа замещения ароматических колец.

Известно, что ИК-спектроскопия позволяет оценить долю карбонильных и карбоксильных групп, алифатических цепей и ароматических ядер в структуре исследуемого органического вещества (ОВ). На приведенном нами спектре видно, что в структуре битумоида большую долю составляют алифатические группировки. Степень окисленности битумоида по наличию карбоксильных и гидроксильных групп довольно высока, а доля ароматических структур по сравнению с алифатическими несколько меньше. Это можно объяснить тем, что гуминовые кислоты морского фитопланктона существенно отличаются от гуминовых кислот высшей растительности [42], что хорошо выявляется по ИК-спектрам. Морские гуминовые кислоты обогащены алифатическими и алициклическими соединениями, а гуминовые кислоты наземной высшей растительности обогащаются ароматическими группировками. Характер ИК-спектра битумоида предположительно указывает, что С_{орг} в отложениях оскольской серии, по-видимому, соответствует первично сапропелевому веществу со значительным участием в его структуре алифатических групп. Следовательно, в зелено-сланцевой фации метаморфизма в структуре углеродистого вещества сохраняются органические соединения, позволяющие предположительно интерпретировать природу углеродистого вещества изучаемых древних комплексов.

Изотопный состав углерода

За последние десятилетия фундаментальное изучение распределения изотопов ¹³C в различных природных объектах было проведено в Советском Союзе и за рубежом [15, 16, 34, 111, 162]. В результате этих исследований появилась теоретическая база для выяснения генезиса С в метаморфических породах, для которых характерны два основных его источника: карбонатный и органический, — существенно отличающихся по изотопному составу: карбонаты являются изотопно тяжелыми и имеют среднее значение δ¹³C около 0^{0/oo}, а биогенные восстановительные соединения углерода изотопно легкие, их среднее значение δ¹³C около — 25^{0/oo}.

Изотопный состав углерода доломитов роговской свиты оскольской серии ВКМ лежит в пределах δ¹³C от —0,5 до —6,3^{0/oo} (рис. 32). Карбонаты тимской свиты имеют еще более легкий изотопный состав δ¹³C — от —7,6 до —17,0^{0/oo}. Накопление осадков оскольской серии происходило в интервале 2,3—2,0 млрд лет, до начала беломорской фазы тектогенеза [18]. На рис. 33 показано изменение изотопного состава карбонатного углерода в течение геологической истории Земли. По данным Э.М. Галимова с соавторами следует, что карбонаты, накапливающиеся перед основной фазой тектогенеза, обогащаются легким изотопом углерода. Это связано с вовлечением изотопически легкого углерода из осадочной оболочки литосферы и осаждением его в форме карбонатов в водных бассейнах в период относительно спокойной тектонической обстановки [18]. Изотопный состав углерода карбонатов роговской свиты соответствует данным, приводимым Э.М. Галимовым и др. [18] для одновозрастных образований других регионов. Процесс карбонатонакопления в тимское время происходил на завершающих этапах формирования терригенного комплекса осадков. Относительное уменьшение терригенного материала и осаждение карбонатов с высоким содержанием органического вещества указывают на наличие восстановительной среды на фоне относительно спокойного тектонического режима в тимское время.

Обогащение легким углеродом карбонатов тимской свиты, по-видимому, обусловлено тремя факторами:

- ослаблением тектонической активности в момент формирования карбонатных горизонтов тимской свиты;
- установлением восстановительной среды в осадке с возможным сероводородным заражением;
- обилием органического вещества в захороняющихся карбонатных осадках.

Изотопный состав углерода графитов из углеродистых отложений тимской свиты лежит в пределах от —26,6 до —31,1^{0/oo} (см. табл. 17), что характерно для протерозойского органического вещества [102, 69]. Небольшой размах колебаний изотопного состава углерода свидетельствует о единой природе органического вещества в изучаемых осадках. Графит оскольской серии имеет изотопный состав углерода, сходный с изотопным составом углерода органического вещества осадочной оболочки Земли.

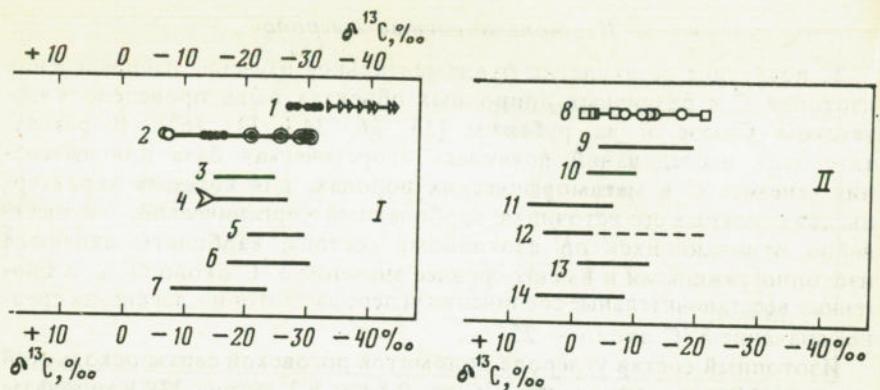


Рис. 32. Вариации изотопного состава органического (I) и карбонатного (II) углерода
Цифры на рисунке: 1 — графиты оскольской (точки) и воронцовской (стрелки) [14, 69] серий ВКМ (данные авторов), 2 — графиты эндогенные (кружки), гидротермальные (точки) и биогенные (кружки с точкой) [102], 3 — илы и донные осадки [16], 4 — морские и озерные организмы (стрелкой обозначен средний состав) [16], 5 — пресноводный планктон [16], 6 — морской и океанический планктон [16, 17], 7 — водоросли, в том числе современные синезеленые [115, 121, 130], 8 — карбонаты (квадратики) и тимской (кружки) свит ВКМ (данные авторов и [8]), 9 — водоемы с сероводородным заражением [15], 10 — карбонаты восстановительных фазий [15], 11 — сидериты [15], 12 — доломиты [15, 133], 13 — пресноводные известняки [15, 115], 14 — морские известняки [15, 115].

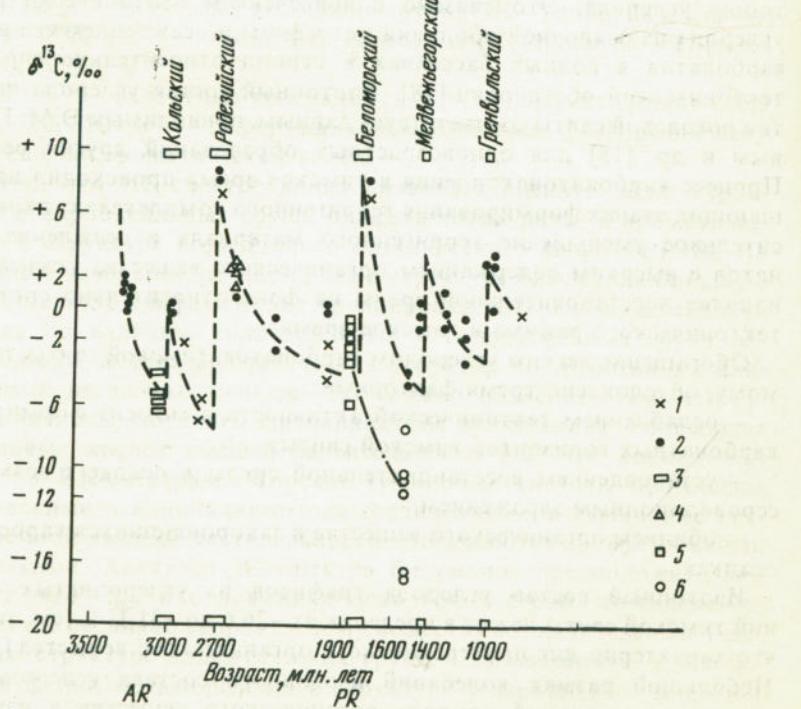


Рис. 33. Изменение изотопного состава углерода карбонатных пород в истории Земли [18] (1—4 — данные [18], 5—6 — данные авторов)

1 — средние пробы известняков и доломитов; отдельные образцы: 2 — известняков и доломитов, 3 — сидеритов, 4 — магнезитов; образцы карбонатных пород ВКМ: 5 — роговской свиты, 6 — тимской свиты

Морские водоросли имеют изотопный состав $\delta^{13}\text{C}/\text{‰}$ от -12 до $-23/\text{‰}$ [115, 121, 122, 124, 130]. Однако в морских бассейнах с преобладающей биопродукцией синезеленых водорослей ОВ может быть обогащено легким изотопом и $\delta^{13}\text{C}$ соответственно уменьшится до $-26,6$ — $-30/\text{‰}$ [17]. Это зависит от условий разложения ОВ в процессе диагенеза. Если основным источником ОВ являются синезеленые водоросли, то белково-углеводная часть ОВ может быть в значительной степени разложена еще в ходе седиментации и раннего диагенеза [17, 161]. Липиды вместе с остатками белково-углеводной фракции ОВ могут в конечном счете образовать отложения ОВ сапропелевого типа [32, 72]. Изотопный состав углерода которых будет существенно облегчен в силу преобладания липидной фракции [17].

Таким образом, проведенный комплекс геохимических исследований углеродистого вещества в породах оскольской серии позволил установить седиментогенный характер тонкодисперсного рассеянного вещества, представленного графитом высокой степени упорядоченности. Наличие низкотемпературного пика на термограммах свидетельствует о присутствии низкомолекулярных соединений, извлекаемых органическим растворителем, которые, по-видимому, имеют автохтонную природу. По данным ИК-спектрометрии, выявившей существенное преобладание в составе битумоидов алифатических и алициклических группировок, можно предположить, что C_{org} в породах оскольской серии имеет сапропелевую природу. Изотопный состав углерода в значительной степени обогащен в сторону легкого изотопа, что отвечает изотопному составу углерода протерозойского ОВ в целом и, кроме того, характерно для ОВ из отложений сапропелевого типа в морских бассейнах с преобладающей биопродукцией бесскелетных организмов (синезеленые водоросли). Все это позволяет считать, что ОВ оскольской серии имеет достаточно однородный характер и по всем основным показателям отвечает ОВ сапропелевого типа со значительным участием в его структуре алифатических групп, т.е. может являться производным морских простейших организмов.

Распределение органического углерода по фациальному профилю осадков оскольской серии

При реконструкции палеофациальных условий формирования докембрийских углеродистых комплексов одним из основных является метод палеофациального анализа, включающий в первую очередь выявление закономерностей распределения основных литологических типов пород в первично-осадочных комплексах. Поскольку ОВ служит одним из важных генетических реперов, указывающих на условия формирования осадков в докембрийских бассейнах, чрезвычайно важным представляется выявление закономерностей его распределения как по основным литологическим типам осадков, так и по разрезу в целом.

Распределение C_{org} в различных литологических типах пород углеродисто-карбонатной ассоциации рассмотрено на примере геологического разреза скв. 3602 (рис. 34, а). Содержание C_{org} в породах

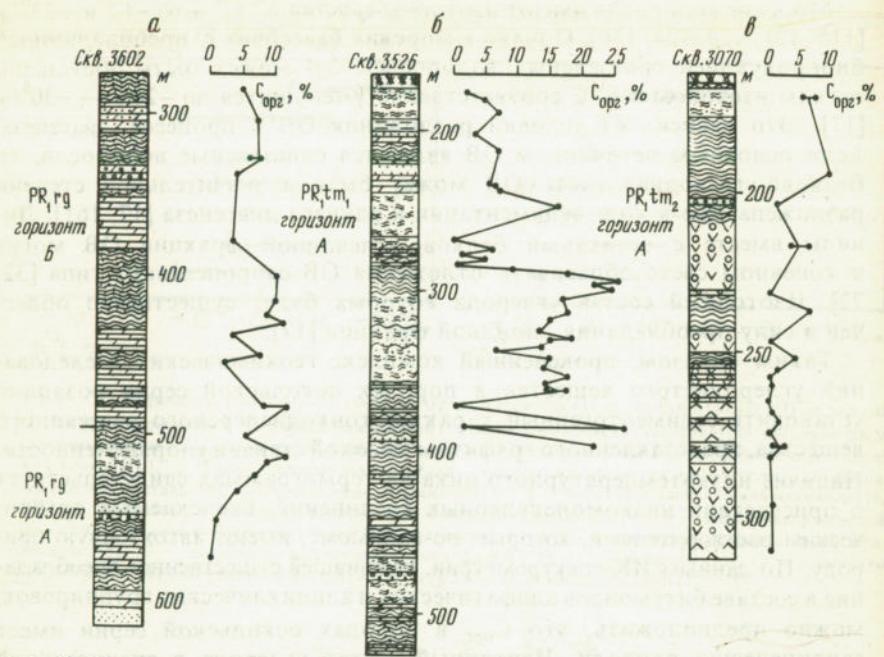


Рис. 34. Распределение C_{org} по фациальному профилю осадков углеродисто-карбонатной (а), углеродисто-терригенной (б) и углеродисто-вулканогенной (в) ассоциаций оскольской серии

Условные обозначения см. на рис. 41

колеблется от 0,2 до 13%, максимальные содержания отмечаются в углеродистых пелитах (13%), минимальные — в карбонатных породах. В доломитах с тонкораспыленным углеродистым веществом его содержание увеличивается, но не превышает 1,8%. Углеродистые алевролиты и углеродистые алевропелиты содержат от 5 до 10% C_{org} в зависимости от разбавляющей примеси терригенного материала.

Породы углеродисто-терригенной ассоциации характеризуются более высокими концентрациями C_{org} . В большинстве проб оно находится в пределах 2—25%, причем содержания более 10% преобладают (см. рис. 34, б). На графике отчетливо видно, что минимальные содержания C_{org} приурочены к карбонатным прослоям в составе горизонта, а также к прослоям метапесчаников и алевролитов, также обедненных C_{org} по сравнению с пелитами и алевропелитами.

В породах геологического разреза по скв. 3070, характеризующего углеродисто-вулканогенную ассоциацию, концентрация C_{org} изменяется от 0 до 9,8% (рис. 34, в). В глинистых прослоях отмечаются содержания $C_{org} > 4\%$, однако среднее фоновое содержание его невелико по сравнению с однотипными осадками двух других ассоциаций и лежит в пределах до 5%, лишь единичные прослои содержат C_{org} до 9,8%.

Таким образом, характер распределения C_{org} в литологически разнородных осадочно-метаморфических породах оскольской серии, а

именно закономерное нарастание содержания C_{org} в ряду карбонаты—метапесчаники—метаалевролиты—метапелиты, соответствует общей закономерности распределения РОВ в осадочных породах [9]. Это свидетельствует о том, что определяющим фактором в распределении C_{org} в осадочно-метаморфических комплексах оскольской серии явилась осадочная дифференциация вещества. Первично-осадочная биогенная природа ОВ в этих породах не вызывает сомнения [100, 101]. В то же время абсолютные концентрации C_{org} во всех изученных ассоциациях отличаются друг от друга: углеродисто-вулканогенная ассоциация сравнительно бедна ОВ, поскольку в эпохи основного вулканизма биогенное накопление углерода было подавлено. Наиболее богаты ОВ черные глины (высокоуглеродистые пелиты) углеродисто-терригенной ассоциации, что, видимо, является следствием высокой биологической продуктивности в период их формирования и различия в протекании постдиагенетических и диагенетических процессов в осадке (восстановительный характер среды). Углеродисто-карбонатная ассоциация занимает промежуточное положение по концентрации C_{org} в углеродистых и ассоциирующих с ними осадках роговской свиты.

По данным Н.Б. Вассоевича [9], среднее содержание C_{org} в осадочных породах материков составляет 0,58%, в том числе для песчаников — 0,2, для алевролитов — 0,45, глин — 0,9 и карбонатных пород — 0,2. Такая же тенденция увеличения содержания C_{org} по мере уменьшения зернистости осадков (увеличения фракции $< 0,01$ мм) отмечается и в осадках океана в целом (рис. 35). Для биогенных карбонатных осадков эта закономерность в целом для океана сохраняется, хотя в отдельных случаях четкой связи между содержанием C_{org} и фракции $< 0,01$ мм нет, что связано с различным содержанием C_{org} в исходных организмах, захороняющихся в этих осадках. В терригенных осадках океана в целом максимальные содержания C_{org} в большинстве случаев приурочены не к пелитовым, а к мелкоалевритовым и алевритопелитовым илам. Это связано с тем, что повышенные содержания ОВ приурочены к верхним частям материкового склона, где распространены мелкоалевритовые илы. Для шельфовых зон Атлантического океана сохраняется общая картина в распределении C_{org} , однако содержания C_{org} в осадках этих зон значительно выше и, кроме того, пределы вариаций концентрации C_{org} в различных гранулометрических типах осадков чрезвычайно велики: от 1,4 до 16,6% [42].

Распределение C_{org} в осадках оскольской серии также согласуется с распределением этого компонента в континентальных и океанических осадках. Однако различия в биологической продуктивности ОВ и разбавляющем действии терригенного и вулканогенного материала отражаются и на содержании C_{org} и его распределении по фациальному профилю.

Содержание C_{org} в фациальных типах углеродисто-карбонатной ассоциации роговской свиты колеблется от 0,5 до 4,9% и наиболее высоко в углеродистых алевропелитах, ассоциирующих с карбонатными породами (см. рис. 35).

Во всех фациальных типах терригенного ряда осадков углеродисто-

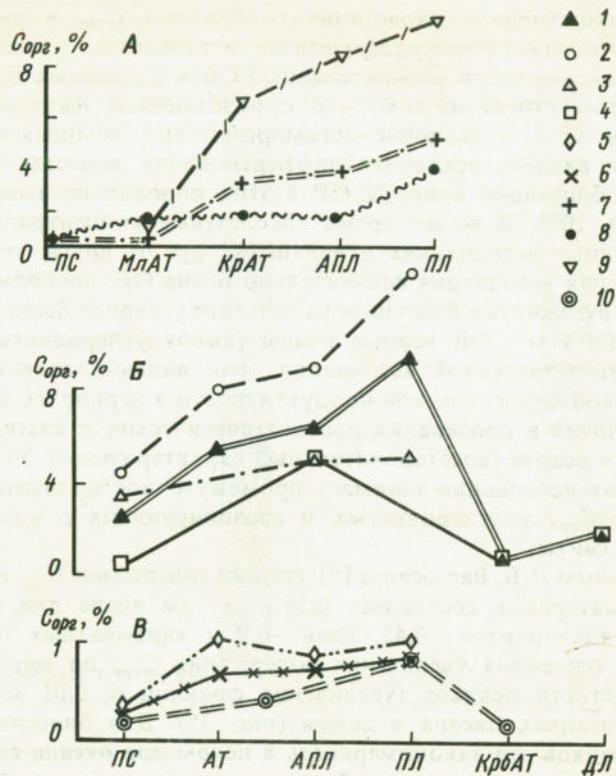


Рис. 35. Распределение $C_{\text{орг}}$ в осадках шельфовых зон Атлантического океана (A), оскольской серии Воронежского кристаллического массива (B), в океанических и континентальных осадках (C).

Фациальные типы осадков: ПС — пески, АТ — алевриты, МлАТ — мелкие алевриты, КрАТ — крупноалевитовые илы, АПЛ — алеврито-пелиты, ПЛ — пелиты, КрБАТ — карбонатные алевролиты, ДЛ — доломиты. 1 — оскольская серия; ассоциации: 2 — углеродисто-терригенная, 3 — углеродисто-вулканогенная, 4 — углеродисто-карбонатная; осадки Атлантического океана [42]; 5 — терригенные, 6 — слабоизвестковые; осадки шельфовых зон Атлантического океана [42]; 7 — терригенные, 8 — слабоизвестковые, 9 — слабокремнистые, 10 — континентальные осадки [39].

терригенной ассоциации отмечается резко повышенное количество углерода (см. рис. 35). Содержания $C_{\text{орг}}$ в них сопоставимы с концентрацией ОВ в отложениях шельфовых зон, однако среднее содержание $C_{\text{орг}}$ в песках углеродисто-терригенной ассоциации значительно превышает его содержание в песчаниках шельфа. Метапелиты (исходные глинистые осадки) также обогащены $C_{\text{орг}}$ (до 13%). Обогащенность $C_{\text{орг}}$ осадков разных гранулометрических и генетических типов также характерна для шельфовых зон Мирового океана и является следствием высокой биологической продуктивности, связанной с расцветом жизнедеятельности фитопланктона [42].

Профиль распределения содержания $C_{\text{орг}}$ в осадках углеродисто-вулканогенной ассоциации (см. рис. 35) характеризуется незначительными различиями в концентрации $C_{\text{орг}}$ как в грубых осадках, так и в тонких разностях (углеродистые пелиты), что, видимо, является следст-

вием благоприятных условий захоронения в восстановительной среде независимо от гранулометрического состава осадка.

Таким образом, распределение содержания $C_{\text{орг}}$ на фациальном профиле осадков оскольской серии в целом соответствует характеру его распределения в осадках Мирового океана и континентальных осадочных породах. Однако значительный разброс концентраций этого компонента в тонких и грубых разностях осадков оскольской серии, а также сопоставимость абсолютных содержаний $C_{\text{орг}}$ с концентрацией его в осадках шельфовых зон, по-видимому, свидетельствуют в пользу шельфовой модели седиментации в раннепротерозойском осадочном бассейне. Обогащенность $C_{\text{орг}}$ осадков различных генетических типов (терригенные, вулканогенные, биогенные осадки) указывает на высокую биологическую продуктивность бассейна и на однородные условия захоронения, способствовавшие сохранению высоких концентраций $C_{\text{орг}}$ в различных типах осадков, на наличие восстановительной среды в бассейне седиментации.

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ СПЕЦИАЛИЗАЦИЯ И МЕТАЛЛОНОСНОСТЬ УГЛЕРОДСОДЕРЖАЩИХ ПОРОД ОСКОЛЬСКОЙ СЕРИИ

Углеродистые отложения всех известных в настоящее время возрастных уровней по своей обогащенности рядом микроэлементов выделены в уникальный тип геологических образований — так называемую формацию черных сланцев. Несмотря на различие геологического положения, возраста, происхождения черносланцевые формации характеризуются устойчивой концентрацией широкого спектра элементов: Р, S, Fe, Ni, Co, Cr, Mo, Cu, Ag, Zn, Au, Ge, V, Pb, As, Se, U, Sr, Ba, TR [75]. Металлоносность черных сланцев привлекает внимание исследователей к этим образованиям, а концентрации ряда элементов, в 100 и более раз превышающие содержание их в земной коре, ставят их в разряд потенциальных источников рудных месторождений. Специальные исследования металлоносности черных сланцев различной природы [98, 99, 120, 154] показали, что абсолютные содержания элементов могут значительно варьировать в зависимости от условий накопления и последующих вторичных преобразований.

Наличие повышенных концентраций почти всех перечисленных элементов, а также присутствие среди отложений оскольской серии ВКМ рудопроявлений фосфора, марганца, золота, полиметаллов ставят на повестку дня необходимость детальных исследований геохимии этих потенциально рудоносных образований.

Аналитические методы

Содержание петрогенных элементов определялось в химико-аналитических лабораториях классическим методом полного силикатного анализа. Чувствительность определения для каждого элемента приведена в табл. 19. Содержания V, Mo, Pb, Zn, Co, Ni, Cr, Ba, Sr, Cu, Zr определялись спектральным количественным методом, для В использованы данные приближенно-количественного анализа. Содержание $C_{\text{орг}}$ определялось методом сжигания в токе кислорода с газометрическим опре-

Таблица 19

Чувствительность аналитических определений элементов, %

Окислы, элементы	Нижний предел обнаружения	Окислы, элементы	Нижний предел обнаружения
SiO ₂ , CO ₂ , Al ₂ O ₃	0,2	Zr	0,002
TiO ₂ , MgO, H ₂ O, C _{org} ,		B	0,0006
CaO, п.п.п.	0,1	Cr, Ni, Cu	0,0005
S, K ₂ O	0,04	Pb	0,0004
Fe ₂ O ₃ , FeO, Na ₂ O	0,03	V, Co	0,0003
P ₂ O ₅ , MnO	0,01—0,02	Mo, Ga	0,0001
Sr, Ba, Zn	0,003		

Примечание. Петрогенные окислы и летучие соединения определялись в процессе проведения силикатного химического анализа, микроэлементы — спектральным количественным методом.

делением полученной углекислоты (модифицированный метод Ф. Прегля [59]) и на анализаторе углерода фирм HERAEUS-VIUA (ФРГ—СССР). Для некоторых проб, не содержащих карбонатного углерода, содержание C_{org} оценивалось по количеству потерь при прокаливании.

