

ПРОБЛЕМЫ
ОСАДОЧНОЙ
ГЕОЛОГИИ
ДОКЕМБРИЯ

10

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ИНСТИТУТ ЛИТОСФЕРЫ

АКАДЕМИЯ НАУК
КАЗАХСКОЙ ССР

ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК
им. К.И. САТПАЕВА

МЕЖДУВЕДОМСТВЕННЫЙ
ЛИТОЛОГИЧЕСКИЙ КОМИТЕТ

ACADEMY OF SCIENCES OF THE USSR

INSTITUTE OF THE LITHOSPHERE

ACADEMY OF SCIENCES
OF KAZAKH SSR

K.I. SATPAEV INSTITUTE
OF GEOLOGICAL SCIENCES

SOVIET LITHOLOGICAL
COMMITTEE

PROBLEMS OF SEDIMENTARY GEOLOGY OF THE PRECAMBRIAN

Volume 10

PRECAMBRIAN BIOGENIC
AND SEDIMENTARY ROCKS



MOSCOW

«NAUKA»

1985

ПРОБЛЕМЫ ОСАДОЧНОЙ ГЕОЛОГИИ ДОКЕМБРИЯ

Выпуск 10

БИОГЕННЫЕ И ОСАДОЧНЫЕ
ОТЛОЖЕНИЯ В ДОКЕМБРИИ

4427

*уже
внесла в колл.*



МОСКВА
"НАУКА"
1985



Публикуются материалы V Всесоюзного совещания "Литология и осадочная геология докембрия" (г. Алма-Ата, 8–10 октября 1981 г.), организованного Институтом литосферы АН СССР, Институтом геологических наук им. К.И. Сатпаева АН КазССР и Междуведомственным литологическим комитетом. В книге рассмотрены закономерности развития биолитогенеза в докембрии, показано влияние его на процессы образования осадочных пород докембрия и в целом на формирование земной коры, а также на металлогенические особенности регионов; выделены и описаны главные формационные типы углеродистых отложений. Приведены результаты последних исследований по литологии, метаморфизму и металлогении докембрия срединных массивов Казахстана, Урала и других регионов страны, для которых установлено широкое развитие первично-осадочных пород.

Редакционная коллегия:

академик А.В. СИДОРЕНКО (ответственный редактор), Н.А. СОЗИНОВ (редактор выпуска), член-корреспондент АН СССР И.В. ЛУЧИЦКИЙ, В.М. МОРАЛЕВ, Д.П. СЕРДЮЧЕНКО
Св.А. СИДОРЕНКО, В.А. ТЕНЯКОВ

Ответственные за выпуск:

О.Г. ЛАЗУР, А.Н. БЕЛОВ

Materials of the V-th All-Union Workshop "Lithology and Sedimentary Geology of Pre-Cambrian" are published herewith. The workshop (Alma-Ata, October 8–10, 1981) was organized by the Institute of the Lithosphere, the USSR Academy of Sciences, by the Institute of Geosciences named after K.I.Satpayev, the Kazakh Academy of Sciences and the Soviet Lithological Committee.

The book deals with the regularities of the evolution of biolithogenesis in the Pre-Cambrian, the influence of these regularities on the processes of Pre-Cambrian sedimentary rocks' formation and on the formation of the earth crust in whole. The book reviews the metallogenetic peculiarities of regions; the main formational types of hydrocarbon deposits are defined and described. The authors give the results of the recent studies on lithology, metamorphism and metallogenesis of the Pre-Cambrian mid-massifs of Kazakhstan, Urals and other regions of the country where primary-sedimentary rocks are widely spread.

Editorial board:

academician A.V. SIDORENKO (editor-in-chief), N.A. SOZINOV (responsible editor), corresponding member of the USSR Academy of Sciences I.V. LUCHITSKY, V.M. MORALEV, D.P. SERDUCHENKO, Sv.A. SIDORENKO, V.A. TENJAKOV

Responsible for the volume:

O.G. LAZUR, A.N. BELOV

ПРОБЛЕМЫ ОСАДОЧНОЙ ГЕОЛОГИИ ДОКЕМБРИЯ,

Вып. 10

БИОГЕННЫЕ И ОСАДОЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ В ДОКЕМБРИИ

Утверждено к печати Институтом литосферы АН СССР

Редактор Л.В. Колосовская. Редактор издательства И.С. Власов
Художественный редактор И.Ю. Нестерова. Технический редактор О.В. Аредова
Корректор Е.Н. Сафронникова

Набор выполнен в издательстве на наборно-печатающих автоматах

ИБ № 28002

Подписано к печати 18.12.84. Т — 20440. Формат 70 X 100 1/16. Бумага офсетная № 2
Гарнитура Универс. Печать офсетная. Усл. печ. л. 16,3. Усл. кр.-отт. 16,5. Уч.-изд. л. 21,1
Тираж 600 экз. Тип. зак. 2001. Цена 3р. 20к.