Статистическая обработка аналитических данных

Результаты анализа 290 проб углеродистых сланцев были разделены на три выборки, соответствующие трем вышеперечисленным ассоциациям: углеродисто-карбонатной, углеродисто-терригенной и углеродисто-вулканогенной. Для каждого элемента были рассчитаны параметры распределения. Закон распределения петрогенных элементов во всех трех выборках близок к нормальному, поэтому для сравнения содержания элементов в различных ассоциациях используются средние арифметические, являющиеся, как известно, несмещенной оценкой математического ожидания среднего. Однако распределение микроэлементов носит как нормальный (для углеродисто-терригенной ассоциации), так и логнормальный характер для углеродисто-вулканогенной ассоциации, и в последнем случае средние геометрические, особенно для выборок малых размеров, хорошо характеризуют геохимический фон, так как почти не зависят от отдельных экстремальных значений. Гистограммы частот распределения малых элементов и C_{org} приведены на рис. 36. Там же показаны аномальные значения и частота их встречаемости для оценки металлоносности углеродистых отложений изученных ассоциаций.

Точность вычисленного среднеарифметического определяется по формуле $\pm \lambda = Z \cdot S / \sqrt{N}$, где λ — ошибка среднеарифметического, определенная с заданной вероятностью; S — среднеквадратическое отклонение; N — число проб; Z — аргумент нормированной функции Лапласса, изменяющийся в зависимости от заданной вероятности, с которой определяют ошибку, для 5%-ного уровня значимости: Z = 1,96, $\pm \lambda_{5\%} = 1,96 \cdot S / \sqrt{N}$.

Отбраковка данных, участвующих в статистической обработке,

проводилась по правилу трех сигм: размах колебаний любой нормально распределенной величины X не должен превышать с вероятностью p = 0,99 утроенное среднеквадратическое (стандартное) отклонение этой величины 3δ [46]. Величины, превышающие последнюю, отбрасывались и не принимались во внимание при подсчете среднеарифметического и других параметров.

Для определения силы связи между различными элементами были рассчитаны коэффициенты корреляции между каждой парой элементов из каждой выборки. Доверительные интервалы для коэффициентов корреляции при 5%-ном уровне значимости определяются по опубликованным таблицам [7] и базируются только на количестве проб в выборке. Группы ассоциирующих элементов определялись методом кластерного анализа с использованием в качестве признака кластера корреляцию между парами элементов. Сравнение средних составов углеродистых сланцев трех выделенных ассоциаций с осадочными аналогами проводилось с использованием критериев F (Фишера), t (Стьюдента), для малых выборок — критерия Ван-дер-Вардена [46].

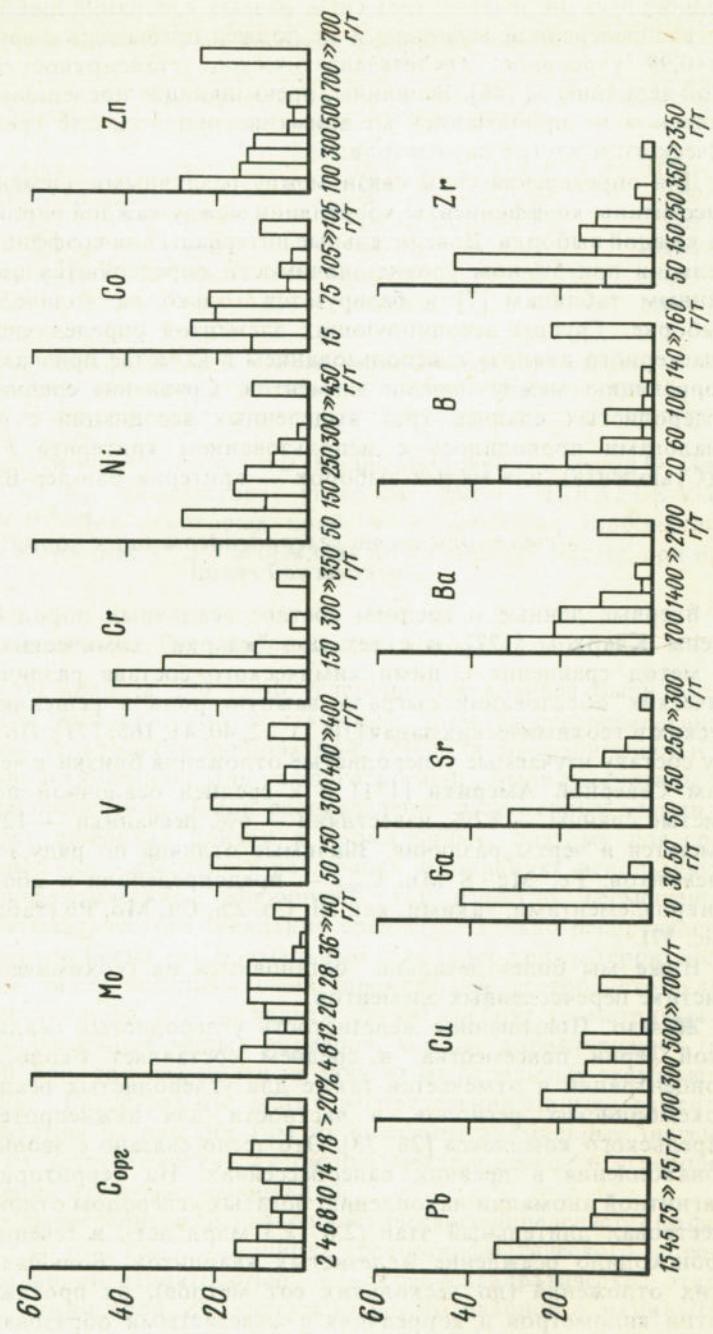
Металлоносность углеродсодержащих пород оскольской серии

Впервые данные о среднем составе осадочных пород были обобщены Кларком [127], и с тех пор "кларки" химических элементов и метод сравнения с ними химического состава различных геологических образований сыграли важную роль в решении литологических и геохимических задач [10, 11, 12, 40, 41, 165, 171]. По химическому составу изучаемые углеродистые отложения близки к черным сланцам Северной Америки [171] и к средней осадочной породе (глинистые сланцы — 82%, известняки — 6%, песчаники — 12%). Однако имеются и черты различия. Значимые отличия по ряду петрогенных элементов: Fe, Mg, S Mn, C_{org} — предопределили и обогащенность микроэлементами, такими, как Ni, Co, Zn, Cu, Mo, Pb (табл. 20, 21, 22, рис. 37).

Ниже мы более детально остановимся на геохимической характеристике перечисленных элементов.

Железо. Повышенная железистость углеродистых осадков оскольской серии повсеместна, в среднем составляет около 2 кларков концентраций и отмечается также для углеродистых осадков других докембрийских регионов, в частности для нижнепротерозойского карельского комплекса [26, 73]. Это тесно связано с эволюцией осадконакопления в древних палеобассейнах. На территории Курской магнитной аномалии накоплению богатых углеродом отложений предшествовал длительный этап (2,6—2,3 млрд лет), в течение которого происходило осаждение железистых кварцитов. Большая мощность этих отложений (до нескольких сот метров), их протяженность на сотни километров и корреляция с железистыми образованиями других регионов мира позволяют говорить о них, как о крупной стратиграфической единице, появление которой связано с возникновением специфических условий в истории литосферы, атмосферы и

д



7. Зак. 551

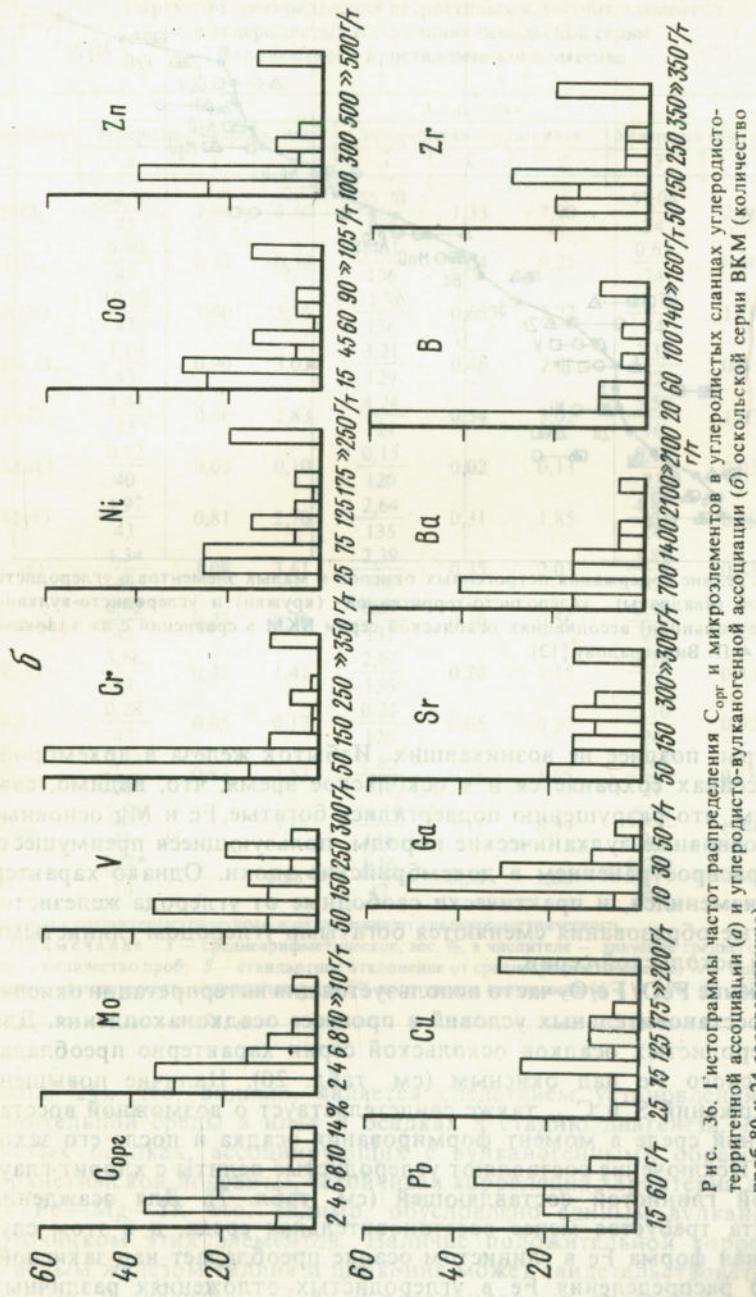


Рис. 36. Гистограммы частот распределения C_{org} и микрэлементов в углеродистых сланцах углеродисто-терригенных ассоциаций (*д*) и углеродисто-вулканической ассоциации (*б*) оскольской серии ВКМ (количество прои 80 и 24 соответственно)

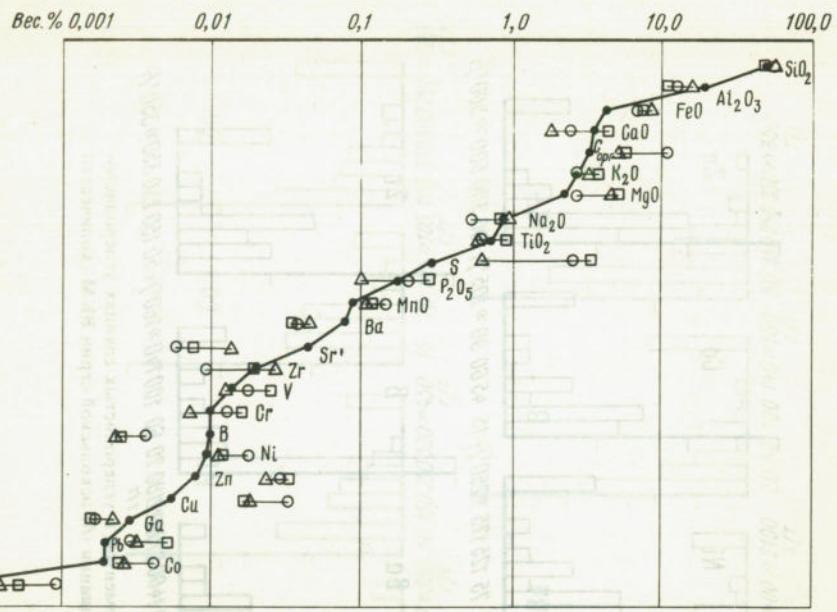


Рис. 37. Средние содержания петрогенных окислов и малых элементов в углеродисто-карбонатной (квадраты), углеродисто-терригенной (кружки) и углеродисто-вулканогенной (треугольники) ассоциациях оскольской серии ВКМ в сравнении с их кларками (точки) по А.П. Виноградову [12].

гидросфера, позднее не возникавших. Избыток железа в докембрийских бассейнах сохраняется и в оскольское время, что, видимо, связано с тем, что разрушению подвергались богатые Fe и Mg основные и ультраосновные вулканические породы, пользующиеся преимущественным распространением в докембрийские эпохи. Однако характер осадков изменился, и практически свободные от углерода железисто-кремнистые образования сменяются богатыми углеродом глинистыми осадками оскольской серии.

Отношение $\text{FeO}/\text{Fe}_2\text{O}_3$ часто используется для интерпретации окислительно-восстановительных условий в процессе осадконакопления. Для всех углеродистых осадков оскольской серии характерно преобладание закисного Fe над окисным (см. табл. 20). Наличие повышенных содержаний S и $\text{C}_{\text{орг}}$ также свидетельствует о возможной восстановительной среде в момент формирования осадка и после его захоронения. Исключение составляют углеродистые пелиты с хлорит-глауконитовой глинистой составляющей (см. табл. 7). Для осаждения глауконита требуется менее восстановительная среда, и в этом случае окисная форма Fe в глинистом осадке преобладает над закисной. Характер распределения Fe в углеродистых отложениях различных ассоциаций обнаруживает две тенденции. В углеродисто-терригенной ассоциации Fe тесно коррелирует с сульфидной S и $\text{C}_{\text{орг}}$, P (табл. 23), среди микроэлементов отмечена его положительная корреляция с Cu

Таблица 20
Параметры распределения петрогенных и летучих элементов в углеродистых отложениях оскольской серии Воронежского кристаллического массива

Компонент	Ассоциация								
	Углеродисто-карбонатная			Углеродисто-терригенная			Углеродисто-вулканогенная		
	\bar{x}	λ	S	\bar{x}	λ	S	\bar{x}	λ	S
SiO_2	54,30 43	1,94	6,50	55,70 136	1,33	7,90	57,04 24	2,36	5,90
TiO_2	0,90 43	0,12	0,39	0,61 136	0,04	0,21	0,61 24	0,06	0,16
Al_2O_3	10,80 43	1,00	3,36	11,96 136	0,63	3,77	15,79 24	1,19	2,98
Fe_2O_3	3,19 43	0,90	3,03	3,21 129	0,46	2,65	3,32 22	0,86	2,07
FeO	4,44 42	0,86	2,83	4,24 121	0,54	3,02	5,56 16	1,03	2,11
MnO	0,12 40	0,03	0,10	0,15 120	0,02	0,13	0,11 23	0,03	0,08
MgO	4,97 43	0,81	2,70	2,64 135	0,31	1,85	4,47 24	0,89	2,22
CaO	4,34 43	1,08	3,61	2,39 128	0,35	2,03	1,82 23	0,43	1,05
Na_2O	0,92 43	0,23	0,76	0,57 131	0,10	0,56	0,99 24	—	—
K_2O	3,66 43	0,42	1,41	2,67 136	0,20	1,15	3,16 24	0,43	1,08
P_2O_5	0,28 43	0,05	0,17	0,21 126	0,05	0,27	0,10 24	0,02	0,06
$\text{S}_{\text{общ}}$	3,14 36	0,83	2,53	2,85 131	0,28	1,65	0,65 21	0,18	0,41
$\text{C}_{\text{орг}}$	5,50 43	1,15	3,84	11,19 136	1,11	6,59	5,26 24	1,30	3,26
CO_2	2,24* 10	—	0,58*	1,16 47	0,31	1,08	0,21* 24	—	0,47*

* Значения среднегеометрического и отклонения от среднегеометрического.

Примечание. \bar{x} — среднеарифметическое, вес. %, в числителе — значение среднего, в знаменателе — количество проб; S — стандартное отклонение от среднеарифметического; λ — ошибка оценки среднеарифметического, определенная для 5%-ного уровня значимости ($\pm \lambda = 1,96 \cdot S / \sqrt{n}$).

(табл. 24), что, видимо, является следствием установления восстановительной среды в илах и осадках в стадию диагенеза. В углеродистых осадках, ассоциирующих с вулканогенными образованиями верхнетимской подсвиты, устойчивая корреляция характерна для триады Fe—Mg—Ti, что, видимо, обусловлено единым вулканогенным источником этих элементов. Наличие положительной корреляции с окисным железом галлия и циркония может свидетельствовать, по-видимому, о значительной роли адсорбционных процессов в накоплении названных элементов.

Магний. Содержания Mg в углеродистых осадках оскольской серии, ассоциирующих с карбонатными и вулканогенными образованиями,

Таблица 21

Параметры распределения малых элементов в углеродистых сланцах
оскольской серии Воронежского кристаллического массива

Элемент	Ассоциация								
	Углеродисто-карбонатная			Углеродисто-терригенная			Углеродисто-вулканогенная		
	\tilde{x}	\tilde{x}_{\log}	S_{\log}	\tilde{x}	\tilde{x}_{\log}	S_{\log}	\tilde{x}	\tilde{x}_{\log}	S_{\log}
V	$\frac{250}{5}$	2,40	0,26	$\frac{188}{79}$	2,27	0,34	$\frac{124}{17}$	2,09	0,30
Mo	$\frac{5}{5}$	0,71	0,50	$\frac{9}{79}$	0,95	0,48	$\frac{4}{17}$	0,56	0,28
Cr	$\frac{158}{5}$	2,20	0,34	$\frac{128}{82}$	2,11	0,28	$\frac{74}{15}$	1,87	0,39
Ni	$\frac{115}{5}$	2,06	0,29	$\frac{183}{81}$	2,26	0,34	$\frac{109}{17}$	2,04	0,49
Co	$\frac{26}{5}$	1,42	0,40	$\frac{42}{81}$	1,63	0,33	$\frac{28}{16}$	1,44	0,29
Zn	$\frac{314}{5}$	2,50	0,51	$\frac{280}{80}$	2,45	0,54	$\frac{228}{17}$	2,36	0,46
Pb	$\frac{49}{5}$	1,69	0,21	$\frac{32}{81}$	1,51	0,32	$\frac{37}{17}$	1,57	0,23
Cu	$\frac{174}{5}$	2,24	0,46	$\frac{330}{80}$	2,52	0,31	$\frac{176}{17}$	2,25	0,40
Ga	$\frac{16}{5}$	1,20	0,27	$\frac{17}{82}$	1,24	0,29	$\frac{23}{17}$	1,36	0,18
Sr	$\frac{77}{5}$	1,89	0,20	$\frac{58}{56}$	1,76	0,47	$\frac{138}{17}$	2,14	0,51
Ba	$\frac{360}{5}$	2,56	0,47	$\frac{392}{80}$	2,59	0,45	$\frac{448}{16}$	2,65	0,68
B	$\frac{26}{6}$	1,41	0,47	$\frac{36}{48}$	1,56	0,54	$\frac{24}{17}$	1,37	0,60
Zr	$\frac{228}{5}$	2,36	0,16	$\frac{97}{81}$	1,99	0,35	$\frac{261}{17}$	2,42	0,39

Примечание. \tilde{x} — среднегеометрическое, г/т, в числителе — значение среднего, в знаменателе — количество проб; \tilde{x}_{\log} — среднее логарифмов; S_{\log} — стандартное отклонение от среднего логарифмов.

отличаются значениями, несколько превышающими кларк (4,97 и 4,47% соответственно). В карбонатном типе разреза повышенная магнезиальность вызвана преимущественно доломитовым составом карбонатной составляющей (см. табл. 4). Более того, величина MgO/CaO в доломитах роговской свиты в целом превышает единицу (см. табл. 2). Та же тенденция отмечается и для карбонатных разностей на тимском уровне разреза. Повышенная магнезиальность, нескомпенсированная в составе доломита, отмечается многими исследователями докембрия [47, 28]. Так же как и для Fe, это может быть объяснено преимущественно основным и ультраосновным характером магматизма в докембрии. Разрушение этих продуктов вулканизма приводило к поступлению в осадочные водоемы повышенных количеств Mg и Fe. Кроме того, возможно существование особого механизма фиксации Mg, при-

Таблица 22

Средний химический состав углеродистых сланцев
оскольской серии Воронежского кристаллического массива
и их возможных аналогов

Компонент	Углеродистые сланцы ВКМ, ассоциации			Черные сланцы Северной Америки [171]	Осадочные породы (глины и сланцы) [11]
	Углеродисто- карбонатная	Углеродисто- терригенная	Углеродисто- вулканогенная		
SiO_2	54,30	55,70	57,04	—	50,91
TiO_2	0,90	0,61	0,61	0,33	0,75
Al_2O_3	10,80	11,96	15,79	13,22	19,74
FeO	7,31	7,13	8,55	2,57	4,28
MnO	0,12	0,15	0,11	0,02	0,09
MgO	4,97	2,64	4,47	1,16	2,22
CaO	4,34	2,39	1,82	2,10	3,54
Na_2O	0,92	0,57	0,99	0,81	0,89
K_2O	3,66	2,67	3,15	2,41	2,75
P_2O_5	0,28	0,21	0,10	—	0,18
$S_{общ}$	3,14	2,58	0,65	—	0,30
$C_{орг}$	5,50	11,19	5,26	3,20	1,00*
CO_2	2,24	1,16	0,21	1,21	—
V	250	188	124	150	130
Mo	5	9	4	10	2
Cr	158	128	74	100	100
Ni	115	183	109	50	95
Co	26	42	28	10	20
Zn	314	280	228	300	80
Pb	49	32	37	20	20
Cu	174	330	176	70	57
Ga	16	17	23	20	30
Sr	77	58	138	200	450
Ba	360	392	448	300	800
B	26	36	24	50	100
Zr	228	97	261	70	200

*Данные по Собщ.

Примечание. Прочерк — данные по содержанию элементов отсутствуют. Содержания петрографических элементов даны в вес.%, малых — в г/т.

сущего древним видам простейших морских организмов [28]. В современном же литогенезе доломиты и магнезиальные доломиты образуются либо в зоне смешения пресных и морских вод, либо в условиях засушливого климата [47], часто в присутствии ОВ. В углеродисто-терригенной ассоциации содержание Mg отвечает кларковому (2,64% MgO). Распределение Mg по различным фациальным разновидностям неравномерно, наиболее обогащены Mg углеродистые алевропелиты и углеродистые пелиты с хлорит-монтмориллонитовой глинистой составляющей (см. табл. 8). Максимальные концентрации MgO имеют углеродистые граувакки и углеродистые алевропелиты, ассоциирующие

Таблица 23

Коэффициенты парной корреляции между петrogenными элементами в породах углеродисто-терригенных ассоциаций (подчеркнуты значимые коэффициенты корреляции)

SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	S _{общ}	CO _{опр}
1,00	-0,26 1,00	-0,24 <u>0,34</u>	-0,38 -0,03	0,09 0,15	-0,24 0,09	-0,04 -0,03	-0,03 0,15	-0,14 0,15	-0,21 0,26	-0,16 0,02	-0,46 0,12	-0,55 0,00
		-0,15 1,00	-0,08 -0,37	0,01 0,11	-0,01 -0,07	-0,23 0,27	0,25 -0,21	0,63 -0,08	0,29 0,19	-0,08 0,50	0,08 0,30	Al ₂ O ₃ Fe ₂ O ₃
		1,00	-0,12 1,00	0,12 0,17	<u>0,24</u> -0,12	<u>0,39</u> 0,04	<u>0,39</u> -0,10	<u>0,30</u> 0,02	<u>0,30</u> -0,07	<u>0,22</u> 0,02	-0,47 0,09	FeO MnO
			1,00	0,17 1,00	-0,12 <u>0,38</u>	-0,12 -0,01	0,04 -0,41	0,04 0,08	0,02 -0,13	0,02 -0,08	0,09 -0,38	SiO ₂ TiO ₂
				1,00	<u>0,24</u> 1,00	<u>0,24</u> 1,00	<u>0,41</u> 0,05	<u>0,41</u> 0,12	<u>0,30</u> 0,18	<u>0,22</u> 0,13	-0,38 -0,13	MgO CaO
					1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	0,06 -0,06	Na ₂ O K ₂ O
											0,03 -0,03	P ₂ O ₅ S _{общ}
											0,17 1,00	C _{опр}

*n = 135,**r_{min} = ±0,17.*

Таблица 24

Коэффициенты парной корреляции между петrogenными и малыми элементами в породах углеродисто-терригенных ассоциаций (подчеркнуты значимые коэффициенты корреляции)

V	Mo	Cr	Ni	Co	Zn	Pb	Cu	Ga	Sr	Ba	B	Zr
SiO ₂	-0,47	-0,27	0,06	-0,24 0,22	-0,43 0,22	-0,21 0,01	-0,18 0,31	-0,44 0,56	-0,38 0,43	-0,37 0,18	0,02 0,06	0,07 0,45
TiO ₂	<u>0,38</u>	0,17	<u>0,30</u>	<u>0,24</u>	<u>0,42</u>	<u>0,27</u>	<u>-0,18</u>	<u>0,23</u>	<u>0,56</u>	<u>0,22</u>	<u>0,20</u>	<u>0,49</u>
Al ₂ O ₃	0,19	-0,07	<u>0,39</u>	0,24	<u>0,33</u>	0,20	0,23	0,18	0,10	0,04	0,03	<u>0,50</u>
Fe ₂ O ₃	<u>0,30</u>	0,18	-0,16	0,09	0,20	0,23	0,18	<u>0,36</u>	0,10	0,04	-0,14	0,15
FeO	0,12	0,09	<u>0,29</u>	0,27	<u>0,31</u>	0,24	0,19	0,27	0,15	0,36	0,07	-0,07
MnO	0,11	-0,18	-0,13	-0,22	0,24	-0,04	-0,08	0,10	0,08	0,05	-0,23	-0,40
MgO	-0,08	-0,28	0,09	-0,10	0,16	0,02	-0,19	-0,02	0,17	0,22	-0,12	-0,28
CaO	-0,19 _T	-0,16	0,04	-0,35	-0,35	-0,18	0,04	-0,30	-0,09	<u>0,57</u>	-0,25	-0,49
Na ₂ O	0,04	-0,22	0,08	0,00	0,17	0,26	0,11	0,14	<u>0,40</u>	<u>0,59</u>	-0,10	0,16
K ₂ O	<u>0,40</u>	0,16	<u>0,37</u>	<u>0,43</u>	<u>0,43</u>	<u>0,46</u>	<u>0,08</u>	<u>0,42</u>	<u>0,54</u>	<u>0,11</u>	<u>0,35</u>	<u>0,38</u>
P ₂ O ₅	<u>0,45</u>	0,02	0,17	0,22	<u>0,43</u>	<u>0,40</u>	<u>0,49</u>	<u>0,19</u>	<u>0,35</u>	-0,02	0,05	0,00
S _{общ}	<u>0,43</u>	0,29	0,03	0,18	<u>0,31</u>	<u>0,30</u>	<u>0,32</u>	<u>0,48</u>	<u>0,31</u>	0,19	-0,08	0,10
C _{опр}	<u>0,32</u>	0,12	-0,12	<u>0,36</u>	0,19	<u>0,30</u>	<u>0,12</u>	<u>0,46</u>	<u>0,17</u>	-0,15	<u>0,29</u>	<u>0,10</u>

r_{min} = ±0,27; 0,38 (для B, Sr).

с вулканогенными породами верхнетимской подсвиты (3,67 и 4,08% соответственно). Такие высокие содержания MgO обусловлены, по-видимому, присутствием в разрезе базальтовых и пикритовых разностей вулканических пород; при разложении пирокластического материала происходит обогащение пород MgO и отчасти FeO. Очень высокие содержания MgO (до 10–15%), сопоставимые с его содержанием в отложениях оскольской серии (3–7 вес. %), имеют углеродистые туфитовые алевролиты заонежской свиты карельского комплекса Карельской структурной зоны, в разрезе которой преобладают пикритовые и базальтовые вулканиты, а углеродистые туфиты рассматриваются как результат глубокого разложения пеплового материала [26].

Сера. Для большинства проанализированных углеродистых сланцев оскольской серии содержание S составляет 1–5% и лишь в некоторых фациальных разновидностях превышает эту величину, достигая в пелитовых разностях осадков 15,4%. Факт обогащенности черных сланцев S общизвестен; наиболее высокие концентрации S отмечаются для шунгитсодержащих пород заонежской свиты (от десятых долей до 7,93% [26]). Среднее содержание S в углеродистых породах пильгуярвинской свиты Печенегской структуры составляет 3,8% [73], эти значения сопоставимы с содержанием S в углеродистых комплексах углеродисто-карбонатной и углеродисто-терригенной ассоциаций оскольской серии (3,14 и 2,58% соответственно). В углеродисто-терригенной ассоциации отмечается положительная корреляция C с S (см. табл. 23). Сильная положительная корреляция S с Fe объясняется формой нахождения S в составе сульфидных минералов (пирит, пирротин, халькопирит и т.д.), широко распространенных в этих комплексах. Тесная ассоциация сульфидов и рассеянного углеродистого вещества, по-видимому, первична и носит сингенетический характер [1, 50, 53, 64]. Это связано со специфическими условиями накопления и преобразования ОВ в осадке. В условиях аномально высокой биопродукции (экстремальная биопродуктивность синезеленых водорослей) ОВ в основной своей массе не успевает окислиться и достигает дна водоема, создавая резко восстановительную среду как в слое ила, так и в придонных иловых водах. В условиях отрицательных значений окислительно-восстановительного потенциала активность сульфид-иона возрастает. Комплекс микроэлементов, тесно связанных с S и имеющих с ней положительную корреляцию, включает ряд халькофильных и сидерофильных элементов — Cu, Pb, Zn, Co, сильная корреляционная связь отмечена также и для V, Zr (см. табл. 24). В углеродистых сланцах углеродисто-вулканогенного типа S коррелирует с Mo, что обусловлено присутствием молибденита [1] в составе сланцев (табл. 25).

Марганец. Средние содержания Mn в углеродистых отложениях оскольской серии близки к кларковым (среднее содержание MnO в осадочных породах 0,09% [12]). Углеродистые породы углеродисто-терригенной ассоциации относительно обогащены Mn (в среднем 0,15% MnO). Однако для черных сланцев Северной Америки приводятся очень низкие средние значения MnO, равные 0,02% [171]. Нижне-

протерозойские углеродсодержащие породы Кольского региона содержат MnO в кларковых концентрациях, однако шунгитсодержащие углеродисто-карбонатные алевролиты заонежской свиты существенно обогащены Mn и содержат в отдельных образцах от 0,14 до 0,53% MnO [26]. Марганцевистость углеродистых пелитов и углеродистых граувакковых метапсаммитов углеродисто-терригенной ассоциации, достигающая 8,85% MnO, не имеет аналогов ни среди древних, ни среди более молодых углеродистых комплексов [125, 156]. Анализ характера распределения Mn по фациальному профилю осадков оскольской серии ВКМ обнаруживает две тенденции: относительное обогащение пелитовых и алевролитовых углеродистых осадков и увеличение его содержания в карбонатных членах разреза (см. рис. 19, 21). Среднее содержание MnO в карбонатных породах различных горизонтов углеродисто-терригенной ассоциации составляет 0,23–0,35%, в углеродисто-карбонатной ассоциации оно равно 0,28%. Обогащение Mn до ломитов ряд исследователей объясняют повышенной соленостью вод бассейна осадконакопления [47, 174]. По-видимому, такое увеличение концентрации Mn является признаком эвапоритового карбонатонакопления. Кроме того, аналогичные условия, благоприятные для осаждения Mn в карбонатной форме, а именно восстановление Mn⁴⁺ до Mn²⁺, осуществляются и в отложениях застойных депрессионных впадин, что отмечается для глубоководных лембинских и елецких формаций Урала [119]. Положительная корреляция Mn с MgO, CaO, CO₂ характерна для углеродисто-карбонатной ассоциации, что свидетельствует о преобладании карбонатной формы Mn в углеродистых осадках в составе карбонатной примеси в углеродистых карбонатных алевролитах (табл. 26). Ослабление корреляционной связи с карбонатным компонентом в углеродисто-терригенной ассоциации свидетельствует о более сложном характере распределения Mn в углеродистых алевролитах терригенного типа разреза, в котором, возможно, доминирующим фактором осаждения Mn являлась смена окислительных условий на восстановительные. Максимальные содержания MnO отмечены для высокоуглеродистых пелитов и алевропелитов, где он находится в силикатной форме в спессартине [64] (4,65–8,86%), и для углеродистых граувакковых псаммитов (2,70–4,88%). Для распределения Mn в породах углеродисто-вулканогенной ассоциации характерно наличие близких концентраций элемента для всех разновидностей пород (в граувакках и алевропелитах средние содержания MnO составляют 0,14 и 0,16% соответственно) и корреляция Mn с Si и B, что обусловлено некоторым участием вулканического Mn в осадках синхронных с вулканизмом фациальных зон (рис. 38).

Марганцеворудные породы пространственно тесно связаны с фосфатоносными, но образуют самостоятельные горизонты, приуроченные к углеродисто-карбонатным частям разреза. Основным рудным минералом является сульфид Mn — алабандин. Наряду с ним присутствуют пирит, пирротин и мanganокальцит. Содержание MnO в пределах некоторых интервалов составляет 4,2–24,0%, в среднем 11,5%.

Фосфор. Среднее содержание P в углеродистых осадках углеро-

Таблица 25

**Коэффициенты парной корреляции между петрогенными и малыми элементами
в породах углеродисто-вулканогенной ассоциации
(подчеркнуты значимые коэффициенты корреляции)**

	V	Mo	Cr	Ni	Co	Zn	Pb	Cu	Ga	Sr	Ba	B	Zr
SiO ₂	-0,05	0,33	0,04	0,31	0,14	-0,24	-0,15	-0,40	-0,72	-0,62	-0,58	0,37	-0,60
TiO ₂	0,77	0,40	-0,21	-0,15	0,10	-0,20	-0,22	0,13	0,30	-0,18	-0,16	-0,06	-0,18
Al ₂ O ₃	0,43	0,06	-0,34	-0,83	0,20	-0,63	<u>0,60</u>	0,15	<u>0,81</u>	0,33	0,54	0,02	0,68
Fe ₂ O ₃	0,17	-0,30	0,13	-0,28	-0,04	-0,01	0,28	0,28	<u>0,78</u>	<u>0,60</u>	0,54	-0,15	<u>0,67</u>
FeO	0,29	0,02	-0,41	-0,38	0,12	0,19	0,16	0,51	0,39	0,09	0,35	-0,26	0,12
MnO	-0,02	0,01	0,30	0,04	0,54	-0,25	<u>0,71</u>	0,39	0,25	0,20	0,26	0,31	0,39
MgO	0,36	-0,44	0,07	-0,28	-0,02	0,05	0,07	0,03	<u>0,71</u>	0,42	<u>0,65</u>	-0,15	0,55
CaO	-0,27	-0,46	0,18	-0,30	-0,02	0,46	<u>0,69</u>	0,23	0,44	<u>0,74</u>	0,28	-0,45	<u>0,66</u>
Na ₂ O	0,38	0,01	-0,18	-0,32	0,26	-0,10	<u>0,78</u>	0,18	0,31	<u>0,72</u>	-0,08	-0,28	0,45
K ₂ O	0,20	0,06	-0,32	-0,55	0,05	-0,16	0,01	0,32	0,70	-0,11	<u>0,75</u>	-0,03	0,37
P ₂ O ₅	0,39	0,28	-0,35	-0,48	0,24	-0,43	0,12	0,46	0,53	-0,09	0,34	0,10	0,20
Собщ	0,27	0,89	-0,49	-0,24	0,31	-0,21	0,27	0,47	-0,15	-0,31	-0,57	-0,17	-0,36
C _{org}	-0,56	-0,20	0,42	<u>0,66</u>	-0,19	0,53	-0,53	-0,03	-0,38	-0,12	-0,11	-0,03	-0,23

*r*_{min} = ± 0,58 — 0,60.

Таблица 26

**Коэффициенты парной корреляции между петрогенными элементами
в породах углеродисто-карбонатной ассоциации
(подчеркнуты значимые коэффициенты корреляции)**

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	S _{общ}	CO ₂
1,00	<u>0,36</u>	<u>0,43</u>	-0,10	0,06	-0,63	-0,71	-0,73	0,08	0,22	0,15	-0,04	-0,33	SiO ₂
1,00	0,24	0,17	0,25	-0,25	-0,50	-0,68	-0,12	0,50	0,44	0,34	-0,29	TiO ₂	
1,00	-0,16	0,20	-0,32	-0,46	-0,52	<u>0,45</u>	<u>0,43</u>	-0,08	-0,53	-0,33	Al ₂ O ₃		
1,00	-0,60	0,18	-0,11	-0,16	-0,29	0,01	-0,22	<u>0,68</u>	-0,07	Fe ₂ O ₃	FeO		
1,00	-0,11	-0,07	-0,17	0,23	0,07	0,24	-0,23	-0,23	-0,24	MnO	MgO		
1,00	<u>0,43</u>	<u>0,57</u>	-0,06	-0,16	-0,10	0,11	0,19	0,19	0,43	CaO	CO ₂		
1,00	<u>0,88</u>	-0,04	-0,45	-0,28	-0,20	-0,28	-0,26	-0,26	-0,24	S _{общ}	Na ₂ O		
1,00	1,00	-0,03	-0,50	1,00	-0,03	-0,50	-0,28	-0,28	-0,28	1,00	-0,02	P ₂ O ₅	
						1,00	-0,14	-0,26	-0,34	-0,37	1,00	1,00	CO ₂

n = 43,
*r*_{min} = ± 0,33.

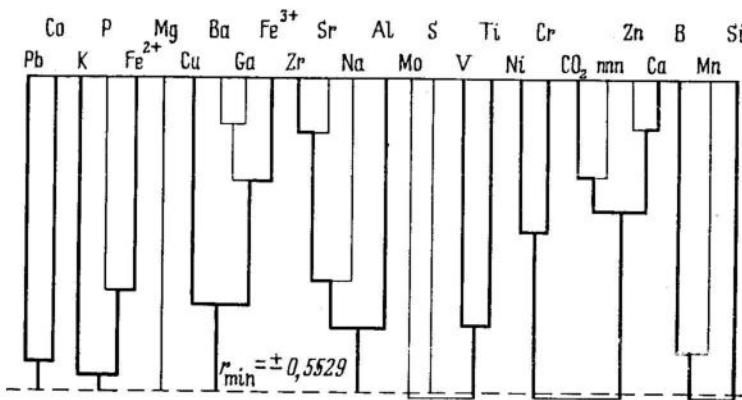


Рис. 38. Кластерная дендрограмма петрогенных и малых элементов для углеродисто-вулканогенной ассоциации оскольской серии ВКМ

дисто-вулканогенной ассоциации ниже кларковых значений ($0,10\% P_2O_5$). В углеродисто-теригенных и углеродисто-карбонатных комплексах как средние, так и фоновые содержания Р превышают кларк ($0,21$ и $0,28\% P_2O_5$ соответственно). Однако в углеродистых карбонатных сланцах, ассоциирующих с доломитами, в составе роговской свиты и в карбонатных горизонтах тимской свиты наблюдаются аномально высокие концентрации Р, превышающие кларк в 10 и более раз (см. табл. 2, 7). В карбонатных породах также наблюдаются исключительно высокие концентрации Р: $2,07$ — $3,99\% P_2O_5$. Характер распределения Р в различных фациальных типах осадков имеет ряд особенностей.

1. В осадочных углеродисто-вулканогенной ассоциации его содержание практически не изменяется по профилю (см. табл. 13).

2. В осадках углеродисто-карбонатной ассоциации наблюдаются два отчетливых максимума накопления Р: в углеродистых алевритах ($1,42\% P_2O_5$) и аркозовых песчаниках ($0,61\%, P_2O_5$), в меньшей степени обогащены Р углеродистые граувакковые псаммыты и углеродистые пелиты с хлорит-монтмориллонитовой глинистой составляющей ($0,42$ и $0,44\% P_2O_5$ соответственно).

3. В углеродисто-карбонатной ассоциации роговской свиты фоновые содержания как в углеродистых разностях, так и в карбонатных породах превышают кларковые, и по всему разрезу свиты отмечаются интервалы, где содержание P_2O_5 превышает 1%, достигая в углеродистых карбонатных алевролитах ~48%, в доломитах — 2,68% (см. табл. 6). Такие содержания Р не характерны для углеродистых комплексов карельского уровня Карело-Кольского региона, где концентрация P_2O_5 не превышает 0,35% [26], и выше его среднего содержания в черных сланцах Северной Америки [171], исключая углеродистые отложения формации Фосфория [16].

В пределах Тим-Ястребовской структуры фосфатные прослои часто образуют сгущения с образованием пачек пород мощностью от первых метров до нескольких десятков метров, достигающие 40—70% общей мощности пачки. Такие фосфатные пачки пород со средним содер-

жанием P_2O_5 1,5—3% чередуются с менее фосфатными пачками смешанного литологического состава примерно такой же мощности, в которых слои и прослои с повышенным содержанием Р играют уже подчиненную роль.

Например, скв. 3063 глубиной 676 м, пройденная на юго-западном крыле Тим-Ястребовской структуры, вскрыла часть разреза тимской свиты мощностью около 250 м, из которой фосфатные породы составляют 120—140 м и состоят из семи пачек мощностью от 7 до 35 м. Каждая из выделенных пачек характеризуется литологическим своеобразием как фосфатных слоев, так и разделяющих их менее фосфатных прослоев.

В верхней фосфатной пачке (интервале 230—250 м, истинная мощность 10 м) фосфатные слои мощностью 1—3 см тонко переслоены с марганцовистыми углеродистыми tremolitovymi карбонатными породами и тонкими (1—2 см) слоями фосфатных сланцев. Фосфоритовые слои представлены тонкополосчатыми разновидностями, состоящими из ритмично переслаивающихся тонких (1—5 мм) прослоев фосфорита (P_2O_5 до 10—12%) разного цвета — от светло-серого до черного, в зависимости от состава и содержания цементирующего и углеродистого вещества. Фосфаты представлены мельчайшими (0,01—0,1 мм) зернами — пеллетами округлой формы, сцепленными в прослоях светло-серого цвета кварцем алевритовой размерности. В прослоях темно-серого и черного цвета фосфатные пеллеты погружены в фосфатизированный глинисто-углеродистый материал. Электронно-микроскопическое изучение пеллетов показывает, что они сложены тонкокристаллическим апатитом. Среднее содержание P_2O_5 невысокое (2,5—4,5%) из-за наличия большого количества разбавляющего кварцевого материала.

Аналогичное строение имеет и четвертая пачка фосфатных пород, залегающая на глубинах 376—410 м (истинная мощность 18—20 м). Разделяющие, менее фосфатные пачки состоят из ритмично чередующихся слоистых углеродистых сланцев, углеродистых, марганцовистых (до 1—5% Mn) tremolitovыми карбонатными пород и относительно редких и маломощных (1—3 см) прослоев углеродистых пеллетовых фосфоритов.

Вторая фосфатная пачка (интервал 300—314 м, истинная мощность 7 м) сложена преимущественно переслаивающимися фосфатизированными и марганцовистыми (Mn 1—3%) tremolitovыми карбонатными породами с тонкослоистыми углеродистыми пеллетовыми фосфоритами. Среднее содержание P_2O_5 2,5—4,5%.

Иное строение имеют третья, пятая и шестая фосфатные пачки (соответственно интервал 345—360 м, истинная мощность 10 м; 463—501 м, истинная мощность 20 м и 533—562 м, истинная мощность 17 м). В этих пачках отмечается тонкое ритмичное чередование прослоев (0,4—0,5 см) углеродистого пеллетового фосфорита (P_2O_5 5—7%) с прослоями (0,3—0,4 см) линзовиднослоистого фосфорита (P_2O_5 4—7%) на кварцевом цементе тонкоалевритовой размерности и прослоями (0,5—0,6 см) олигомиктового кварцевого алевролита, в слабой степени фосфатизированного (P_2O_5 0,15—0,75%). Иногда отме-

чаются тонкие (0,3—1,0 см) прослои углеродистого фосфорита в переслаивании с тонкими (0,4—1,0 см) tremolитовыми марганцовистыми известняками. Чаще же фосфориты указанных пачек обладают тонкослоистым строением, обусловленным чередованием тончайших (0,1—0,2 мм) прослоев углеродистых фосфоритов с такими же прослойями кварцевого материала с образованием тонкой двучленной римитичности типа варвов [105].

Особенностью описываемых пачек пород является присутствие большого количества (до 20—30%) сульфидов Fe — пирита и пирротина, — которые образуют как тонкую послойную вкрапленность, приуроченную в основном к фосфатным прослойям, так и секущие прожилки. Количество сульфидов Fe резко уменьшается в прослоях, сложенных фосфатными кварцевыми алевропелитами. В брекчированных разностях сульфиды иногда цементируют обломки фосфоритов. Кроме того, в интервале 408—409 м отмечается тонкое ритмичное чередование прослоев (0,5—1,5 см) углеродистых фосфатных сланцев с прослойми (0,3—0,6 см) пирита. Содержание пирита в этом интервале составляет не менее 25—30% общей массы пород. Прослои пирита залегают согласно слоистости, не выдержаны по мощности, образуют пережимы, смяты в микроскладки и деформированы вместе с прослойми углеродистых сланцев.

Самая нижняя, седьмая пачка (интервал 579—647 м, истинная мощность 35 м) состоит из сульфидных ($S > 10\text{--}15\%$), местами массивных углеродистых фосфатных (PsO_5 — 2,5—4,5%) алевролитов мощностью 0,5—1,5 м и разделяющих их углеродистых фосфатных сланцев и алевропелитов. Встречаются редкие маломощные (0,1—0,2 м) слои тонкозернистых олигомиктовых кварцевых песчаников и алевролитов. В этом интервале наряду с прослойми углеродистых брекчийных и линзовиднослоистых фосфоритов встречаются прослои фосфоритов с весьма тонким переслаиванием слойков (0,2—0,3 мм) углеродистого фосфорита с тонкими (0,1—0,2 мм) слойками кварцевого алевропелита. В тонкослоистых фосфоритах отмечаются небольшие (2—3 мм) стяжения бурого фосфата эллипсоидальной формы, вытянутые в виде цепочек по слоистости. Кроме того, особенностью фосфоритов нижней фосфатной пачки является большое количество сульфидов — пирита и пирротина, — содержание которых достигает на отдельных интервалах 15—20%, иногда больше. Сульфиды Fe образуют гнезда, согласные прослои мощностью до 1—2 см слагают причудливо ветвящиеся секущие прожилки. Кроме того, в небольших количествах присутствуют халькопирит, сфалерит, галенит, валлерит и пентландит [1].

В других скважинах Тим-Ястребовской структуры, вскрывающих более нижние и верхние части разреза тимской свиты, отмечается примерно такое распределение фосфатных пород, какое было описано выше. В скв. 3052, вскрывшей, вероятно, более верхние части разреза свиты, отмечаются две фосфатные пачки пород мощностью 12 и 15 м, в которых встречаются прослои фосфоритов 0,5—1,0 м с содержанием P_2O_5 11,68—12,26%. В скв. 3051 выявлены три фосфатные пачки мощностью 10,5 и 20 м. Представлены они ритмичным

переслаиванием тонких (1—3 см) прослоев фосфоритов (P_2O_5 — 3—6%) с фосфатными углеродистыми сланцами (P_2O_5 — 1,5—3%), алевропелитами и тонкозернистыми олигомиктовыми кварцевыми песчаниками и алевролитами. Среднее содержание P_2O_5 в этих пачках 2,5—3,5%.