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

УГЛЕРОДИСТЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ДОКЕМБРИЯ, ИХ ЛИТОЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ И РУДОНОСНОСТЬ В СВЕТЕ СОВРЕМЕННЫХ ДАННЫХ О БИОЛИТОГЕНЕЗЕ

УДК 550.89 : 553.068.495

Н.А.СОЗИНОВ, Н.П.ЕРМОЛАЕВ

МЕТАЛЛОНОСНЫЕ ЧЕРНЫЕ СЛАНЦЫ И НОВЫЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ В ТЕОРИИ РУДООБРАЗОВАНИЯ

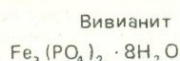
Черные сланцы как аккумуляторы редких и благородных металлов привлекают в настоящее время внимание большого числа отечественных и зарубежных геологов. Исследование высокоуглеродистых осадков способствовало развитию фундаментальных знаний о металлогении сланцевых формаций и нашло отражение в трудах М.М.Адышева [1, 2], М.Н.Альтгаузена [3], А.В.Сидоренко [14], Г.Шнейдерхена [21] и др. Цель настоящей работы — анализ современных представлений об эволюции рудного вещества в породах и динамике стратиформного рудообразования. Такой анализ проведен главным образом на основании изучения черных сланцев.

Высокоуглеродистые металлоносные кремнистые, слюдяные и карбонатные сланцы представляют продукты катагенеза и метаморфизма морских осадков, сформировавшихся во вполне определенных литолого-фациальных условиях [15,, 17, 18]. Углеродистое вещество этих пород претерпело длительную эволюцию от биомолекул до биополимеров, хемофоссилий, геополимеров (керогенов, асфальтенов) и графитита, наблюдаемых в сланцах в основном в виде рассеянного органического вещества (РОВ). Последующее преобразование и перераспределение РОВ, в частности ОВ, обогащенного рудными микроэлементами, возможно на различных термодинамических уровнях эпигенеза; это предопределяет рассеяние рудной примеси или, наоборот, концентрирование ее с образованием рудных тел. Ниже на примере типичной для черных сланцев примеси урана мы рассмотрим главные тенденции перераспределения органического и рудного вещества как при эндогенных, так и экзогенных преобразованиях пород.

В процессах прогрессивного (регионального, локального динамотермального, контактового) метаморфизма уран мигрирует из зон с более напряженными *P-T*-параметрами в зоны с меньшими температурами и давлениями. При этом возникают стационарные потоки отторгаемых от пород воды, углекислоты и углеводородов, которые являются эффективными переносчиками освобожденной радиоактивной примеси. Так, при метаморфизме песчано-сланцевых образований от уровня зеленосланцевой фации до эпидот-амфиболитовой ступени или до контактовых роговиков горные породы отторгают от 2 до 3,5 тыс. т урана от каждого кубического километра. Однако в случае высокоуглеродистых осадков прохождение пород через подобный термодинамический рубеж (в тех же градиентных *P-T*-условиях) сопровождается освобождением до 9—11 тыс. т металла от каждого кубического километра горной массы [7].

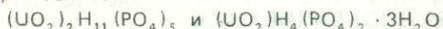
Повышенный выход рудной примеси в геохимическую миграцию именно из углеродистых сланцев вполне закономерен и объясняется рядом причин. Во-первых, РОВ пород — носитель повышенных количеств урана, что определяется как литолого-фациальным фактором, так и последующей эволюцией осадков. Среднефоновые содержания урана в черных сланцах в 2—5 раз выше, чем во многих других осадочных породах. Во-вторых, метаморфизируемые битумоиды являются источником дополнительных количеств воды и углекислоты — транспортеров урана. Переносчиками рудной примеси могут оказаться также определенные фракции углеводородов (УВ). В-третьих, связь металла с породообразующими минералами в черных сланцах относительно слабая. Нетрудно видеть, что в процессах метаморфической перекристаллизации в этих породах

закономерно возникают новые минеральные фазы со структурой, несходной со структурой примеси. Например, при метаморфизме водного фосфата железа, образовавшегося на уровне диагенеза и раннего катагенеза, до апатита или карбонатапатита, являющихся типичными минералами углеродистых осадков зеленосланцевой и амфиболитовой ступеней, изоструктурная с вивианитом примесь водного фосфата уранила оказывается вне решетки новой кристаллической постройки:



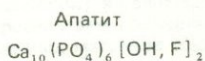
Моноклиальная сингония

$$\begin{aligned} a &\approx 10,04 \text{ \AA} \\ b &\approx 13,39 \text{ \AA} \\ c &\approx 4,69 \text{ \AA} \\ \beta &\approx 104^\circ 18' \end{aligned}$$



Моноклиальная сингония

$$\begin{aligned} a &= 10,83 \text{ и } 10,83 \text{ \AA} \\ b &= 13,94 \text{ и } 13,92 \text{ \AA} \\ c &= 7,47 \text{ и } 7,48 \text{ \AA} \\ \beta &= 105^\circ 44' \text{ и } 105^\circ 45' \end{aligned}$$



Гексагональная сингония

$$\begin{aligned} a &= 9,36\text{--}9,52 \text{ \AA} \\ c &= 6,85\text{--}6,88 \text{ \AA} \end{aligned}$$

Близость параметров элементарной ячейки вивианита и уранилфосфатов определяет возможности широкого структурного изоморфизма этих соединений. Однако твердых растворов соединений уранила с апатитом образоваться не может¹. Такой уран локализуется на поверхности кристаллов, в интерстициях и может легко мобилизоваться фильтрующимися растворами.