Современные исследования показали, что распределение Р в океанах контролируется его связями с терригенным материалом, ОВ, Fe [3]. Терригенный Р образуется, как правило, в шельфовой зоне в составе крупнозернистых осадков, и в этом случае он имеет положительную корреляцию с $CaCO_3$. Появление фосфатных осадков в карбонатных ассоциациях роговской свиты как будто бы свидетельствует о взаимосвязи карбонатонакопления и фосфатонакопления, однако максимальные концентрации Р приурочены к терригенным ассоциациям тимской свиты, и распределение Р по фациальным типам также обнаруживает тенденцию к накоплению его в кластогенных осадках. Эта же тенденция характерна для распределения Р в морских и океанических осадках в целом. Сложная полизлементная ассоциация Р—Ca—Sr—Pb—S—Fe, выявленная в результате построения серии дендрограмм (рис. 39), учитывающих сильные положительные связи между парами элементов, позволяет констатировать наличие нескольких процессов, приведших к концентрации Р, среди которых наиболее значительным является терригенное накопление Р при одновременно низких отрицательных величинах окислительно-восстановительного потенциала, что приводит к осаждению растворенного Р совместно с Fe, S и ОВ в виде фосфорогранических соединений. Аналогичный характер процесса можно предполагать и в углеродисто-карбонатных комплексах, для которых также характерна ассоциация фосфора с S (см. табл. 3, рис. 40). Слабая корреляция Р с Fe и отсутствие значимой корреляции с S и C в углеродисто-вулканогенной ассоциации, возможно, свидетельствуют о том, что привнос Р при вулканизме не является определяющим для его фиксации в осадках (см. рис. 38). Функция ОВ в накоплении Р не ограничивается его ролью осадителя Р, оно является также поставщиком P_{org} , высвобождающегося в процессе разложения ОВ и CO_2 , для вновь образующихся молекул карбонатфторапатита [3]. В углеродистых отложениях оскольской серии в составе углеродистых сланцев обнаружены микроконкреции и желваки, сложенные фторапатитом, витлокитом и кальцитом [105]. Комплекс элементов, связанных положительной корреляцией с Р в фосфатных углеродистых осадках оскольской серии — Cu, V, Mo, Zn, Pb, — аналогичен микроэлементной ассоциации в формации фосфория [140] и, видимо, отвечает единому механизму их накопления в осадке.

Никель. Среднее содержание Ni в углеродистых осадках оскольской серии превышает его кларк в осадочных породах и составляет 109—183 г/т. Распределение Ni на фациальном профиле обнаруживает явное обогащение им пелитовых разностей (см. рис. 21, 23). В осадках углеродисто-карбонатной ассоциации Ni обогащены углеродистые алевролиты (130 г/т), в карбонатных углеродистых алевролитах его концентрации близки к кларковым. Наиболее обогащены Ni в углеродисто-терригенной ассоциации пелитовые и алевропелитовые

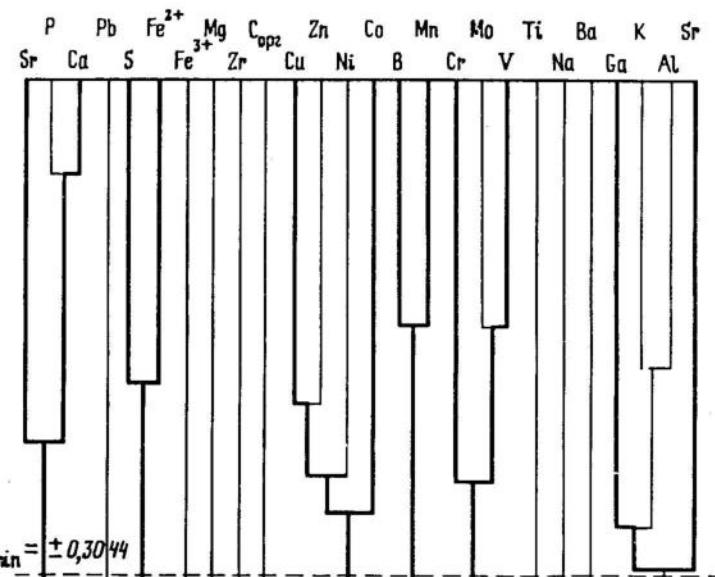


Рис. 39. Кластерная дендрограмма петрогенных и малых элементов для углеродисто-терригенной ассоциации оскольской серии ВКМ

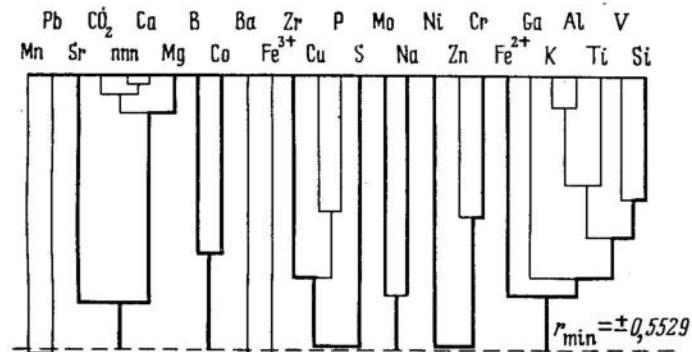


Рис. 40. Кластерная дендрограмма петрогенных и малых элементов для углеродисто-карбонатной ассоциации оскольской серии ВКМ

разности (279 г/т в углеродистых пелитах с гидрослюдистым глинистым компонентом). Исследование современных океанических осадков показало, что Ni тяготеет к пелагическим осадкам, где его концентрация составляет 221 г/т, а в гемипелагических падает до 82 г/т [103]. В пелагических глинистых отложениях Ni коррелирует с Mn и обогащает Fe-Mn конкреции. В оскольских углеродистых осадках не отмечена корреляция Ni с Mn, однако он заметно коррелирует с C_{org} в углеродисто-терригенных (см. табл. 24) и углеродисто-вулканогенных комплексах (см. табл. 25). Поведение Ni в морских водах обусловлено его хорошей миграцией в растворенной форме и его сорбией в осадках в виде металлоогранических комплексов [72]. Ni может сорбиро-

ваться различными сорбентами, среди которых важная роль принадлежит глинистым минералам, ОВ, гидроокислам Fe и Mn [61, 89, 144]. Показательно отношение Ni/Al, которое позволяет оценить роль ОВ как сорбента Ni. В углеродистых отложениях оскольской серии величина Ni/Al значительно превышает таковую для литосферы ($3,2 \cdot 10^{-4}$) и особенно велика для углеродистых пелитов углеродисто-терригенної ассоциации, где она составляет $(18-20) \cdot 10^{-4}$. Такие значения не могут быть объяснены ни привносом терригенного Ni (примесь Ni в терригенных минералах), ни накоплением его планктонными организмами, и, следовательно, основным процессом обогащения углеродистых осадков Ni является, по-видимому, процесс адсорбции на различных природных сорбентах. Содержание Ni в углеродистых породах углеродисто-вулканогенной ассоциации понижено, несмотря на то, что Ni часто обнаруживаются в продуктах преобразования базальтовых вулканических пород [71]. В образованиях юго-восточной части ВКМ, одновозрастных сланцам оскольской серии, известны рудопроявления никеля, локализованные в углеродистых филлитовидных сланцах и пространственно связанные с габбро-норитовыми интрузиями. Высокие содержания Ni, сопоставимые с его содержанием в осадках оскольской серии ВКМ, известны для шунгитсодержащих пород заонежской свиты карельского комплекса [26] и углеродистых комплексов пильгуярвинской серии. Никеленосные углеродистые образования оскольской серии, так же как и одновозрастные с ними породы карельского комплекса, могут рассматриваться как перспективные на поиски никелевого и медно-никелевого оруденения в местах распространения интрузивных комплексов габброидного и габбро-норитового состава.

Цинк. В исследованных углеродистых осадках оскольской серии среднее содержание Zn изменяется от 228 до 314 г/т (см. табл. 21, 22), что существенно превышает его кларк (80 г/т) [12]. Факт обогащения Zn отмечен и для черных сланцев Северной Америки, где его среднее содержание (300 г/т) сопоставимо с его содержанием в углеродисто-карбонатной ассоциации. Среднее содержание Zn в углеродистых нижнепротерозойских комплексах карельского уровня разреза Карело-Кольского региона значительно ниже его содержания в оскольской серии, и лишь в шунгитовых толщах заонежской свиты среднее содержание для шунгитсодержащих алевропелитов сопоставимо с приведенными выше и составляет 273 г/т [26]. Характер распределения Zn по фациальному профилю осадков показывает тенденцию к обогащению им пелитовых разностей, причем в пелитах углеродисто-терригенной ассоциации его концентрация в 7 раз превышает кларковое (см. табл. 11). Пелиты с хлорит-монтмориллонитовой глинистой составляющей содержат Zn больше, чем гидрослюдистые (554 и 274 г/т соответственно). Кроме того, в фациальных осадках терригенно-углеродистого типа намечается тенденция к обогащению Zn алевритеам (584 г/т). Карбонатные породы роговской свиты также обогащены Zn, его содержание в углеродистых доломитах и полимиктовых известняках составляет 70—84 г/т, что более чем в 4 раза превышает кларк (20 г/т, по данным К. Турекьяна и К. Ведеполя [170]). Тенденция накопления Zn в пелагических глинистых осадках объясняется его высокими сорбцион-

ными возможностями, способностью образовывать металлоорганические комплексы [17]. Современные биохимические исследования океана показали, что накопление Zn планктоном из морской воды в $37 \cdot 10^{-4}$ раз превышает его содержание в морской воде [73], причем накопление Zn в фитопланктоне на порядок выше, чем в зоопланктоне. Zn является жизненно необходимым элементом и непременной составной частью некоторых металлоогранических ферментов [30, 73]. В ОВ планктона на долю металлоогранических соединений приходится 65,2%, на долю липидной и белково-углеводной фракции — 3,4 и 17,2% Zn соответственно, присутствующего в ОВ плактона. В целом на органическую фракцию приходится 82,4% общего содержания Zn в ОВ планктона. Повышенное содержание Zn в тонкозернистых фракциях обусловлено тем, что в них концентрируются главным образом глинистые минералы, гидроокислы, коллоиды ОВ, т.е. образования с повышенной сорбционной способностью. Изучение характера распределения и корреляционных взаимоотношений Zn с породообразующими окислами и ОВ показало, что в породах углеродисто-карбонатной ассоциации Zn концентрируется в карбонатной части. Обогащение углеродистых карбонатных алевролитов Zn по сравнению с безуглеродистыми разностями объясняется присутствием органики (см. табл. 6, рис. 40). В углеродисто-терригенной ассоциации Zn входит в группу микроэлементов, включающую Ni, Cu, Co, имеющих положительную корреляцию C_{org} (см. рис. 39), и поэтому им обогащены высокоуглеродистые пелиты и алевропелиты (554—612 г/т Zn). Заметно обогащены Zn металлоносные осадки; в частности, илы Восточно-Тихоокеанского поднятия содержат от 290 до 380 г/т Zn [4], что объясняется привносом Zn гидротермами из активных вулканических зон срединно-океанических хребтов; для Zn вклад эндогенных источников может быть значительным (от 30 до 50% даже за пределами распространения металлоносных осадков) [4]. Распределение Zn в углеродисто-вулканогенной ассоциации аналогично его распределению в углеродисто-терригенных комплексах, и поэтому ведущая роль в концентрировании Zn в осадках оскольской серии отводится ОВ и глинистым минералам.

Свинец. Содержание Pb в углеродистых комплексах оскольской серии составляет 32—49 г/т, что превышает кларк более, чем в 2 раза для углеродисто-карбонатной ассоциации. Содержание Pb в черных сланцах Северной Америки также невелико (20 г/т), небогаты Pb углеродистые и шунгитовые породы карельского комплекса Балтийского щита [73, 26]. Распределение Pb по фациальному профилю роговской свиты показывает относительное обогащение им как углеродистых осадков (в большей степени обогащены Pb углеродистые алевролиты), так и карбонатных пород, причем в доломитах концентрация Pb в 4,2 раза превышает кларковую (см. табл. 6). Его средние содержания во всех фациальных разностях близки (см. рис. 19). Pb коррелирует с Mn и карбонатными компонентами пород Ca—CO₂—Mg—Sr (см. рис. 40). Характер распределения Pb в углеродисто-терригенной ассоциации близок к описанному для углеродисто-карбонатной ассоциации. Содержания Pb во всех углеродистых разностях пород близки и варьируют от 38 до 51 г/т (см. табл. 11).

Анализ корреляционных взаимоотношений выявляет наличие слабой положительной корреляции Pb с S и P и отсутствие значимой корреляции с остальными микроэлементами (см. табл. 24, 27, 28). В вулканогенно-углеродистой ассоциации Pb концентрируется в грауваках и углеродистых алевропелитах (51 и 67 г/т соответственно). Микроэлементная ассоциация Pb—Co в некоторой степени тяготеет к кластерной группе K—P—Fe (см. рис. 38). Геохимия Pb в осадочном цикле определяется, во-первых, его высокой сорбционной способностью, поскольку Pb наряду с Cu и Zn в значительно большей степени адсорбируется гидроокислами Fe и Mn, ОВ и другими сорбентами [70], и, во-вторых, осаждением его в восстановительных средах, где проявляется его сродство к S. Однако исследование распределения Pb в осадках Черного моря не выявило никакой закономерной связи накопления Pb в богатых сульфидной S осадках [70]. Распределение его в океанических осадках также достаточно равномерно, и существенное обогащение металлоносных осадков Pb наблюдается лишь для зон срединно-океанических хребтов (до 200—460 г/т Pb в районе Срединно-Атлантического хребта [144]).

Обогащение Pb пород углеродисто-карбонатной ассоциации, по-видимому, удовлетворительно объясняется замещением Ca в карбонатах, что подтверждается его корреляцией с Ca и CO₂. Для углеродисто-терригенной ассоциации намечаемый пелагический сдвиг (обогащение тонкозернистых пелитов и алевропелитов, см. рис. 21) в распределении Pb и его корреляция с S и P позволяют высказать предположение о большей доле сорбционного Pb в осадках зон повышенной биологической продуктивности, где он может сорбироваться ОВ или фиксироваться в форме сульфидов. Для углеродисто-вулканогенных комплексов наряду с уже указанными формами может присутствовать и литогенная форма, где Pb²⁺ замещает K⁺ в структуре силикатов [70].

Кобальт. Средние содержания Co в осадках углеродисто-карбонатной и углеродисто-вулканогенной ассоциаций близки и лишь немногим превышают кларк Co в осадочных породах (26 и 28 г/т соответственно), содержание Co в осадках углеродисто-терригенной ассоциации более чем в 2 раза превышает кларк (42 г/т Co). Для черных сланцев Северной Америки и флишевых толщ Малых Карпат приводятся очень низкие содержания Co — 10 и 13 г/т соответственно [125, 171]. Сопоставимые с полученными нами данные по содержанию Co приводятся для высокоуглеродистых алевропелитов пильгуярвинской и совоярвинской свит Карело-Кольского региона (30—32 г/т Co [17]). Обогащены кобальтом шунгиты заонежской свиты карельского нижнепротерозойского комплекса, в которых среднее содержание Co составляет 60 г/т [26].

Распределение Co в осадках углеродисто-карбонатной ассоциации (см. рис. 19) имеет тенденцию к обогащению Co карбонатных разностей алевролитов, еще более отчетливо это выражение в распределении Co в фациальных разностях карбонатных пород. Среднее содержание Co в доломитах — 11 г/т, что превышает кларк Co для карбонатных пород (0,1 г/т по К. Турекьяну и К. Ведеполю

Таблица 27

**Коэффициенты парной корреляции между микрэлементами
в породах углеродисто-терригенной ассоциации
(подчеркнуты значимые коэффициенты корреляции)**

V	Mo	Cr	Ni	Co	Zn	Pb	Cu	Ga	Sr	Ba	B	Zr
1,00	<u>0,54</u>	<u>0,33</u>	<u>0,51</u>	<u>0,47</u>	<u>0,37</u>	0,19	<u>0,51</u>	<u>0,56</u>	-0,08	<u>0,26</u>	<u>0,32</u>	<u>0,54</u>
1,00	0,03	0,40	0,15	0,35	0,17	0,36	0,05	0,11	0,09	0,17	0,17	0,14
1,00	<u>0,26</u>	-0,05	0,01	-0,17	-0,07	0,14	-0,19	0,08	0,14	0,14	0,08	Cr
1,00	1,00	<u>0,57</u>	<u>0,51</u>	0,16	<u>0,59</u>	<u>0,34</u>	-0,36	<u>0,24</u>	-0,28	0,20	Ni	
		1,00	<u>0,46</u>	0,00	<u>0,66</u>	<u>0,58</u>	-0,07	<u>0,35</u>	0,15	0,46	Co	
			1,00	<u>0,23</u>	<u>0,65</u>	0,16	-0,09	0,11	0,12	0,13	Zn	
				1,00	<u>0,28</u>	0,07	0,13	-0,02	0,09	-0,06	Pb	
					1,00	<u>0,39</u>	-0,17	0,26	0,08	0,25	Cu	
						1,00	0,13	<u>0,50</u>	<u>0,41</u>	<u>0,55</u>	Ga	
							1,00	0,02	-0,03	0,20	Sr	
								1,00	0,38	0,25	Ba	
									1,00	<u>0,45</u>	B	
										1,00		Zr

*n = 80,**r_{min} = ±0,22.*

Таблица 28

**Коэффициенты парной корреляции между петрогенными элементами
в породах углеродисто-вулканогенной ассоциации
(подчеркнуты значимые коэффициенты корреляции)**

SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	S _{общ}	C _{opt}
1,00	-0,32	-0,35	-0,41	-0,67	0,09	-0,73	-0,21	-0,03	-0,22	-0,38	0,27	0,10
1,00	0,23	<u>0,59</u>	0,35	-0,19	<u>0,46</u>	-0,58	-0,26	0,28	0,35	0,01	-0,30	TiO ₂
1,00	0,02	0,11	0,04	0,09	0,23	<u>0,55</u>	0,43	-0,43	0,43	0,05	-0,67	Al ₂ O ₃
1,00	1,00	<u>0,55</u>	-0,09	0,42	-0,26	-0,27	0,13	-0,01	-0,01	-0,38	0,02	Fe ₂ O ₃
		1,00	-0,02	<u>0,56</u>	-0,01	-0,29	0,36	0,44	0,44	-0,02	-0,30	FeO
			1,00	0,04	0,10	0,19	0,00	0,03	0,03	0,10	-0,31	MnO
				1,00	-0,19	-0,22	0,02	0,33	-0,33	-0,22	-0,23	MgO
					1,00	<u>0,59</u>	-0,18	-0,11	0,19	0,19	0,05	CaO
						1,00	-0,31	0,11	0,25	-0,49	Na ₂ O	
							1,00	0,23	-0,08	-0,15	K ₂ O	
								1,00	0,38	-0,46	P ₂ O ₅	
									1,00	-0,28	S _{общ}	
										1,00	C _{opt}	

*n = 24,**r_{min} = ±0,45.*

[170]) более чем в 10 раз. Ионный радиус Co^{2+} близок к таковому для Mg^{2+} , что, по-видимому, может объяснить повышенную концентрацию Со в доломитах изоморфным вхождением Co^{2+} в структуру карбонатов. Содержание Со в углеродистых доломитах аналогично его концентрации в безуглеродистых разностях (11 г/т). Следовательно, высокие концентрации Со, очевидно, связаны с Mg, в накоплении которого в карбонатных фациальных разностях играло, вероятно, значительную роль ОВ. Кроме того, в докембрийские эпохи, возможно, существовал особый механизм фиксации Mg древними организмами, с которым мы вправе связывать и механизм накопления Со в карбонатных разрезах роговской свиты [28].

Углеродистые осадки углеродисто-терригенной ассоциации содержат Со в повышенных количествах, и в распределении Со намечается тенденция обогащения им как тонких пелитовых осадков, так и осадков с высоким содержанием C_{org} (см. рис. 21). Анализ корреляционных матриц по методу построения дендрограмм (кластерный анализ) позволил выявить микроэлементную ассоциацию Со—Ni—Zn—Cu, тесно связанную с C_{org} (см. рис. 39). Со наряду с другими микроэлементами в качестве ферментов и некоторых биологических катализаторов участвует в процессах метаболизма живых организмов, он входит в состав молекулы витамина B_{12} , необходимого для азотфикссирующих синезеленых водорослей, добавление его в концентрации 0,00004 мг/л повышает продуктивность водорослей на 58% [30]. После отмирания организмов и разрушения органических структур Со может мигрировать в составе металлоорганических комплексов, отличающихся большой устойчивостью, или участвовать в сорбционных процессах, которые для Со имеют большое значение. Таким образом, обогащение Со углеродистых осадков углеродисто-терригенной ассоциации удовлетворительно объясняется участием C_{org} , а именно: 1) прижизненным накоплением Со организмами; 2) сорбированием Со захороняемым ОВ; 3) восстановлением до Co^{2+} в резко восстановительной среде разлагающегося ОВ, в результате чего Со осаждается в сульфидной форме.

Содержание Со в углеродистых осадках углеродисто-вулканогенной ассоциации колеблется от 15 до 39 г/т, несколько обогащены Со углеродистые алевропелиты (см. табл. 15). Ассоциация Со со свинцом и триадой K—P—Fe позволяет предположить фиксацию Со как в литогенной форме (в составе фемических минералов), так, возможно, и в сорбированной (гидроокислы Fe, фосфаты — см. рис. 40).

Медь. Относительное обогащение Cu углеродистых осадков оскольской серии составляет от 3 до 5 и более кларков концентраций (см. табл. 21, 22). Приводимые в литературе значения содержания Cu в аналогичных черносланцевых осадках (черные сланцы Северной Америки — 70 г/т Cu, флишевые толщи Карпат — 91 г/т Cu [125, 171]) значительно ниже, и лишь в некоторых разностях углеродистых алевролитов и шунгитовых алевропелитов Карелии содержание Cu поднимается до величин 137—273 г/т, что вполне сопоставимо с нашими данными [26, 73]. Распределение Cu в углеродистых и ассоциирующих с ними карбонатных осадках роговской свиты отлича-

ется наличием максимума его концентрации в углеродистых алевролитах (146 г/т Cu). В карбонатных фациях его содержание также возрастает по мере увеличения содержания C_{org} и максимально в углеродистых доломитах — 56 г/т, что превышает кларк для карбонатных пород в 14 раз. Cu входит в состав ферментов и участвует в метаболизме живых организмов [30, 73]. Коэффициент накопления планктоном Cu равен $17 \cdot 10^4$. В ОВ планктона Cu находится в основном в форме металлогорганических комплексов (63,3% общего содержания Cu в ОВ planktona) и в меньшей степени в составе липидной фракции ОВ планктона (13,3%) и белково-углеводной части ОВ (11,7%) [73]. Кроме того, для Cu высока роль адсорбции ОВ (24,5% общего содержания в ОВ планктона) и другими сорбентами [10]. В углеродистых осадках роговской свиты корреляция Cu с ОВ отсутствует, что свидетельствует о более сложном характере связей между элементами при их накоплении и перераспределении и подтверждается появлением ассоциации Cu—P—S (см. рис. 40).

Распределение Cu на фациальном профиле углеродисто-терригенной ассоциации показывает закономерное увеличение содержания Cu от песчаников к пелитам, что является характерной особенностью поведения Cu в современных океанических и морских осадках. Наличие положительной корреляции Cu и C_{org} наряду с Zn, Ni, Co позволяет предположить ведущую роль ОВ в концентрации Cu. Наиболее обогащены Cu углеродистые алевропелиты и углеродистые пелиты (495 и 504 г/т соответственно).

Для осадков углеродисто-вулканогенной ассоциации наряду с участием C_{org} в накоплении Cu можно отметить наличие тесной связи Cu с Ba, Ca и Fe (см. рис. 38), что позволяет предположить соосаждение Cu с гидроокислами, источником которых могли быть вулканические процессы или вулканогенный материал основного состава, который подвергался выветриванию как в бассейне седиментации, так и на континенте.

Молибден. Содержание Mo в углеродистых осадках оскольской серии составляет 4—9 г/т (табл. 21). Среднее содержание Mo в осадочных породах в целом 2 г/т [12], в глинах его концентрация 2,6 г/т [170]. Концентрация Mo в углеродистых комплексах ВКМ превышает кларковую в 4,5 раза. Сопоставимые с нашими данными о содержании Mo в черных сланцах Северной Америки (10 г/т) приводят Дж. Вайн и Е. Туртелот [171]. Распределение Mo по профилю осадков оскольской серии крайне неравномерно:

- в углеродисто-карбонатной ассоциации им обогащены карбонатные разности углеродистых алевролитов (10 г/т Mo), в то время как в карбонатных породах содержание Mo составляет 3 г/т (см. рис. 19);

- в углеродисто-терригенной ассоциации, несмотря на общую тенденцию обогащения Mo наиболее тонкозернистых осадков (см. рис. 21), отмечаются высокие концентрации его в алевритах с максимумом в алевропелитах;

- в углеродисто-вулканогенной ассоциации также на фоне общей тенденции увеличения концентрации Mo от песчаников к пелитам

(см. рис. 23) максимум концентрации Mo приходится на пелиты и граувакки (4 г/т).

Необходимо отметить, что углеродистые туффиты отдельных горизонтов тимской свиты содержат необычайно высокие концентрации Mo — до 32 г/т (см. табл. 7, 11).

Геохимическое поведение Mo в процессах морского и океанского литогенеза в настоящее время изучено недостаточно. Это объясняется аналитическими трудностями определения Mo, содержание которого, как правило, находится на грани чувствительности (0,5—1 г/т). Mo, так же как и целый ряд других микроэлементов — Co, В, Си, Zn, является функционально важным при процессах жизнедеятельности организмов. Минимальное содержание Mo, при котором происходит нормальное развитие водорослей, составляет 0,04 мг/л. При концентрации его в 0,4 мг/л продуктивность водорослей возрастает на 54% [30]. В зоне планктона постоянно обнаруживается Mo в ощутимых количествах [30]. Исследования осадков Черного моря показали, что с глубиной его концентрация в морской воде уменьшается, что связано с выпадением его в осадок в виде MoS₂ или MoS₃ [14]. Однако дальнейшее поведение его в осадке неясно. Кроме того, Mo может в повышенных количествах сорбироваться гидроокислями Fe и Mn. В целом он относится к группе элементов, которые распределены в осадках Мирового океана по правилу неупорядоченной пелитовой фракции, т.е. на фоне общей тенденции увеличения абсолютных концентраций от грубых осадков к тонким пелитовым илам содержание этих элементов может скачкообразно изменяться — то возрастать, то понижаться — в отдельных разностях. Эти элементы наиболее подвижны и чувствительны к изменению физико-химической обстановки [47]. Для Mo определяющим является изменение окислительно-восстановительного потенциала среды.

В углеродистых осадках оскольской серии положительная корреляция Mo и S наблюдается только в углеродисто-вулканогенном типе разреза (см. рис. 38, табл. 25). Для углеродисто-карбонатной ассоциации отмечена значимая положительная корреляция с Na (см. рис. 40), для углеродисто-терригенной — с V и Cr (см. рис. 39). Это объясняется, по-видимому, вхождением Mo в структуры породобразующих минералов в качестве изоморфной примеси. Однако факт существенного обогащения Mo углеродистых разностей туффитов и алевропелитов, где его концентрация превышает кларк в 16 раз (см. табл. 6, 11), не может быть объяснен его присутствием только в виде изоморфной примеси. Разнообразием форм вхождения Mo (изоморфная, сульфидная, в виде металлоксодержащих ферментов и др.), видимо, объясняется сложный характер его соотношений с C_{org} и S, проявленный в породах оскольской серии. Так, алевропелиты и алевриты с повышенным содержанием C_{org} имеют и максимум концентрации Mo, в то время как в пелитах связь нарушается (см. рис. 21). Взаимосвязь с S четко проявлена лишь в углеродистых туффитах, для которых максимум содержания Mo совпадает с максимумом содержания S (см. табл. 11).

Таким образом, в результате геохимического изучения углеродис-

того вещества осадочно-метаморфических пород оскольской серии получены следующие результаты:

1) наиболее распространенной формой углеродистого вещества в метаосадках оскольской серии ВКМ является тонкодисперсная форма;

2) осадочная природа углеродистого вещества однозначно доказывается характером распределения его морфогенетических форм, литологическим контролем распределения C_{org} по фациальному профилю;

3) углеродистое вещество в метаморфических комплексах нижнего протерозоя ВКМ представлено графитом, степень упорядоченности которого растет по мере увеличения степени метаморфической проработки о зеленосланцевой ($\gamma = 0,8$) до эпидот-амфиболитовой ($\gamma = 1,0$) ступени;

4) изотопный состав углерода рассеянного ОВ (от -27 до -31 $\delta^{13}\text{C}^{\text{o}}/\text{‰}$), наличие низкотемпературного экзотермического эффекта в интервале ниже 380°C, находки остатков синезеленых водорослей [104], характерный ИК-спектр битумоидов, состав которых близок к составу битумоидов, выделенных из осадков с существенной долей захороненного ОВ морских простейших организмов, свидетельствуют о биогенной природе ОВ в осадках оскольской серии;

5) сравнение среднего химического состава углеродистых осадков, ассоциирующих с терригенными, карбонатными и вулканогенными образованиями в составе оскольской серии, с древними и более молодыми их аналогами, называемыми в литературе "черными сланцами", показало существенное обогащение изученных осадков рядом элементов: Fe, Mg, S, Mn, C_{org}, Ni, Co, Zn, Cu, Mo, Pb;

6) различие фациальных условий осадконакопления предопределило различную геохимическую и металлогеническую специализацию; углеродистые осадки роговской свиты, ассоциирующие с карбонатными породами, обогащены Pb, Zn, P; углеродистые осадки терригенного этапа седиментации содержат в повышенных количествах Mn, C_{org}, Mo, Ni, Cu, Co; углеродисто-вулканогенные комплексы заметно обогащены Fe, Na, Ba, отчасти Ga;

7) показана ведущая роль ОВ в накоплении S, Mn, P, Zn, Ni, Co, Cu и отчасти Mo в углеродистых осадках.

ГЛАВА 5 РЕКОНСТРУКЦИЯ РАННЕПРОТЕРОЗОЙСКИХ ОСАДОЧНЫХ. БАССЕЙНОВ

Обогащенные C, P, S металлоносные отложения ВКМ представляют собой особый генетический тип осадков, характеризующийся наличием ряда геологических, литологических, геохимических и биогенетических признаков. Характеристика обстановок формирования углеродистых осадков позволяет подойти к вопросу о понимании роли факторов, контролировавших накопление больших масс биогенного C в определенные этапы эволюции бассейна, и его роли в концентрации многих микроэлементов.

Характеристика обстановок накопления древних осадков включает рассмотрение физических, химических и биологических факторов, влиявших на условия их формирования. Среди физических факторов наиболее важным являются характер среды осадконакопления, глубоководность, скорость и направление течений. Химические факторы включают оценку окислительно-восстановительного характера среды, кислотно-щелочного режима, солености и температуры вод бассейна; биологические факторы определяются характером биоса, его видовым составом и многообразием форм биопродуктов. Если многие из этих факторов, влияющие на условия седиментации, могут быть выявлены для молодых осадков, то при изучении фанерозойских и более древних толщ мы встречаемся с большими затруднениями, связанными со сложными условиями залегания этих толщ и их метаморфизмом. Первым этапом в расшифровке условий формирования изучаемых толщ, по-видимому, является установление самых общих закономерностей в последовательности формирования (по вертикали и по латерали) выделенных литологических ассоциаций. Общеизвестно, что существует определенная связь между характером осадочных отложений и типом бассейна, в котором они осаждались [175]. Последовательный анализ эволюции бассейна на основе изучения последовательности формирования отлагавшихся в нем осадочных толщ (литологических ассоциаций) и выявление взаимосвязи эпох интенсивного накопления C_{org} с определенными стадиями развития осадочного бассейна могут дать ответ на ряд важных вопросов о генезисе древних высокоглиноземистых потенциально металлоносных отложений ВКМ.

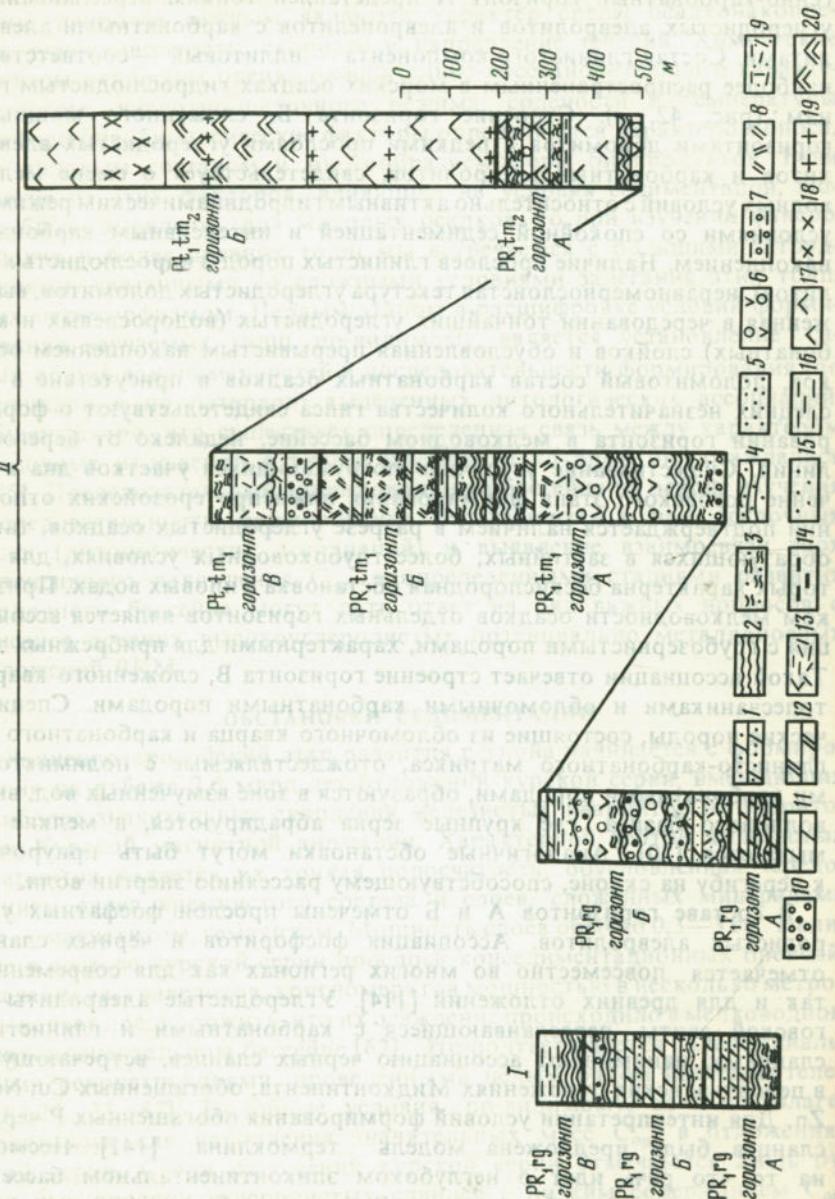
ОБСТАНОВКИ СЕДИМЕНТАЦИИ

Раннепротерозойский этап развития региона начинается с формирования на рубеже 2,6 млрд лет отложений курской серии, вмещающих наиболее значительные скопления железистых кварцитов на территории Курской магнитной аномалии. Характерной чертой железистых кварцитов является их тонкая полосчатость, обусловленная чередованием слоев кремнистого состава и слоев, сложенных минералами Fe — магнетитом, гематитом. Мощность слоев обычно 0,3—3 см. Наличие в составе курской серии прослоев конседиментационных брекчий, песчаников, гравелитов, конгломератов мощностью в несколько метров позволяет предположить, что их осаждение происходило в мелководном эпиконтинентальном бассейне [62]. Это подтверждается палеофациальными реконструкциями, проведенными целым рядом исследователей [23, 24, 33, 82]. Подобные условия, по-видимому, не были благоприятными для накопления значительных масс C_{org} в отложениях этой серии. Среди отложений курской серии отмечаются лишь отдельные прослои углеродистых сланцев с низким содержанием C_{org} (1—2 вес. %), не представляющие интереса в отношении потенциальной металлоносности.

Появление углеродистых осадков большой мощности связано с оскольским этапом развития региона, приуроченным к возрастному

интервалу 2,0—2,3 млрд лет. Анализ обобщенного литологического разреза роговской свиты (рис. 41) свидетельствует о преобладании в бассейнах этого периода карбонатного типа седиментации. Терригенно-карбонатный горизонт А представлен тонким переслаиванием углеродистых алевролитов и алевропелитов с карбонатными алевролитами. Состав глинистого компонента — иллитовый — соответствует наиболее распространенным в морских осадках гидрослюдистым глиням (рис. 42, а). Строение горизонта Б, сложенного мощными горизонтами доломитов с редкими прослоями углеродистых алевролитов и карбонатных алевролитов, свидетельствует о смене мелководных условий с относительно активным гидродинамическим режимом условиями со спокойной седиментацией и интенсивным карбонатонакоплением. Наличие прослоев глинистых пород (гидрослюдистых пелитов), неравномерносложистая текстура углеродистых доломитов, выраженная в чередовании тончайших углеродистых (водорослевых и карбонатных) слойков и обусловленная прерывистым накоплением осадков, доломитовый состав карбонатных осадков и присутствие в последних незначительного количества гипса свидетельствуют о формировании горизонта в мелководном бассейне, недалеко от береговой линии. Существование устойчиво погружающихся участков дна в течение роговского этапа формирования нижнепротерозойских отложений подтверждается наличием в разрезе углеродистых осадков, также образующихся в застойных, более глубоководных условиях, для которых характерна бескислородная обстановка в иловых водах. Признаком мелководности осадков отдельных горизонтов является ассоциация с грубозернистыми породами, характерными для прибрежных зон. Такой ассоциации отвечает строение горизонта В, сложенного кварцитопесчаниками и обломочными карбонатными породами. Специфические породы, состоящие из обломочного кварца и карбонатного или глинисто-карбонатного матрикса, отождествляемые с полимиктовыми карбонатными породами, образуются в зоне взмученных вод, выше волнового базиса, где крупные зерна абрадируются, а мелкие вымываются [20]. Аналогичные обстановки могут быть приурочены к перегибу на склоне, способствующему рассеянию энергии волн.

В составе горизонтов А и Б отмечены прослои фосфатных углеродистых алевролитов. Ассоциация фосфоритов и черных сланцев отмечается повсеместно во многих регионах как для современных, так и для древних отложений [114]. Углеродистые алевролиты роговской свиты, переслаивающиеся с карбонатными и глинистыми сланцами, напоминают ассоциацию черных сланцев, встречающуюся в пенсильванских отложениях Мидконтинента, обогащенных Cu, Ni, V, Zn. Для интерпретации условий формирования обогащенных Р черных сланцев была предложена модель термоклина [141]. Несмотря на то что речь идет о неглубоком эпиконтинентальном бассейне, подъем холодных, обогащенных Р вод с глубины возможен в результате апвеллинга. В условиях морской трансгрессии холодные, бедные кислородом и богатые Р воды поднимаются из глубины и достигают фотической зоны, вызывая бурное развитие планктона,



производящего в процессе жизнедеятельности и после отмирания большое количество С_{орг.}

Устойчивый парагенезис Р с S и рядом микроэлементов (Cu, Mo, Ni, Zn, Cr) характерен для углеродисто-карбонатной ассоциации роговской свиты (см. рис. 40), и тесная парагенетическая ассоциация фосфатных черных сланцев, богатых ОВ, с карбонатными породами относительно мелководного происхождения свидетельствует о формировании этих толщ в начальные периоды трансгрессии. Наличие фосфоритов может являться геологическим индикатором реализации апвеллинговой модели седиментации [115] в период формирования этих толщ.

Отложения роговской свиты в западной части Тим-Ястребовской структуры представлены тонкоритмичным или грубым чередованием известковых доломитов и мергелей с пелитами, глинистая составляющая которых имеет хлоритовый и монтмориллонитовый состав. Характер ритмичности роговской свиты в пределах Тим-Ястребовской структуры (см. рис. 6, скв. 3065) имеет много общих черт с флишевой ритмичностью в неметаморфизованных осадках фанерозоя. В основании ритмов залегают биотит-амфиболовые сланцы (мергели). Среднюю часть ритмослоев слагают тремолит-биотитовые кальцифиры (карбонатные мергели), и в верхних частях развиты доломиты и пелиты. Мощность таких ритмов достигает 1–1,5 м. Отмечаются горизонты тонкоритмичного строения от 10–15 до 50 см. Характерной особенностью являются постепенные переходы между элементами ритмов, что свидетельствует о наличии градационной слоистости — признака флишевой формации. Флишевый характер ритмичности и значительная мощность этих отложений (полную мощность их установить невозможно, так как она ограничена эрозионным срезом) свидетельствуют об их формировании в пределах подводного склона в условиях усиления трансгрессии.

Формирование тимской свиты происходило в пределах крупных палеоавлакогенов (Тим-Ястребовского, Белгородского и др.) на стадии развития устойчивых прогибов и отражает преимущественно терригенный тип седиментации. Горизонт А нижней подсвиты представлен мощным комплексом углеродистых алевролитов, переслаивающихся с углеродистыми пелитами и подчиненными в разрезе граувакками и субграувакками. Незначительным распространением пользуются карбонатные породы: доломиты, известковистые доломиты. Песчаники и алевролиты занимают нижние горизонты отдельных микрослоев, однако чаще наблюдается нарушенная ритмичность (скв. 3054) и

Рис. 41. Литолого-фациальный профиль оскольской серии

I — Рыльская структура. II — Тим-Ястребовская структура; углеродсодержащие отложения: 1 — карбонатные алевролиты, 2 — пелиты, 3 — алевропелиты, 4 — алевролиты, 5 — алевропелиты, 6 — граувакки, 7 — субграувакки, 8 — туфиты основного (мелановакки) и 9 — кислого состава, 10 — аркозы, субаркозы; карбонатные породы: 11 — доломиты, магнезиальные доломиты, 12 — известковистые доломиты, доломитовые известняки; безуглеродистые отложения: 13 — туфиты, 14 — кремнистые породы, 15 — песчаники, алевриты, 16 — пелиты; вулканогенные породы: 17 — диабазы, базальты, 18 — андезитовые порфириты; 19 — интрузивные дайки; 20 — никриты.

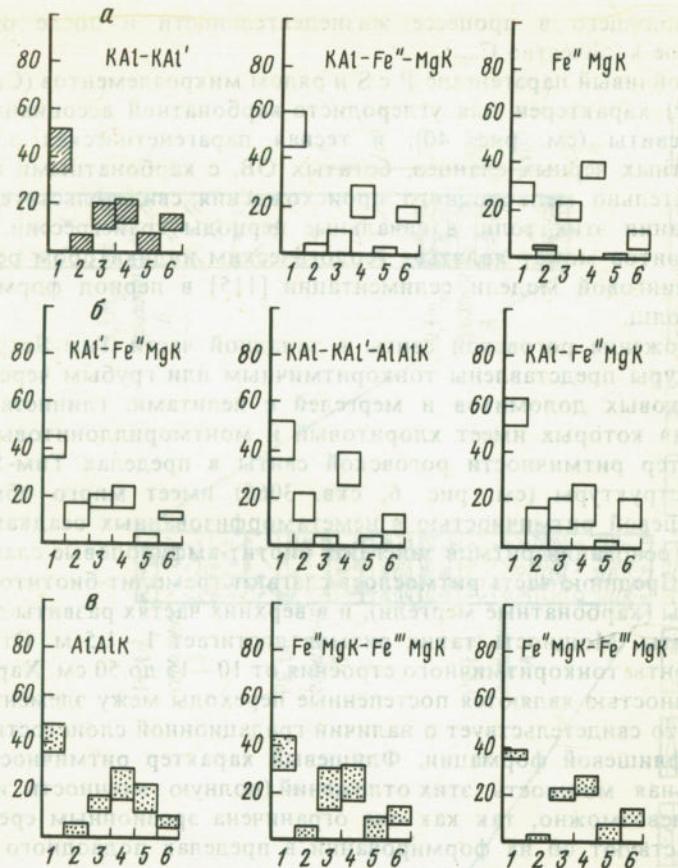


Рис. 42. Состав глинистой составляющей углеродистых метапелитов углеродисто-карбонатной (а), углеродисто-терригенной (б) и углеродисто-вулканогенной (в) ассоциаций оскольской серии по соотношению информативных компонентов [88]

1 — Al_2O_3 , 2 — Fe_2O_3 , 3 — FeO , 4 — MgO , 5 — Na_2O , 6 — K_2O . В верхней части гистограмм обозначения эталонных групп глин по А. Предовскому [85]: KAl — иллит, KAl' — иллит со смешаннослойным глинистым материалом, AlAIK — монтмориллонит, Fe''MgK — биотит, гидробиотит, Fe''MgK — глауконит, селадонит.

песчаниковые разности перекрываются карбонатными породами. Важнейшими признаками, характеризующими обстановку осадконакопления, являются текстурные и структурные особенности. В песчаниках нижней подсвиты тимской свиты обнаружены песчаниковые текстуры, каймы регенерации кварцевых зерен, что говорит о сохранности первично-осадочных текстур этих метаморфизованных комплексов. Тонкополосчатые текстуры и постепенные переходы от алевролитов к глинам свидетельствуют в пользу морского осадочного генезиса пород горизонта А. Отмечаемая рядом исследователей параллельная слоистость, развитая в углеродистых разностях алевролитов и пелитов, является одним из обязательных текстурных признаков морской седиментации. Состав глинистой компоненты в пелитах

преимущественно гидрослюдистый и глауконитовый (см. рис. 42, б), появление монтмориллонита в отдельных горизонтах отвечает доле первично-вулканогенного материала в составе осадков, количество которого возрастает к горизонту Б. Горизонт А отличается наличием прослоев высокоуглеродистых осадков, в которых содержание С достигает 26—27 вес. %. Наиболее высокоуглеродистые осадки обогащены сульфидной S. Их тесная геохимическая ассоциация позволяет предположить наличие богатых ОВ и S исходных сапропелевых илов, накопление которых возможно в условиях высоких темпов биогенной аккумуляции и избытка С, оставшегося после окисления минералов в стадию диагенеза. Такие концентрации С и S могли обеспечить в илах высокий потенциал сульфид-иона и преобразование данной геохимической системы в самообогащающуюся, способную накапливать халькофильные элементы, концентрация которых возрастает по мере преобразования осадков [113]. Появление фосфоритов и повышенная фосфатность высокоуглеродистых алевролитов, отмеченная для карбонатно-терригенных горизонтов роговской свиты, также про странственно связаны с карбонатными частями разреза и в составе горизонта А тимской свиты.

Горизонт Б продолжает разрез нижней подсвиты тимской свиты и представлен переслаиванием алевролитов, углеродистых алевролитов с туфами основного и среднего состава, туффитами и их переходными разностями. В результате широкого проявления процессов вторичного изменения в настоящее время невозможно установить первичные структурные особенности метатуффитов, которые в результате метаморфизма превращены в хлорит-карбонатную породу. Ассоциация их с глинистыми углеродистыми осадками довольно стабильного состава, представленными алевролитами и глинами, свидетельствует, по-видимому, о накоплении их в результате периодически действующих вулканических излияний — подводных либо надводных, перенесенных в виде пеплового потока в бассейн осадконакопления. Такие пепловые потоки, как и турбидиты, могут распространяться на большие расстояния.

Подавление биогенного накопления С привело к формированию безуглеродистых пород горизонта В, среди которых преобладают псаммитовые разности, граувакки и в подчиненном количестве — маломощные прослои карбонатных пород. Отсутствие углеродистых осадков, по-видимому, свидетельствует о смене седиментации в условиях бескислородного режима, переходе к отложению осадков в мелководных условиях нормально аэрируемого бассейна. Этот факт не обязательно связан с повышением уровня моря, он может быть следствием частичного заполнения погруженных участков дна и накопления обычных морских осадков нормальных гидродинамических фаций, непосредственно залегающих на осадках застойных фаций.

И наконец, оскольский этап развития бассейна заканчивается накоплением вулканогенно-осадочной толщи, среди вулканитов которой передки прослои углеродистых алевропелитов и пелитов, а в конце этого этапа повсеместно происходило излияние основных вулканических продуктов. Состав глинистых компонентов углеродистых пели-

тов соответствует хлоритам и монтмориллонитам (см. рис. 42, в), что свидетельствует о близости вулканических источников. Процесс карбонатонакопления подавлен, и карбонатные породы в разрезе отсутствуют.

Таким образом, на морской характер среды осадкообразования указывают литологические ассоциации, включающие чередование глинистых, песчаных и карбонатных отложений, отсутствие типичных континентальных образований (например красноцветов), состав глинистых компонентов (в большинстве случаев иллитовый и глауконитовый, [159]), большая мощность описываемых отложений, отсутствие фосфоритов, которые являются геологическим индикатором апвеллинга. Вопрос о глубоководности отложений значительно более сложен, поскольку грубозернистые осадки накапливаются в широком диапазоне глубин. Исследование метаструктурных и текстурных особенностей отложений оскольской серии показало, что в роговское и тимское время они характеризовались отчетливой ритмичностью с варьирующей мощностью элементарных ритмов. Накопление углеродисто-карбонатной ассоциации в роговское время приурочено к эпохам максимальной трансгрессии. Отмечаемая рядом исследователей [27, 48] флишидная модель накопления осадков роговской свиты свидетельствует об их более мелководном характере, так как карбонатный флиш образуется при замедленной седimentации в прибрежной зоне или в зоне, прилегающей к мелководной части бассейна. Наличие углеродистых осадков в ассоциации с карбонатными, по-видимому, характеризует возникновение восстановительной обстановки в придонных частях бассейна. Минералы, образованные в застойных, анаэробных условиях, включают сингенетичный пирит и сидерит. Такие условия не могли существовать в мелководных, хорошо аэрированных частях бассейна. Формирование отложений углеродисто-карбонатной ассоциации происходило, по-видимому, в пределах локальных впадин в бассейне, склонном к погружению [27].

В тимское время преимущественно терригенный тип седиментации предопределил соотношение литологических типов пород в составе нижней подсвиты, а именно преобладание кластических осадков: граувакк, субграувакк, чередующихся с алевролитами, углеродистыми пелитами. Ассоциация их с туфогенными отложениями в отдельных горизонтах говорит о наличии вулканогенного источника и вулканокластических осадков и продуктов их разрушения. Большая мощность осадков, ритмичное строение толщ, в которых наблюдается резкая граница в подошве псаммитовых прослоев и более постепенные переходы к пелитам, преобладание граувакк и других кластических осадков — все это характерно для флишевой модели накопления морских осадков.

Этапу максимальной тектонической активизации (время формирования верхнетимской подсвиты тимской свиты) отвечает эпоха накопления углеродисто-вулканогенной ассоциации, в которой преобладают вулканиты основного состава и в резко подчиненном количестве находятся первично-осадочные породы, представленные алевролитами, углеродистыми алевролитами и пелитами.

ПАЛЕОСОЛЕНОСТЬ БАССЕЙНА

Одним из важнейших химических факторов, определяющих обстановку осадконакопления, является соленость бассейна. Для определения солености наряду с палеэкологическими критериями большое значение имеет изучение содержания микроэлементов. Что касается исследования солености докембрийских палеобассейнов, то здесь использование геохимических критериев будет ведущим, а нередко и единственно возможным. Замечено, что концентрация В в морской воде является функцией солености, а глинистые осадки содержат В в количествах, пропорциональных солености [147].

Ряд авторов установили, что содержание В, Ga, Pb, Li различно в морских и пресноводных отложениях. При этом из всех осадков наиболее чувствительны к колебаниям солености глины. Это связано с повышенной адсорбционной способностью глинистых минералов, которые могут концентрировать в поглощенном комплексе В, V, Li, Sr и ряд других микроэлементов, имеющих тенденцию накапливаться в морских отложениях с увеличением солености. Однако многие авторы указывают на ряд существенных ограничений, которые следует учитывать в случае использования В в качестве критерия солености, а именно: состав глин и степень их диагенеза; присутствие В, содержащегося в составе акцессорного турмалина; гранулометрический состав образца и, наконец, содержание С в осадке. Последнее обстоятельство следует иметь в виду при изучении осадков, богатых ОВ. Считается, что ОВ в какой-то степени обвлекает глинистые частицы, что затрудняет вхождение в их состав [142]. Тем не менее рядом исследователей были использованы соотношения между Ga, Li, Rb, V и В для выяснения палеосолености бассейна: Э. Дегенсом с соавторами [131] было предложено отношение В:Ga, А. Лонка [151] использовал соотношение В — Li, П. Поттер с соавторами — В:V [160], К. Уолкер рассчитывал соленость по содержанию В, в глинах [172], отношение Ba:Sr предложено С.М. Катченковым [57] и использовано В.А. Мележиком и А.А. Предовским [73].

Нами для предварительной оценки палеосолености древних бассейнов использовались пелитовые породы, поскольку способность глин к адсорбции делает их наиболее ценными показателями условий осадконакопления. На диаграмме K₂O — В* [172, 173] точки составов метапелитов углеродисто-вулканогенной и углеродисто-карбонатной ассоциаций тяготеют к полю пресноводных осадков (рис. 43, В). То же отмечается и по соотношению Ba и Sr (см. рис. 43, Г) и В и Ga (см. рис. 43, А). Предварительная оценка солености по методу Уолкера [173] показала, что соленость бассейнов отложения этих двух ассоциаций соответствует пресным водам (S = 4—6%). Метапелиты углеродисто-терригенной ассоциации значительно обогащены В, и его среднее содержание (150 г/т) отвечает содержанию его в морских осадках. Обращает внимание большой разброс точек по содержанию В на диаграммах K₂O — В*, В — Ga, что может рассматриваться как свидетельство значительных колебаний солености бассейна. Расхождения результатов наблюдаются и на диаграмме Ba—Sr (см. рис. 43, Г) для метапелитов углеродисто-терригенной ассоциации, попадающих также

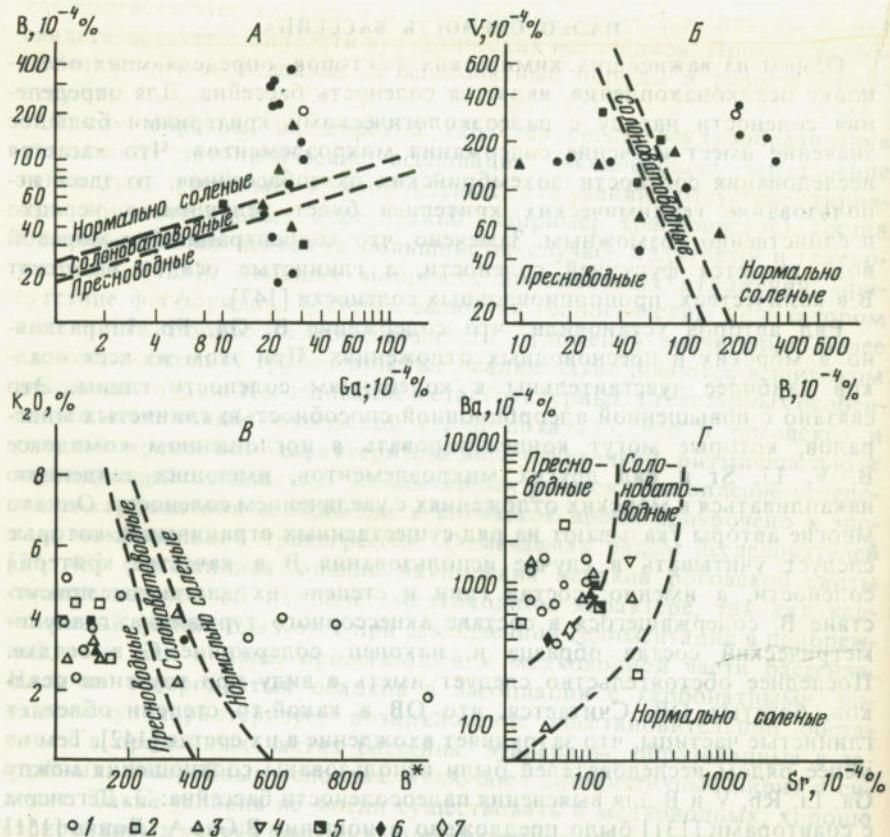


Рис. 43. Оценка солености оскольских палеобассейнов седиментации по геохимическим данным

B^* — бор, пересчитанный, равен $B_{\text{анадит}}$, (г/т) $\cdot 8,5 / K_2O$ (вес. %). Метапелиты оскольской серии: 1 — углеродисто-карбонатной, 2 — углеродисто-терригенной, 3 — углеродисто-вулканогенной ассоциаций; углеродистые метапелиты показаны черным цветом; средние составы: 4 — современных глинистых осадков Тихого океана [147], 5 — палеозойских шельфовых глин [169], 6 — мезозойских пресноводных глин Западно-Сибирской низменности [66], 7 — древних солоноватоводных глин [155]

в поле пресноводных осадков, что согласуется с выводом В.А. Мележика [73] о противоречивости использования этих элементов для реконструкции палеосолености бассейнов древней седиментации. В частности, В.А. Мележик отмечал, что биологические процессы, а именно биогенная аккумуляция этих элементов, могут исказить картину распределения, обусловленную соленостью вод. Наши данные подтвердили это положение.

Несоответствие полученных результатов определения солености с помощью геохимических диаграмм с приведенными выше палеофациальными реконструкциями, основанными на анализе литологических ассоциаций, связано с использованием для оценки палеосолености углеродистых метапелитов, в которых содержания $C_{\text{орг}}$ необычайно

высоки (выше 10%). Как было показано Р. Эйгаром [134], зависимости между содержанием в осадках ОВ и В нет. Однако В. Эрнст [117] высказал предположение, что количество В зависит от содержания в воде кислорода: в случае дефицита кислорода корреляция между В и степенью солености нарушается. Следовательно, использование В в качестве критерия палеосолености для углеродистых осадков возможно только в дополнение к другим индикаторам среды [167].

Таким образом, на основании анализа всех рассмотренных данных по содержанию микроэлементов в углеродистых метапелитах можно лишь с некоторой долей уверенности предположить, что в начальные этапы седиментации (бассейн роговского времени) осуществляется в условиях с соленостью, близкой к солоноватоводной, затем в тимском бассейне обстановки стали, по-видимому, нормально-морскими. В целом же использование концентраций В, Sr и Ва в качестве индикаторов солености в углеродистых метапелитах приводит к противоречивым результатам, что согласуется с мнением ряда исследователей [73, 117, 132, 167].

УСЛОВИЯ ВЫВЕТРИВАНИЯ НА КОНТИНЕНТЕ

Степень зрелости осадочного материала зависит от климатических условий на континенте и тектонических факторов, влияющих на характер седиментации в бассейне, и определяется по методу Акульшиной [2] с использованием соотношений $Al_2O_3:Na_2O$ и $K_2O:Na_2O$. В метапелитах (табл. 29) оскольской серии она достаточно низкая и несколько повышается в метапелитах углеродисто-карбонатной и углеродисто-терригенной ассоциаций.

Наличие специфических разностей пород: красноцветных глин, доломитов, кремнисто-фосфатных конкреций, характерные структурные и текстурные особенности пород — с успехом используется для реконструкции палеоклиматических обстановок. Однако литологические признаки, так же как и состав глинистых минералов, часто интерпретируются неоднозначно. Поэтому для оценки климатических обстановок неоднократно предлагались различные геохимические критерии. Отношение $Al_2O_3:TiO_2$ предложено для оценки типа литогенеза, так как оно меняется в осадках в зависимости от pH-условий их образования, увеличиваясь с условиями аридного и уменьшаясь в условиях гумидного литогенеза [92]. Рядом автором это отношение в глинистых фракциях было успешно использовано для оценки палеоклиматических условий формирования верхнепротерозойских и палеозойских отложений Сибирской платформы и ее обрамления [22].

Для метапелитов из отложений оскольской серии ВКМ на основании величин этого отношения можно предположить сениаридные и семигумидные климатические обстановки на оскольском этапе литогенеза.

Кроме названного критерия, с целью расшифровки палеоклиматических обстановок могут быть использованы геохимические особенности пород. А.Б. Ронов и З.В. Хлебникова [93] предложили тре-

Таблица 29

Средние значения соотношений $\text{Al}_2\text{O}_3:\text{Na}_2\text{O}$, $\text{K}_2\text{O}:\text{Na}_2\text{O}$
и $\text{Al}_2\text{O}_3:\text{TiO}_2$ в метапелитах оскольской серии
(степень зрелости осадка — средняя,
климат — переходный от гумидного к аридному)

Свита	Ассоциация	Число анализов	$\text{Al}_2\text{O}_3:\text{Na}_2\text{O}$	$\text{K}_2\text{O}:\text{Na}_2\text{O}$	$\text{Al}_2\text{O}_3:\text{TiO}_2$
Тимская	Углеродисто-вулканогенная	5	11	2	28
	Углеродисто-терригенная	26	58	14	22
Роговская	Углеродисто-карбонатная	3	52	14	25

угольную диаграмму составов (рис. 44), которая позволяет интерпретировать климатическую обстановку на континенте в момент формирования глинистых осадков. Поля составов морских и континентальных глин аридного и гумидного климатических поясов занимают определенное положение на диаграмме и не перекрываются. Поле составов континентальных глин холодного и умеренно-холодного климатических поясов имеют некоторую область перекрытия с полем состава глин гумидных зон литогенеза.

Анализ размещения точек составов метапелитов оскольской серии ВКМ показал, что метапелиты углеродисто-карбонатной ассоциации роговской свиты расположены в поле глин гумидной зоны. Отдельные фигуративные точки составов метапелитов роговской свиты тяготеют к полю глин аридного литогенеза, однако не выходят за пределы поля континентальных глин гумидного типа литогенеза. Метапелиты углеродисто-терригенной ассоциации (нижней подсвиты тимской свиты) занимают на диаграмме широкое поле в области составов глин также гумидных климатических зон. Высокие содержания C_{org} в составе метапелитов обусловили тенденцию расположения большинства точек вблизи вершины треугольника ($\text{CaO} + \text{MgO} + \text{остальные компоненты}$). Метапелиты горизонта Б тяготеют к полю глин аридного климата, метапелиты горизонта В занимают промежуточное положение. Метапелиты верхней подсвиты тимской свиты (углеродисто-вулканогенной ассоциации) занимают поле в области глин гумидного климата. Таким образом, состав углеродистых метапелитов оскольской серии ВКМ отвечает составу глин, формировавшихся при преобладании гумидного типа литогенеза на континенте, и лишь в отдельные периоды формирования роговской свиты и верхних горизонтов нижнетимской подсвиты, возможно, наблюдалась некоторая аридизация климата. Такая аридизация климата намечается для роговского бассейна, что подтверждается также литологическим составом углеродисто-карбонатной ассоциации и присутствием в разрезе доломитов с избытком Mg (см. табл. 2), магнезита и гипса.

В условиях такого стабильного климатического режима, отме-

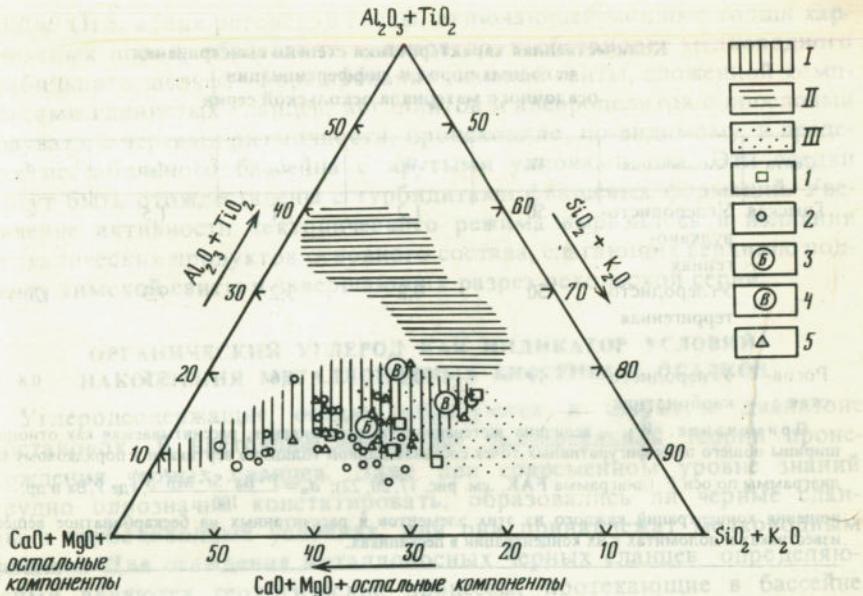


Рис. 44. Оценка палеоклиматических условий, существовавших на континенте в период оскольской седиментации на территории Воронежского кристаллического массива по геохимическим данным

Точки составов метапелитов: 1 — роговской свиты, 2—5 — тимской свиты (горизонты А (2), Б (3) и В (4) нижнетимской подсвиты, 5 — верхнетимской подсвиты); поля составов [93]: I — морских, озерных и лагунных глин аридного климатического пояса, II — континентальных глин (II — влажного и жаркого климата, III — холодного и умеренно-холодного климата)

ченного многими исследователями в качестве характерной черты до-камбрийского литогенеза [87, 100, 101, 114], на первый план выступает тектонический фактор, определяющий степень осадочной дифференциации и интенсивность химического выветривания. А. А. Предовским [87] предложены количественные параметры W и d для оценки степени стабилизации тектонических режимов конкретных регионов прежде всего по степени интенсивности выветривания пород и уровню осадочной дифференциации материала осадков, величина которых возрастает по мере стабилизации тектонического режима.

Интенсивность выветривания может быть оценена при помощи параметра W_1 , который рассчитывается в формульных количествах, как сумма средних значений параметров А и К для метапелитов и метапсаммитов данной толщи (на диаграммах FAK — см. гл. 3). Степень осадочной дифференциации может быть охарактеризована параметром, рассчитываемым по формуле

$$d = A_{\text{пл}} / F_{\text{nc}} \cdot 1000,$$

где $A_{\text{пл}}$ — среднее значение параметра А для метапелитов, F_{nc} — среднее значение параметра F для метапсаммитов.

Анализ полученных данных (табл. 30) показывает, что интенсивность процессов осадочной дифференциации и выветривания в период

Таблица 30

**Количественная характеристика степени выветривания
исходных пород и дифференциации
осадочного материала оскольской серии**

Свита	Ассоциация	W_1	W_2	d_{cp}	d_{max}	d_m
Тимская	Углеродисто-вулканогенная	50	1,2	1,1	1,5	—
	Углеродисто-терригенная	50	0,8	3,2	9,3	(201)
Роговик	Углеродисто-карбонатная	49	0,5	4,6	5,5	0,8

Примечание. W_2 — величина экстенсивности выветривания, рассчитываемая как отношение ширины общего поля фигуративных точек составов данной толщи по вертикали к порядковому шагу диаграммы по оси F (диаграмма FAK, см. рис. 17, 20, 22); $d_m = \frac{P' \cdot Ba' \cdot Sr' \cdot Mn' \cdot V'}{100}$, где P', Ba' и др. — отношения концентраций каждого из этих элементов в рассчитанных на бескарбонатное вещество известняках и доломитах к их концентрации в песчаниках.

Формирования оскольской серии была невелика. Об увеличении степени осадочной дифференциации в период формирования углеродисто-терригенной ассоциации ($d_{max} = 9,3$) свидетельствует и появление в разрезе высокозрелых пелитов и алевропелитов. Для пород углеродисто-карбонатной ассоциации отмечается незначительная интенсивность выветривания ($W_1 = 49$), однако степень осадочной дифференциации материала ($d_{max} = 4,6$) увеличивается, что доказывается и присутствием в разрезе пелитов.

Низкие значения экстенсивности выветривания ($W_2 \sim 1$) для пород оскольской серии свидетельствуют о том, что при формировании этих осадков источником обломочного материала служил однородный по составу набор пород, представленный породами фундамента.

Величина параметра химического выветривания также невелика ($d_m = 0,8$), а существенное ее увеличение в породах углеродисто-терригенной ассоциации может свидетельствовать о ювенильном источнике поступления части Ba, В при накоплении карбонатных осадков. К использованию данного критерия следует относиться с осторожностью, так как проявление синхронного или предшествующего вулканизма, поставляющего в бассейн осадконакопления неразложенный вулканогенный материал, может существенно повлиять на правильность его интерпретации [73, 87].

Вопросу стабильности тектонического режима применительно к докембрию были посвящены работы ряда отечественных и зарубежных исследователей [60, 85, 100, 110, 118, 164]. Уровни высокой тектонической стабильности распознаются по наличию высокозрелых осадков в разрезе — высокоглиноземистых метапелитов, кварцевых песчаников. Большая мощность этих отложений отражает значительную длительность периодов стабилизации тектонической обстановки.

Отложения роговской свиты, включающей мощные толщи карбонатных пород, образовались, вероятно, в обстановке мелководного стабильного шельфа. Формирование тимской свиты, сложенной комплексами глинистых сланцев, аргиллитов и алевропелитов с прослоями граувакк с чертами ритмичности, происходило, по-видимому, в пределах нестабильного бассейна с крутыми уклонами дна. Эти осадки могут быть отождествлены с турбидитами флишевых формаций. Увеличение активности тектонического режима выразилось в излиянии вулканических продуктов основного состава, слагающих верхнюю подсвиту тимской свиты и завершающих разрез оскольской серии.

ОРГАНИЧЕСКИЙ УГЛЕРОД КАК ИНДИКАТОР УСЛОВИЙ НАКОПЛЕНИЯ МЕТАЛЛОНОСНЫХ БИОГЕННЫХ ОСАДКОВ

Углеродсодержащие осадки образуются в широком диапазоне обстановок. В настоящее время нет универсальной теории происхождения черных сланцев. Даже при современном уровне знаний трудно однозначно констатировать, образовались ли черные сланцы в глубоководных условиях, или они принадлежат мелководным фациям. Для осаждения металлоносных черных сланцев определяющими являются геологические процессы, протекающие в бассейне седиментации, и такие факторы, как биологическая продуктивность, доля обломочной седиментации, интенсивность окисления, характер биоса.

Высокие концентрации ОВ (до 25—27% C_{org}) и пелитовый состав неорганической примеси позволяют предположить, что первоначально это были богатые биогенным углеродом глинистые илы. Содержание C_{org} в глинах колеблется от 0,9% в континентальных [9] до 1,16% в морских [42]. В современном литогенезе наблюдаются два максимума содержания C_{org} : в илах мелководных морей, заливов, лагун и верхних частях шельфов и в глубоководных илах континентальных склонов и нижних частей шельфовых зон. Наиболее высокие содержания C_{org} приурочены к зонам апвеллинга, отличающимся высокой биологической продуктивностью и высокими скоростями седimentации, и достигают 16,06% (в мелководных заливах Уолфиш).

C_{org} глинистых илов, активно участвуя в процессах микробиологической сульфатредукции, частично расходуется на восстановление элементов переменной валентности или выносится в виде окисленных или восстановленных газов. По оценкам С.Г. Неручева [75], в процессе диагенеза, катагенеза и метаморфизма на окисление и в результате деструкции расходуется до 70% исходной массы заключенного в осадок ОВ. Среднее содержание C_{org} в глинистых и алевролитовых осадках оскольской серии варьирует от 5% (для углеродистых алевролитов углеродисто-карбонатной ассоциации) до 14% (для углеродистых пелитов углеродисто-терригенной ассоциации). Следовательно, исходные концентрации C_{org} могли быть чрезвычайно высоки (>50%), а накопление глинистых и алевролитовых осадков оскольской серии происходило в условиях высокой биологической продуктивности.

В нижнем протерозое, по-видимому, основным биопродуцентом являлись синезеленые водоросли. Исходным материалом для накопления рассеянного ОВ был в основном фитоплактон, что подтверждается находками микрофоссилий в составе тимской свиты, представленных нитчатыми синезелеными водорослями *Oscillatoriaceae*, *Lyngbiopsis*, *Romerites* [104]. Продуктивность фитопланктона колossalна и значительно превышает таковую для всех остальных видов современных и древних живых организмов. Кроме того, фитопланктон являлся важным компонентом захороненного углерода для осадков оскольской серии. Биомасса планктона увеличивается по направлению к берегу, особенно в зонах апвеллинга [6].

Самые высокие значения захороненного C_{org} приурочены к обстановкам высоких темпов седиментации, в которых, однако, разбавляющее влияние терригенного материала, обедненного ОВ, нейтрализуется высокой биологической продуктивностью и наличием восстановительной обстановки в илах и придонных слоях воды, способствующей сохранению ОВ в неокисленном виде [42, 153]. Таким областям, в которых сочетаются высокие скорости осадконакопления и высокая биологическая продуктивность, отвечают зоны апвеллинга. Фациальные типы отложений, для которых содержание ОВ максимально, в осадках оскольской серии представлены терригенным рядом, а распределение содержаний ОВ подчиняется основным закономерностям, выявленным для современных осадочных бассейнов: максимальные — в глинистых осадках, минимальные — в песчаниках и карбонатных породах. Средние значения содержания C_{org} в осадочных породах материков составляют для песчаников 0,2, для алевролитов — 0,45, для глин — 0,9 и для карбонатных пород — 0,2% [9]. Тенденция увеличения содержания C_{org} по мере уменьшения гранулометрического размера осадков сохраняется и для морских осадков, однако меняются величины концентраций, например, для Атлантического океана среднее содержание C_{org} составляет в песках 0,62, в алевритах — 0,92, в пелитах — 1,16% и усложняется картина распределения его в зависимости от биологической продуктивности, скорости седиментации, окислительно-восстановительной обстановки в слое осадков и в иловых водах. Это приводит к аномальному возрастанию C_{org} в осадках шельфовых зон: например, в терригенных осадках шельфа Африки содержание C_{org} в среднем составляет 2,0%, достигая 16,06% в мелководных осадках залива Уолфиш [40, 39]. При этом распределение C_{org} различно в осадках шельфовых зон, пелагических частей океана и осадках материкового склона. Для осадков шельфа Атлантического океана ряд выглядит следующим образом: диатомовые илы (пелиты) (6,44% C_{org}) — гидрогетит-шамозитовые илы — терригенные илы — глауконитовые алевролиты и пески — биогенные карбонатные илы — терригенные алевриты — терригенные пески — вулканокластические пески (0,27% C_{org}). Характер распределения C_{org} в фациальном ряду осадков оскольской серии представлен по мере убывания C_{org} : пелиты (14% C_{org}) — алевропелиты — туффиты — алевриты — песчаники — граувакки (4,47% C_{org}). Несмотря

на сохранение общей тенденции распределения C_{org} в осадках оскольской серии и в аналогичных осадках шельфовых зон современных океанов, следует отметить необычайно высокие концентрации C_{org} в породах оскольского возраста, превышающие более чем в 2 раза современные значения. Кроме того, обращает на себя внимание широкий набор генетических типов отложений, благоприятных для накопления ОВ: в углеродистых граувакках и вулканокластических осадках 4,47—10,35% C_{org} , пелиты и алевропелиты наиболее обогащены C_{org} и даже карбонатные породы содержат исключительно высокие концентрации C_{org} (см. табл. 8). Такие высокие содержания C_{org} , отмечаемые и для терригенных, и для биогенных и вулканогенных осадков оскольской серии, возможно, свидетельствуют о более высоком проценте захоронения C_{org} в условиях восстановительной обстановки.

Для осадков бассейнов восстановительными условиями характерно содержание C_{org} 4—8% [161], максимальное — 14% [158]. В современных сапропелитах Черного моря содержание C_{org} составляет 3—20%, в среднем — 9,9—14% [14, 113].

В восстановительных фациях при $Eh = 100—250$ мВ окислительный расход ОВ составляет не более 10—30%. Параллельно с окислением ОВ за счет бактериального восстановления сульфатов иловых вод происходит образование H_2S с внедрением S в молекулярную структуру нерастворимой части ОВ. Это приводит к довольно высокой (иногда до 10%) сернистости ископаемого ОВ, что совершенно неично для исходного живого вещества, в котором содержание S не превышает долей процента. Содержание серы в углеродистых отложениях оскольской серии чрезвычайно высоко, в среднем 3,14%, что существенно превышает кларк S в осадочных породах — 0,30% [12]. Органическое вещество сапропелевого генезиса содержит в своем составе активное планктоногенное ОВ. Исследования океанических отложений позволили выявить фундаментальные различия органических компонентов в морском и континентальном литогенезе, существенно влияющих на характер захоронения и преобразования ОВ в осадках [42]. В частности, было показано, что содержание углеводородных соединений, липоидинов, легко гидролизуемых соединений, сапропелевых кислот и сапроидинов находится в прямой зависимости от содержания C_{org} . Следовательно, логично предположить, что сапропелевые илы оскольской серии содержали первоначально наиболее высокие концентрации этих органических компонентов, сохранению которых в иловых водах способствовало наличие восстановительной обстановки. При этом благодаря распаду ОВ и выделению H_2S и NH_3 среда осадков становится восстановительной для многих металлов, а распад самого ОВ замедляется из-за недостатка свободного и связанного кислорода, необходимого для дыхания микроорганизмов, — основных деструкторов ОВ на стадии диагенеза. В этих условиях могут существовать только анаэробные микроорганизмы, среди которых известны метанообразующие, серные группы архебактерий, имеющие клетки, построенные из макромолекул — липидов, белков, ферментов. По типу метаболизма к ним близки некото-

рые виды синезеленых водорослей (*Oscillatoria*, *Limnetica*], осуществляющие как кислородный, так и бескислородный фотосинтез, используя в качестве электронного донора H_2S [129].

Формирование углеродистых осадков в составе оскольской серии происходило в раннем протерозое в интервале 2,0—2,3 млрд лет. Нигде в составе более древних толщ региона углеродсодержащие породы не получали такого широкого развития. Этому предшествует эпоха осаждения железистых кварцитов. Проблема химического осаждения окислов Fe в полосчатых железистых кварцитах тесно связана с эволюцией атмосферы Земли, так как накопление Fe в виде трехвалентных окислов или смеси окислов двух- и трех-валентного Fe требует взаимодействия со свободным кислородом. Ряд исследователей [128, 163] высказали предположение, что процессы образования железистых кварцитов должны были обеспечивать высокопродуктивные реакции поглощения кислорода из атмосферы.

Железо поступало с континента в виде двухвалентных ионов, которые в древних морях поглощали кислород, выделяемый существующими в то время автотрофами. Появление свободного кислорода в атмосфере связывают с эпохой, следующей за эпохой накопления железистых кварцитов, а именно на рубеже 2,0 млрд лет. Не следует забывать о том, что процессы образования полосчатых железистых кварцитов в докембрийских бассейнах имели огромное значение для появления нового вида метаболизма у живых систем — фотосинтеза. Постепенно молекулярный кислород стал использоваться для аэробного метаболизма. Именно этот рубеж — 2 млрд лет — знаменуется появлением новых видов синезеленых водорослей, вспышкой органической жизни и отвечает первой, наиболее интенсивной фазе накопления биогенных углеродистых осадков на территории ВКМ.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенные исследования позволяют сделать ряд выводов;

1. Установлено, что оскольская серия представляет собой единый трансгрессивно-регressiveий цикл осадков.

2. В оскольское время отчетливо проявилась цикличность в накоплении углеродсодержащих пород. В разрезе обособляются три стратиграфических уровня формирования углеродистых и высокоуглеродистых отложений: 1 — роговский, в котором аккумуляция С приурочена к периоду максимальной трансгрессии в общем погружению региона; 2 — нижнетимский, который отражает этап усиления дифференциальных тектонических движений, знаменовавшийся заложением системы крупных авлакогенов с крутыми уклонами дна и, возможно, турбидитным осадконакоплением; ассоциация с фосфоритами, накопление которых практически всегда связано с апвеллингом, свидетельствует в пользу прибрежной модели накопления углеродистотерригенной ассоциации; существенную роль в формировании отложений нижнетимского уровня играют туфогенные осадки; 3 — верхнетимский уровень соответствует этапу максимальной тектонической активизации; в этот период доминировала вулканическая деятельность и формировались мощные базальто-андезитовые комплексы, а накопление углерода подавлено и приурочено к начальному этапу верхнетимского уровня.

3. Биогенная природа и сапропелевый тип РОВ в метаосадках оскольской серии установлены по следующим геологическим и geoхимическим признакам:

- тонкодисперсная форма РОВ носит черты сингенетичности;
- распределение C_{opr} по фациальному профилю оскольской серии контролируется литологическим составом осадков;
- изотопный состав С сходен с таковым в осадках морских бассейнов с преобладающей биопродукцией синезеленых водорослей;
- характер ИК-спектров битумоидов, экстрагированных спирто-бензолом, близок к составу битумоидов осадков бассейнов с существенной долей захороненного ОВ сапропелевого типа.

4. Ведущая роль в накоплении S, Mn, P, Zn, Ni, Co, Cu и отчасти Mo в углеродистых осадках оскольской серии принадлежит ОВ.

5. Данные сопоставления химического состава углеродсодержащих пород оскольской серии с аналогичными (гомологичными) отложениями различного возраста свидетельствуют о существенном обо-

гащении нижнепротерозойских отложений такими элементами, как C_{org} , Mn, P, Pb, Zn, Co, Ni, Cu, Mo, по сравнению с их современными и фанерозойскими гомологами, что позволяет выделить раннепротерозойскую эпоху формирования высокоуглеродистых (потенциально рудоносных) отложений.

6. Выявлена закономерность преимущественного накопления Pb и Zn в отложениях углеродисто-карбонатной ассоциации, Co, Ni, Cu, Mo — в осадках углеродисто-терригенной ассоциации, а Fe и Mg — в углеродисто-вулканогенных комплексах оскольской серии.

7. Для образования металлоносных углеродистых осадков важнейшими являются геологические процессы, протекающие в бассейне седиментации. Определяющими факторами служат биологическая продуктивность, доля обломочной седиментации, интенсивность окисления, характер биоса. Широкое развитие синезеленых водорослей на рубеже 2 млрд. лет, связываемое с глобальным событием в эволюции атмосферы Земли — появлением свободного кислорода в количестве 1% от современного, способствовало вспышке органической жизни и переходу к качественно новому типу метаболизма — фотосинтезу. Сохранности больших масс C_{org} в осадках оскольской серии способствовала восстановительная обстановка в иловых водах, а исходные высокие концентрации биогенного C, связанные с повышенной биологической продуктивностью зон апвеллинга, нейтрализовали разбавляющее влияние терригенного материала в областях с высокими темпами седиментации. Наличие устойчивого парагенезиса C с S способствовало сохранению халькофильных и сидерофильных элементов в осадочной системе, а последующий диагенез таких осадков приводит к многократному обогащению рядом микроэлементов: Ni, Co, Zn, Pb, Cu, Mo.

ЛИТЕРАТУРА

1. Абакшин Е.М., Казанцев В.А. Перспективы металлоносности Тим-Ястребовской синклиналии КМА // Материалы по геологии и полезным ископаемым европейской части СССР. 1970. Вып. 7. С. 135—139.
2. Акульшина Е.П. Вещественный состав глинистой части пород палеозоя Сибирской и Русской платформ и его эволюция. Новосибирск: Наука, 1971. 150 с.
3. Батурин Г.Н. Фосфориты на дне океана. М.: Наука, 1978. 231 с.
4. Биогеохимия океана / Под ред. А.С. Монина, А.П. Лисицына. М.: Наука, 1983. 368 с.
5. Блюман Б.А., Дьяконов Ю.С., Красавина Т.Н. Изменение структурного состояния графита при прогрессивном региональном метаморфизме // ДАН СССР. 1972. Т. 206, N 5. С. 1198—1200.
6. Богородов В.Г., Виноградов М.Е., Воронина Н.М. и др. Распределение биомассы зоопланктона в поверхностном слое Мирового океана // ДАН СССР. 1968. Т. 182, N 5. С. 1205—1207.
7. Большев Л.Н., Смирнов Н.В. Таблицы математической статистики. М.: ВЦ АН СССР, 1968. 464 с.
8. Борщевский Ю.А., Жмур С.И., Степанова Н.А. и др. Палеофациальная обстановка отложения карбонатов тимской свиты КМА по изотопным данным // Материалы VIII Всесоюз. симпоз. по стабильным изотопам в геохимии. М.: Наука, 1980. С. 312—313.
9. Вассоевич Н.Б. Генетическая природа нефти в свете данных органической геохимии // Генезис нефти и газа / Под ред. В.А. Соколова. М.: Наука, 1968. С. 25—53.
10. Виноградов А.П. Введение в геохимию океана. М.: Наука, 1967. 215 с.
11. Виноградов А.П. Закономерности распределения химических элементов в земной коре. М.: Изд-во МГУ, 1955. 16 с.
12. Виноградов А.П. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных пород земной коры // Геохимия. 1962. N 7. С. 555—571.
13. Войткевич Г.В., Холодков Ю.И., Марченко А.В. О биогенных источниках углеродистых формаций докембра // Проблемы осадочной геологии докембра / Под ред. А.В. Сидоренко. М.: Наука, 1981. Вып. 7. Кн. 1. Углеродистые отложения и их рудоносность. С. 49—52.
14. Волков И.И. Основные закономерности распределения химических элементов в толще глубоководных осадков Черного моря // Литология и полез. ископаемые. 1973. N 2. С. 3—22.
15. Галимов Э.М. Изотопы углерода в нефтегазовой геологии. М.: Недра, 1973. 384 с.
16. Галимов Э.М. Природа биологического фракционирования изотопов. М.: Наука, 1981. 248 с.
17. Галимов Э.М., Кодина Л.А. Исследование органического вещества и газов в осадочных толщах дна Мирового океана. М.: Наука, 1982. 228 с.
18. Галимов Э.М., Мигдисов А.А., Ронов А.Б. Вариации изотопного состава карбонатного и органического углерода осадочных пород в истории Земли // Геохимия. 1972. N 3. С. 323—342.
19. Гаррелс Р., Маккензи Ф. Эволюция осадочных пород. М.: Мир, 1974. 272 с.
20. Геккел Ф. Распознавание мелководной морской палеообстановки осадконакопления //

- Условия древнего осадконакопления и их распознавание / Под. ред. Дж. Ригби, У. Хемблин. М.: Мир, 1974. С. 253—317.
21. Геология, гидрогеология и железные руды бассейна Курской магнитной аномалии / Под. ред. И.Н. Леоненко. М.: Недра, 1970. Т. 1. Геология. Кн. 1. Докембрий / Пилищук В.Д., Голивкин Н.И., Зайцев О.С. и др. С. 175—192.
 22. Глинистые минералы как показатели условий литогенеза / Под. ред. Е.П. Акульшиной. Новосибирск: Наука, 1976. 192 с.
 23. Голивкин Н.И. О докембрийских корах выветривания КМА // Докембрийские коры выветривания / Под. ред. А.В. Сидоренко. М.: ВИМС, 1975. С. 134—139.
 24. Голивкин Н.И. Стратиграфия докембрая Старооскольского и Новооскольского железорудных районов КМА // Геология и полезные ископаемые Курской магнитной аномалии / Под. ред. С.Ф. Борисова, А.Н. Цибизова. М.: Недра, 1967. С. 60—75.
 25. Головенок В.К. Высокоглиноземистые формации докембрая. Л.: Недра, 1977. 268 с.
 26. Голубев А.И., Ахмедов А.М., Гайдобина Л.П. Геохимия черносланцевых комплексов нижнего протерозоя Карело-Кольского региона. Л.: Наука, 1984. 192 с.
 27. Горбачев О.В. Параамфиболиты и амфиболовые сланцы в карбонатных толщах докембрая // Проблемы осадочной геологии докембрая / Под. ред. А.В. Сидоренко. М.: Наука, 1981. Вып. 6. С. 62—70.
 28. Горбачев О.В., Созинов Н.А. Некоторые петрохимические и геохимические аспекты типизации углеродистых отложений докембрая // Проблемы осадочной геологии докембрая. М.: Наука, 1985. Вып. 10. С. 55—62.
 29. Горбунов Г.И., Зайцев Ю.С., Чернышев Н.М. Основные черты стратиграфии имагматизма Воронежского кристаллического массива // Сов. геология. 1969. № 10. С. 8—25.
 30. Горюнова С.В., Ржанова Г.Н., Орлеанский В.К. Синезеленые водоросли: (биохимия, физиология, роль в практике). М.: Наука, 1969. 228 с.
 31. Грубенманн У., Ниггли П. Метаморфизм горных пород. Л.; М.: Геолразведиздат. 1933. 373 с.
 32. Гусева А.Н., Лейфман И.К., Вассоевич Н.Б. К биогеохимии липидов, липоидов и родственных полимерных соединений // Исследование органического вещества современных и ископаемых осадков / Под. ред. Н.Б. Вассоевича, П.П. Тимофеева. М.: Наука, 1976. С. 25—36.
 33. Гусельников В.Н. Генетические проблемы железорудных формаций КМА. М.: Наука, 1972. 228 с.
 34. Дегенс Э.Т. Геохимия осадочных образований. М.: Мир, 1967. 299 с.
 35. Демина Л.Л. Формы миграции тяжелых металлов в океане. М.: Наука, 1982. 119 с.
 36. Доброхотов Н.Н. Геология докембрая Курской магнитной аномалии // Сов. геология. 1961. № 11. С. 37—54.
 37. Доморацкий Н.А. К вопросу определения первичной природы метаморфических пород по содержанию в них инертных компонентов // Изв. Днепропетр. горн. ин-та, 1968. Т. 46. С. 3—10.
 38. Доморацкий Н.А. Определение первичной природы метаморфических пород по содержанию в них инертных компонентов // XXII сесс. МГК. Проб. 16. Петрографические формации и проблема петрогенеза. М.: Наука, 1964. С. 166—179.
 39. Емельянов Е.М. Органический углерод в осадках Атлантического океана // ДАН СССР. 1975. Т. 220, № 5. С. 1186—1189.
 40. Емельянов Е.М. Распределение и состав илов на шельфе Юго-Западной Африки // Тр. ИОАН СССР. 1973. Т. 95. С. 211—238.
 41. Емельянов Е.М. Седиментогенез в бассейне Атлантического океана. М.: Наука, 1982. 200 с.
 42. Емельянов Е.М., Романович Е.А. Геохимия Атлантического океана: Органическое вещество и фосфор. М.: Наука, 1979. 220 с.
 43. Заварзий А.Н. Описательная петрография. Л.: КУБУЧ; ЛГИ, 1926. Ч. 2. Осадочные породы. 154 с.
 44. Зайцев Ю.С. Стратиграфия и некоторые черты геологии докембрая Белгородского железорудного района КМА. Воронеж: Изд-во Воронеж. ун-та, 1969. 24 с.
 45. Иванов С.И. Рентгенографическое и электронно-микроскопическое исследование графитов из метаморфических сланцев Бодайбинского района // Рентгенография минерального сырья и ее прикладное значение / Под. ред. Г.А. Сидоренко. М.: ВИМС, 1980. С. 119—124.
 46. Каждан А.Б., Гуськов О.И., Шиманский А.А. Математическое моделирование в геологии и разведке полезных ископаемых. М.: Недра, 1979. 168 с.
 47. Казанский Ю.П., Любушко Г.И. Об использовании экспериментальных исследований для расшифровки условий современного и древнего морского доломитообразования // Сравнительный анализ морского осадконакопления в докембре и палеозое. Новосибирск: Наука, 1980. С. 140—146.
 48. Казанцев В.А. Генетическая связь фосфато- и марганцевосодержащих отложений с карбонатными породами протерозоя КМА // Проблемы осадочной геологии докембрая / Под. ред. А.В. Сидоренко. М.: Наука, 1981. Вып. 6. С. 154—158.
 49. Казанцев В.А. Геологическое строение Тим-Ястребовской грабен-синклинали КМА и этапы ее развития в раннем докембре: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М., 1981. 26 с.
 50. Калашникова Н.Н. Геохимические особенности биогенных отложений докембрейского фундамента Воронежского кристаллического массива // Материалы Всесоюз. совещ. по литологии и осадочной геологии докембрая. Алма-Ата, 1981. 97 с.
 51. Калашникова Н.Н. Геохимические особенности карбонатных отложений протерозоя Курской магнитной аномалии // Материалы Всесоюз. семинара по карбонатному осадконакоплению и проблеме эвапоритов в докембре. Ростов-на-Дону, 1978. С. 113.
 52. Калашникова Н.Н. Геохимические особенности углеродистых отложений тимской свиты протерозоя КМА // Материалы Всесоюз. семинара по углеродистым отложениям докембре и нижнего палеозоя и их рудоносности. Фрунзе, 1978. С. 97.
 53. Калашникова Н.Н. Литолого-геохимическая характеристика и некоторые вопросы генезиса углеродсодержащих отложений КМА // Материалы VII конф. молодых ученых. Геохимия и полезные ископаемые. М.: Изд-во МГУ, 1980. С. 23—31.
 54. Калашникова Н.Н. Черные сланцы в разрезе докембрейского фундамента КМА // Материалы VI конф. молодых ученых. Геохимия и полезные ископаемые. М.: Изд-во МГУ, 1979. С. 214—226.
 55. Каццев А.А. Основы геохимии нефти и газа. М.: Недра, 1978. 279 с.
 56. Касаточкин В.И., Каверов А.Т. Кинетика и механизм гомогенной графитации углерода // ДАН СССР. 1957. Т. 117, № 5. С. 837—840.
 57. Катченков С.М. О распределении химических элементов в глинах и глинистых минералах // Тр. ВНИГРИ. 1961. Вып. 174. Геохимический сборник, № 7. С. 98—108.
 58. Кепенянжинская К.Б. Парагенетический анализ и петрохимия среднетемпературных метапелитов. Новосибирск: Наука, 1977. 198 с.
 59. Корчагина Ю.И., Четверикова О.П. Методы исследования рассеянного органического вещества осадочных пород. М.: Недра, 1976. 229 с.
 60. Кратц К.О. Геология карелид Карелии. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1963. 210 с.
 61. Краускопф К.Б. Факторы, контролирующие концентрацию редких металлов в морской воде // Геохимия литогенеза / Под. ред. В.В. Щербина. М.: Изд-во Иностр. лит. 1963. 310 с.
 62. Крестин Е.М. Докембрей КМА и основные закономерности его развития // Изв. вузов. Геология и разведка. 1980, № 3. С. 3—18.
 63. Крестин Е.М., Быкова Т.А. Основные и ультраосновные интрузивные комплексы северо-западной части Курского-Воронежского кристаллического массива // Изв. вузов. Геология и разведка. 1971. № 6. С. 36—44.
 64. Лазур Ю.М., Казанцев В.А., Ермилов В.В. Сульфидная марганцевая минерализация в углеродистых отложениях протерозоя района КМА // ДАН СССР. 1981. Т. 256, № 3. С. 677—680.
 65. Ларсон Х. Геохимическая характеристика областей метаморфизма: Признаки и доказательства их дометаморфической истории // I Междунар. геохим. конгр. Т. 3. Кн. 1. Метаморфизм и метасоматоз. М.: Наука, 1972. С. 263—290.
 66. Лебедев Б.А. Сопоставление морских и пресноводных глин по содержанию малых химических элементов // Геохимия. 1967. № 8. С. 1004—1007.
 67. Леоненко И.Н., Голивкин Н.И., Зайцев Ю.С. и др. Строение и формационное расчленение докембрая Воронежского кристаллического массива // Геология, петрология, и металлогения кристаллических образований Восточно-Европейской платформы / Под. ред. А.К. Симона. М.: Недра, 1976. Т. 1. С. 83—91.

68. Леоненко И.Н., Полищук В.Д., Зайцев Ю.С. Докембрий Воронежской антеклизы // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1967. Т. 42, вып. 5. С. 74—85.
69. Лобзова Р.В., Есиков А.Д. Об источниках углерода для формирования графитовых месторождений в свете изотопных данных // Материалы Всесоюз. совещ. по геохимии углерода. М.: Наука, 1981. С. 63—64.
70. Лубченко И.Ю. Геохимия свинца в осадках современных водоемов. М.: Наука, 1977. 78 с.
71. Лукашин В.Н. Геохимия микроэлементов в процессах осадкообразования в Индийском океане. М.: Наука, 1981. 184 с.
72. Манская С.М., Дроздова Т.В. Геохимия органического вещества. М.: Наука, 1964. 315 с.
73. Мележик В.А., Предовский А.А. Геохимия раннепротерозойского литогенеза: (На примере северо-востока Балтийского щита). Л.: Наука, 1982. 208 с.
74. Михеев В.И. Рентгенометрический определитель минералов. М.: Госгеолтехиздат, 1957. 868 с.
75. Неручев С.Г. Уран и жизнь в истории Земли. Л.: Недра, 1982. 208 с.
76. Николаева О.В. Геохимия серы и углерода в процессе формирования Эльбруской полиметаллической месторождения (Сев. Кавказ): Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М., 1974. 22 с.
77. Новогородова М.И. Самородные металлы в гидротермальных рудах. М.: Наука, 1983. 288 с.
78. Овчинников Л.Н., Воронавский С.Н. Абсолютный возраст интрузивных и метаморфических образований Воронежского кристаллического массива / Геология, петрология и металлогения кристаллических образований Восточно-Европейской платформы / Под ред. А.К. Симона. М.: Недра, 1976. Т. 1. С. 133—139.
79. Петров Б.В., Макрыгина В.А. Геохимия регионального метаморфизма и ультратемпературного метаморфизма. Новосибирск: Наука, 1976. 342 с.
80. Петров Б.М. Ранний докембрий Воронежского массива в свете радиологических данных // Геология, петрология и металлогения кристаллических образований Восточно-Европейской платформы / Под ред. А.К. Симона. М.: Недра, 1976. Т. 1. С. 139—144.
81. Плаксенко Н.А. Главнейшие закономерности железорудного осадконакопления в кембрии. Воронеж: Изд-во Воронеж. ун-та, 1966. 305 с.
82. Плаксенко Н.А., Щеглов И.Н. Основные черты стратиграфии и закономерности литогенеза в раннем докембрии КМА // Литогенез в докембре и фанерозое Воронежской антеклизы / Под ред. Н.А. Плаксенко. Воронеж: Изд-во Воронеж. ун-та, 1977. С. 3—25.
83. Полищук В.Д., Полищук В.И. Метаморфизм пород докембира КМА // Геология, петрология и металлогения кристаллических образований Восточно-Европейской платформы / Под ред. А.К. Симона. М.: Недра, 1976. Т. 1. С. 36—49.
84. Предовский А.А. Геохимическая реконструкция первичного состава метаморфизованных вулканических и осадочных образований докембира. Апатиты: Кол. фил. АН СССР, 1970. 115 с.
85. Предовский А.А. Использование состава щелочных магматитов для количественных оценок палеотектонического режима // Природа и хозяйство Севера. Апатиты: Сев. фил. ВГО, 1976. Вып. 4. С. 20—25.
86. Предовский А.А. Петрохимическая систематика вулканических горных пород // Палеовулканализм и его продукты / Под ред. В.С. Куликова. Петр заводск: Карел. фил. АН СССР, 1977. С. 8—15.
87. Предовский А.А. Реконструкция условий седиментогенеза и вулканизма раннего докембира. Л.: Наука, 1980. 152 с.
88. Предовский А.А. Черты эволюции состава докембрейских метапелитов восточной части Балтийского щита // Геохимическая эволюция метаморфических комплексов докембира Кольского полуострова / Под ред. А.А. Предовского. Апатиты: Кол. фил. АН СССР, 1976. С. 15—30.
89. Пронина Н.В., Варенцов Н.М. О специфике поглощения никеля и кобальта из морской воды природными гидрокислами железа и марганца // ДАН СССР. 1973. Т. 210, № 4. С. 944—948.
90. Развозжаева Э.А. Метод извлечения нерастворимого органического вещества из метаморфических пород докембира // Литология и полез. ископаемые. 1978. № 6. С. 144—146.
91. Розен О.М. Седиментологическая интерпретация химизма кристаллических пород докембира // Проблемы осадочной геологии докембира / Под ред. А.В. Сидоренко. М.: Недра, 1975. Вып. 4, кн. 1. С. 60—75.
92. Ронов А.Б., Мигдисов А.А. Основные черты геохимии элементов-гидролизатов в процессах выветривания и осадконакопления // Геохимия. 1965. № 2. С. 131—158.
93. Ронов А.Б., Хлебникова З.В. Химический состав важнейших генетических типов глин // Геохимия. 1957. № 6. С. 449—469.
94. Семененко Н.П. Изофизические и изохимические ряды как критерии для восстановления литогенеза метаморфических пород // Проблемы осадочной геологии докембира / Под ред. А.В. Сидоренко. М.: Недра, 1967. Вып. 2. С. 47—61.
95. Сердюченко Д.П. Месторождения редких элементов в осадочно-метаморфических породах // Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов. М.: Наука, 1966. Т. 3. С. 800—805.
96. Сердюченко Д.П. Органическое вещество и его роль при формировании метасадочных месторождений цветных металлов и золота // Основные проблемы осадочного рудообразования. Фрунзе: Илим, 1979. С. 71—84.
97. Сердюченко Д.П. Старокрымский графитоносный район. М.: ГОНТИ, 1935. 120 с.
98. Сердюченко Д.П., Потемкин К.В. Редкие элементы в "черных сланцах" и их метаморфических производных // Редкометальность некоторых метаморфизованных и гранитизированных осадочных комплексов. М.: Наука, 1969. С. 99—122.
99. Сердюченко Д.П., Созинов Н.А. Роль организмов и углеродистого вещества в формировании осадочных месторождений докембира // Проблемы осадочной геологии докембира. М.: Недра, 1975. Вып. 4, кн. 2. С. 245—249.
100. Сидоренко А.В., Лунева О.И. К вопросу о литологическом изучении метаморфических толщ. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1961. 198 с.
101. Сидоренко А.В., Чайка В.М. Значение кор выветривания и денудационных поверхностей выравнивания в истории докембира // Металлогения осадочных и осадочно-метаморфических пород. М.: Наука, 1970. С. 5—29.
102. Сидоренко С.А., Сидоренко А.В. Органическое вещество в осадочно-метаморфических породах докембира. М.: Наука, 1975. 117 с.
103. Скорнякова Н.С. Рассеянные Fe, Mn, Ti и некоторые малые элементы в осадках, вмещающих железомарганцевые конкреции // Железомарганцевые конкреции Тихого океана. М.: Наука, 1976. 301 с.
104. Снежко А.М., Раскатова Л.Г. Новые виды докембрейских синезеленых водорослей // ДАН УССР. Сер. Б. 1979. № 3. С. 181—186.
105. Созинов Н.А., Казанцев В.А. О фосфоритоносности прерозойских отложений района КМА // Литология и полез. ископаемые. 1978. № 1. С. 148—151.
106. Страхов Н.М., Белова И.Б., Глаголева М.А. и др. Распределение и формы нахождения элементов в поверхностном слое современных черноморских отложений // Литология и полез. ископаемые. 1971. № 2. С. 3—30.
107. Тугаринов А.И., Войткевич Г.В. Докембрейская геохронология материков. М.: Недра, 1970. 432 с.
108. Успенский В.А. Введение в геохимию нефти. Л.: Недра, 1970. 309 с.
109. Фации регионального метаморфизма высоких давлений / Под ред. В.С. Соболова. М.: Недра, 1974. 328 с.
110. Харитонов Л.Я. Структура и стратиграфия карелид восточной части Балтийского щита. М.: Недра, 1966. 360 с.
111. Хёффс И. Геохимия стабильных изотопов. М.: Мир, 1983. 198 с.
112. Хильтова В.Я., Шулешко И.К., Савельев А.А. Поведение петрогенных окислов и малых элементов при прогрессивном метаморфизме осадочных пород // I Междунар. геохим. конгр. М.: 1972. Ч. 1, кн. 1. С. 249—262.
113. Холодов В.Н., Недумов Р.И. Роль органического вещества на ранней стадии формирования черных сланцев // Седиментахи на разных этапах литоненеза / Под ред. Н.Б. Вассоевича. М.: Наука, 1982. С. 135—147.
114. Эзлем Э. Интерпретация фаций и стратиграфическая последовательность. М.: Мир, 1983. 327 с.

115. Шонф Т. Палеоокеанология. М.: Мир, 1982. 311 с.
116. Шеголев И.Н. Методы стратиграфического расчленения и главнейшие геохронологические рубежи в докембрии КМА // Стратиграфия архея и нижнего протерозоя СССР; Тр. V сес. науч. совета по геологии докембра. Л.: Наука, 1979. С. 95—101.
117. Эрист В. Геохимический анализ фаций. Л.: Наука, 1976. 127 с.
118. Эсcola P. Докембрый Финляндии // Докембрый Скандинавии / Под ред. К. Ранккы. М.: Мир, 1967. С. 154—261.
119. Юдович Я.Э. Региональная геохимия осадочных толщ. Л.: Наука, 1981. 276 с.
120. Янда И., Шроль Е. Геохимические исследования графитовых пород // Тр. XXI сес. МГК. 1964. Вып. III. С. 154—165.
121. Beartschi P. Die Fraktionierung der natürlichen Kohlenstoffisotopen in Konsolidationswechsel grüner Pflanzen // Helv. chim. acta. 1959. Vol. 36. P. 773—781.
122. Behrens E.W., Frishman S.A. Stable carbon isotopes in bluegreen algal mats // J. Geol. 1971. Vol. 79. P. 94—100.
123. Butler B.C.M. A chemical study of some rocks of the Moine series of Scotland // Quart. J. Geol. Soc. London. 1965. Vol. 121, pt 2. P. 163—208.
124. Calder J., Parker P.L. Geochemical implications of induced changes in ^{13}C fractionation by blue-green algae // Geochim. et cosmochim. acta. 1973. Vol. 37, N 1. P. 133.
125. Cambel B., Khun M. Geochemical characteristics of black shales from the ore-bearing complex of Strata of the Male Karpaty Mountings // Geologicky Sbornik — Geologica Carpathica. 1983. Vol. 34, N 3. P. 255—382.
126. Chinner G.A. Chloritoid and the isochemical character of Barrow's zones // J. Petrol. 1967. Vol. 8, N 2. P. 268—282.
127. Clarke F.W. Data of geochemistry // Bull. U.S. Geol. Surv. 1924. N 770. P. 841.
128. Cloud P.E. Paleoecological significances of the banded iron formation // Econ. Geol. 1973. Vol. 68. P. 1134—1143.
129. Cohen Y., Padan E., Shilo M. Facultative anoxygenic photosynthesis on the cyanobacterium Oscillatoria limnetica // J. Bacteriology. 1975. Vol. 123, N 3. P. 855—861.
130. Craig H. The geochemistry of the stable carbon isotopes // Geochim. et cosmochim. acta. 1953. Vol. 3, N 2/3. P. 53—92.
131. Degens E.T., Williams E.G., Keith M.L. Environmental studies of carboniferous sediments. Part I. Geochemical criteria for differentiating marine and fresh water scales // Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 1957. Vol. 41, N 5. P. 2427—2455.
132. Degens E.T., Williams E.G., Keith M.L. Environmental studies of carboniferous sediments. Part II. Application of geochemical criteria // Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 1958. Vol. 42, N 3. P. 981—997.
133. Deuser W.G. Extreme $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ variations in Quarternary dolomites from the continental shelf // Earth. Planet. Sci. Lett. 1970. Vol. 8. P. 118.
134. Eagar R.M.C. Boron content in relation to organic carbon in certain sediments of the British coal measures // Nature. 1962. N 196. P. 428—431.
135. Eskola P. Conditions during the earliest geological times // Ann. Acad. Sci. Fennica. Ser. A. 1932. Vol. 36. P. 5—74.
136. Espitalié J., Laporte L. Methodes rapide de caractérisation des roches meres // Rev. français. pétrole. 1977. Vol. 22, N 1. P. 23—42.
137. Forsman J.P. Geochemistry of kerogen // Organic geochemistry / Ed. J.A. Breger. L. 1963. Ch. 5. P. 113—119.
138. French B.M. Graphitisation of organic material in progressively metamorphosed precambrian Iron Formation // Science. 1964. Vol. 146. P. 916—918.
139. Grabau A.W. On the classification of sedimentary rocks // Amer. Geol. 1904. Vol. 33. P. 228—247.
140. Gulbrandsen R.A. Chemical composition of phosphorites of the Phosphoria Formation // Geochim. et cosmochim. acta. 1966. Vol. 30, N 8. P. 2135—2139.
141. Heckel P.H. Origin of phosphatic black shale facies in Pensylvanian cyclothemas of Mid-continent. North America // Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 1977. Vol. 61, N 4. P. 1045—1068.
142. Hirst D.M. Relationships between minor elements, mineralogy and depositional environment in carboniferous sedimentary rocks from a borehole of Rookhope (northern Pennines) // Sediment. Geol. 1968. Vol. 2. P. 5—12.
143. Hoering T.C. The hydrogenation of kerogen from sedimentary rock with phosphorus and anhydrous Hydrogen Iodide // Carnegie Inst. Wash. Year Book. 1964. Vol. 63. P. 79—86.
144. Horowitz A. The distribution of Pb, Ag, Sn, Ti and Zn in sediments on Active oceanic ridges // Mar. Geol. 1970. Vol. 9, N 4. P. 183—190.
145. James H.L., Dutton C.E., Pettijohn J., Wier L. Geology and ore deposits of the Iron River. Crystal Falls District, Iron County, Michigan // U.S. Geol. Surv. Prof. Paper. 1968. Vol. 570. P. 184.
146. Kwiecinska B., Parachoniak W. Thermal investigations of graphitic substances from metamorphic rocks // Mineralogia polonica. 1976. Vol. 7, N 2. P. 55—62.
147. Landergren S., Manheim F.T. Über die Abhängigkeit der Verteilung von Schwermetallen von der Fazies // Fortschr. Geol. Rheinland und Westfalen. 1963. Vol. 10. P. 173—192.
148. Landis C.A. Graphitization of dispersed carbonaceous material in metamorphic rocks // Contribs. Mineral. and Petrol. 1971. Vol. 30, N 1. P. 34—46.
149. Lane A.C. The Keweenaw series of Michigan // Mich. Geol. Surv. 1911. Pbl. 6 (g.s. 4). Vol. 2. P. 983.
150. Leake B.E. Composition of pelites from Connemara, Co Galway Ireland // Geol. Mag. 1958. Vol. 95, N 4. P. 281—296.
151. Lonka A. Trace elements in the Finnish Precambrian phyllites as indicators of salinity at the time of sedimentation // Bull. Commis. geol. Finl. (Helsinki). 1967. N 228, N 2. P. 63.
152. Marmo V. On the sulphide and sulphide-graphite schists in Finland // Bull. Commis. geol. Finl. (Helsinki). 1960. Vol. 190, N 1. P. 95.
153. Müller P.J., Suess E. Productivity, sedimentation rate and sedimentary organic carbon content in the oceans // Deep-Sea Res. 1979. Vol. 3, N 2. P. 384—390.
154. Nanz R.H. Chemical composition of Precambrian slates with notes on the geochemical evolution of lutites // J. Geol. 1969. Vol. 61. P. 51—64.
155. Nicholls G.D., Loring D.H. The geochemistry of some British Carboniferous sediments // Geochim. et cosmochim. acta. 1962. Vol. 26, N 1. P. 181—223.
156. Papu C.V., Alexandrescu G., Josof V. Mineralogical-chemical study of the black shales and associated ferrolites from the East-Carpathians flysch // Dari de seama ale sedintelor., Inst. Geol. Si Geofiz., 1977. Vol. 63 (1976). P. 159—238.
157. Peltola E. On the black Schists in the Outokumpu region in eastern Finland // Bull. Geol. Soc. Finl. (Helsinki). 1960. Vol. 192. P. 108.
158. Piper D.Z., Codispoti L.A. Marine Phosphorite deposits and the nitrogen cycle // Science. 1975. Vol. 188. P. 15—18.
159. Porrenja D.H. Glaconite and chamosite as depth indicators in the marine environment // Mar. Geol. 1967. N 5. P. 495—501.
160. Potter P.E., Schimpf M.F., Witters J. Trace elements in marine and fresh-water argillaceous sediments // Geochim. et cosmochim. acta. 1963. Vol. 27, N 6. P. 669—694.
161. Richarde F.A. The enhanced preservation of organic matter in anoxic marine environments // Organic matter in natural waters / Ed. D.W. Hood. Wash. Inst. of marine science, Occasional Publication, 1970. N 1. P. 399—411.
162. Sacket W.M., Moore W.S. Isotopic variations of dissolved inorganic carbon // Chem. Geol. 1966. Vol. 1. P. 323—328.
163. Schidlowski M., Eichman R., Junge C.E. Precambrian sedimentary carbonates, carbon and oxygen isotope geochemistry and implications for the terrestrial oxygen budget // Precambrian Res. 1975. Vol. 2. P. 1—69.
164. Sederholm I.I. On the Sab-Bothnian unconformity and Archean rocks formed by secular weathering // Bull. Commis. geol. Finl. (Helsinki). 1931. Vol. 95. P. 1—81.
165. Shaw D.M. Geochemistry of pelitic rocks. Part 3. Major elements and general geochemistry // Bull. Geol. Soc. Amer. 1956. Vol. 67, N 7. P. 919—934.
166. Simonen A. Stratigraphy and sedimentation of svecofenidic, early archean supracrustal rocks in South-Western Finland // Bull. Commis. geol. Finl. (Helsinki). 1953. Vol. 160. P. 64.

167. Thompson G. Analysis of B, Ga, Rb and K in two deep-sea sediment cores; consideration of their use as paleoenvironmental indicators // Mar. Geol. 1968. Vol. 6. R. 463—477.
168. Tissot B., Espitalié J. L'évolution thermique de la matière organique des sédiments // Rev. Inst. franç. pétrole. 1975. Vol. 30, N 5. P. 743—777.
169. Tischall H.I. Geochemische Untersuchungen zum stofflichen Bestand und Sedimentationsmuster paläozoischen mariner Tone // Chem. Erde. 1975. N 2. S. 105—167.
170. Turekian K.K., Wedepohl H. Distribution of the elements in some major units of the earth's crust // Bull. Geol. Soc. Amer. 1961. Vol. 72, N 2. P. 175—192.
171. Vine J.D., Tourtelot E.B. Geochemistry of black shale deposits — a summary report // Econ. Geol. 1970. Vol. 65. P. 253—272.
172. Walker C.T. Evaluation of boron as a paleosalinity indicator and its application to offshore prospects // Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 1968. Vol. 52, N 3. P. 751—766.
173. Walker T., Price N.B. Departure curves for computing paleosalinities from boron in illites and scales // Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 1963. Vol. 47, N 5. P. 833—841.
174. Wedepohl H. Geochemische Date von sedimentär Karbonaten // Verh. Geol. Bundesanst. 1970. Bd. 4. S. 692—705.
175. Weels L.G. Factors of sedimentary basin development that control oil occurrence // Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 1952. Vol. 36, N 8. P. 2071—2124.

ОГЛАВЛЕНИЕ	3
ВВЕДЕНИЕ	
Глава I. ГЕОЛОГО-СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ УГЛЕРОДСОДЕРЖАЩИХ КОМПЛЕКСОВ В РАЗРЕЗЕ ДОКЕМБРИЙСКОГО ФУНДАМЕНТА ВОРОНЕЖСКОГО КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО МАССИВА	5
Глава 2. ПАРАГЕНЕТИЧЕСКИЕ АССОЦИАЦИИ УГЛЕРОДСОДЕРЖАЩИХ ПОРОД ОСКОЛЬСКОЙ СЕРИИ	15
Роговская свита	15
Тимская свита	21
Глава 3. ЛИТОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА. РЕКОНСТРУКЦИЯ ИСХОДНОГО СОСТАВА ПОРОД	31
Некоторые вопросы методики исследования осадочно-метаморфических толщ докембра	31
Углеродисто-карбонатная ассоциация	34
Углеродисто-терригенная ассоциация	46
Углеродисто-вулканогенная ассоциация	64
Глава 4. УГЛЕРОДИСТОЕ ВЕЩЕСТВО В ОСАДОЧНО-МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОДАХ ОСКОЛЬСКОЙ СЕРИИ	71
Формы распределения углеродистого вещества	72
Структура углеродистого вещества	74
Первичная природа углеродистого вещества	84
Геохимическая специализация и металлоносность углеродсодержащих пород оскольской серии	93
Глава 5. РЕКОНСТРУКЦИЯ РАННПРОТЕРОЗОЙСКИХ ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНОВ	121
Обстановки седиментации	122
Палеосоленость бассейна	129
Условия выветривания на континенте	131
Органический углерод как индикатор условий накопления металлоносных биогенных осадков	135
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	
ЛИТЕРАТУРА	

Для специалистов в области стратиграфии и общей геологии.

Научное издание

СОЗИНОВ Никодим Алексеевич,
ЧИСТИКОВА Наталья Николаевна,
КАЗАНЦЕВ Владимир Алексеевич

**МЕТАЛЛОНОСНЫЕ ЧЕРНЫЕ СЛАНЦЫ
КУРСКОЙ МАГНИТНОЙ АНОМАЛИИ**

Утвеждено к печати
Институтом литосферы АН СССР

Редактор В.Я. Енукова
Редактор издательства И.С. Власов

Художник С.А. Резников
Художественный редактор И.Ю. Нестерова
Технический редактор Г.И. Астахова
Корректор О.А. Разуменко

Набор выполнен в издательстве
на электронной фотонаборной системе

ИБ № 37402

Подписано к печати 19.08.88. Т – 01941
Формат 60 × 90 1/16. Бумага офсетная № 1
Гарнитура Таймс. Печать офсетная. Усл.печ.л. 9,5
Усл.кр.-отт. 9,6. Уч.-изд.л. 10,8. Тираж 900 экз.
Тип. зак. 551. Цена 2 р. 20 к.

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

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

В ИЗДАТЕЛЬСТВЕ "НАУКА"

готовятся к выпуску книги:

Строение зоны разлома Зеленого Мыса. 18 л.

В книге приведены результаты комплексных геолого-геофизических исследований, выполненных в 3-м рейсе НИС "Академик Николай Страхов". Детально охарактеризованы рельеф дна, мощность и строение осадочного покрова, магнитное поле, структура земной коры, литология и стратиграфия осадков, петрография и геохимия магматических пород. Монографическое описание крупной разломной структуры океанского дна выполнено впервые в практике морской геологии.

Для морских геологов и геофизиков.

Вулканические поднятия и глубоководные осадки востока Центральной Атлантики. 25 л.

В книге приведены новые данные по батиметрии и геоморфологии четырех полигонов, строению акустического фундамента на этих полигонах и отдельных поднятиях, вещественному составу вулканических пород. Показаны изменения этих пород и перекрывающих осадков, формирование палыгorskитовых глин, фосфоритов и марганцевого оруденения. Приводится литолого-фацальное описание донных осадков и физико-химическая характеристика всей толщи океанических вод в районах исследования.

Для океанологов, петрографов, литологов, минералогов, геохимиков.

Проблемы стратиграфии верхнего протерозоя и фанерозоя. 37 л.

В монографии рассмотрено современное состояние стратиграфических шкал верхнего протерозоя, кембрия, ордовика, карбона, перми, триаса, юры, мела, палеогена, неогена и квартера с учетом морских и континентальных фаций, океанических и континентальных блоков земной коры, различных групп фауны и флоры, биостратиграфических и физических методов. Особое внимание уделено методическим вопросам расчленения и корреляции отложений.

Для специалистов в области стратиграфии и общей геологии.

Заказы просим направлять по одному из перечисленных адресов магазинов "Книга-почтой" "Академкнига":

Магазины "Книга-почтой":

252030 Киев, ул. Пирогова, 4; 197345 Ленинград, Петрозаводская, 7;
117192 Москва, Мичуринский пр-т, 12

Магазины "Академкнига" с указанием отделов "Книга-почтой":

480091 Алма-Ата, ул. Фурманова, 91/97 /"Книга-почтой"/; 370005 Баку, ул. Коммунистическая, 51 /"Книга-почтой"/; 232600 Вильнюс, ул. Университето, 4; 690088 Владивосток, Океанский пр-т, 140 /"Книга-почтой"/; 320093 Днепропетровск, пр-т Гагарина, 24 /"Книга-почтой"/; 734001 Душанбе, пр-т Ленина, 95 /"Книга-почтой"/; 375002 Ереван, ул. Туманяна, 31; 664033 Иркутск, ул. Лермонтова, 289 /"Книга-почтой"/; 420043 Казань, ул. Достоевского, 53 /"Книга-почтой"/; 252030 Киев, ул. Ленина, 42; 252142 Киев, пр-т Вернадского, 79; 252030 Киев, ул. Пирогова, 2; 277012 Кишинев, пр-т Ленина, 148 /"Книга-почтой"/; 343900 Краматорск, Донецкой обл., ул. Марата, 1 /"Книга-почтой"/; 660049 Красноярск, пр-т Мира, 84; 443002 Куйбышев, пр-т Ленина, 2 /"Книга-почтой"/; 191104 Ленинград, Литейный пр-т, 57; 199164 Ленинград, Таможенный пер., 2; 196034 Ленинград, В/О, 9 линия, 16; 220012 Минск, Ленинский пр-т, 72 /"Книга-почтой"/; 103009 Москва, ул. Горького, 19-а; 117312 Москва, ул. Вавилова, 55/7; 630076 Новосибирск, Красный пр-т, 51; 630090 Новосибирск, Морской пр-т, 22 /"Книга-почтой"/; 142284 Протвино, Московской обл., ул. Победы, 8; 142292 Пущино, Московской обл., МР, "В", 1; 620161 Свердловск, ул. Мамина-Сибиряка, 137 /"Книга-почтой"/; 700000 Ташкент, ул. Ю. Фучика, 1; 700029 Ташкент, ул. Ленина, 73; 700070 Ташкент, ул. Ш. Руставели, 43; 700185 Ташкент, ул. Дружбы народов, 6 /"Книга-почтой"/; 634050 Томск, наб. реки Ушайки, 18; 634050 Томск, Академический пр-т, 5; 450059 Уфа, ул. Р. Зорге, 10 /"Книга-почтой"/; 450025 Уфа, ул. Коммунистическая, 49; 720000 Фрунзе, бульвар Дзержинского, 42 /"Книга-почтой"/; 310078 Харьков, ул. Чернышевского, 87 /"Книга-почтой"/