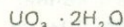
Присутствие урана в структуре геополимеров в настоящее время не выяснено. Предполагаются и поверхностные электростатические связи рудной примеси с органическим веществом, и глубинные химические [4, 11, 19]. Как и в предыдущем примере с водным фосфатом железа, в случае образования кристаллических УВ могут возникать твердые растворы ОВ с водной трехокисью урана. При полиморфизме кертизита, а также его метаморфизме до графитита или графита новые структурные постройки не могут вместить рудную примесь, обеспечивая этим возможность ее перераспределения:

Кертизит



Ромбическая сингония

$$\begin{aligned} a &= 11,19\text{--}11,22 \text{ \AA} \\ b &= 19,66\text{--}19,76 \text{ \AA} \\ c &= 7,46\text{--}7,55 \text{ \AA} \end{aligned}$$



Ромбическая сингония

$$\begin{aligned} a &= 11,46 \text{ \AA} \\ b &= 15,20 \text{ \AA} \\ c &= 7,17 \text{ \AA} \end{aligned}$$

Графит



Гексагональная сингония

$$\begin{aligned} a &= 2,46 \text{ \AA} \\ c &= 6,70 \text{ \AA} \end{aligned}$$

Приведенные примеры иллюстрируют тезис о том, что в результате процессов прогрессивного метаморфизма, особенно в высокоуглеродистых породах, заключенные в осадках микроэлементы переводятся на поверхность кристаллов, предопределяя, таким образом, возможность последующей рудной миграции.

Отторгаемая рудная микропримесь при региональном метаморфизме черных сланцев вместе с УВ и углекислотой рассеивается в вышележащие оболочки земной коры. В условиях локальной метаморфической модели, например в экзоконтакте интрузий, воз-

¹ При одновременном протекании с реакциями перекристаллизации также и процессов восстановления образующийся малоразмерный ион четырехвалентного урана может изоморфно входить в решетку апатита. Кроме того, возможно образование фосфата четырехвалентного урана — нингиоита: $\text{CaU}(\text{PO}_4)_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$.

можно геометрически точно определить и объем пород, потерявших рудный компонент, и породы внешнего экзоконтакта, в которых эта отторгнутая при ороговиковании сланцев примесь была задержана [6]. Возникает пригранитная зона, обедненная ураном, и зона ослабленного контактового метаморфизма, обогащенная радиоактивной примесью относительно региональных геохимических фонов. Характерная особенность такого перераспределения — изменение формы нахождения рудной примеси в породе.

Развитие метода осколковой радиографии [20] позволило перейти к количественному анализу фазового распределения рудного микрокомпонента без разрушения минералов породы и без изменения их естественных взаимоотношений (в шлифе). Применение этого вида исследований к анализу локальной метаморфической модели позволило расшифровать динамику перераспределения рудного вещества в сланцах в условиях развития более поздней активизации района.

Диопириновые граниты верхнего карбона прорывают верхнерифейскую толщу углеродисто-кремнистых и углисто-кварц-серцитовых сланцев, чередующихся с битуминозными доломитами. Кремнистые сланцы в зоне внутреннего экзоконтакта интенсивно ороговикованы и потеряли значительную часть своего РОВ. Алюмосиликатные породы этой зоны представлены роговиками и сланцами с пятнисто-узловой текстурой (ассоциация кварц—биотит—кордиерит—андалузит). Карбонатные породы скарнированы. Во внешнем экзоконтакте (0,5—1,2 км по нормали к кровле гранита) кремнистые сланцы метаморфических изменений не обнаруживают, алюмосиликатные породы несут рассеянную вкрапленность андалузита ("пятнистые" сланцы), а доломиты содержат новообразованные тремолита и эпидота. Впрочем, последние наблюдаются только около межпластовых срывов на контакте карбонатных пород с кремнистыми сланцами.

Средние концентрации урана в углеродисто-кремнистых и чередующихся с ними слюдистых и карбонатных сланцах, метаморфизованных регионально, колеблются от 5 до $8 \cdot 10^{-4}$ %. В зоне внутреннего экзоконтакта явления ороговикования на прогрессивной линии контактового метаморфизма сопровождаются интенсивным разрушением ОВ сланцев, часть которого в виде миграционноспособных битумоидов перераспределяется в дальний (внешний) экзоконтакт, а часть окисляется до CO_2 и в виде водноуглекислых растворов перемещается в том же направлении. Среднефоновые концентрации урана во внутренней зоне метаморфизма снижаются при этом до $(1-3) \cdot 10^{-4}$ %, а во внешнем экзоконтакте возрастают до $(10-15) \cdot 10^{-4}$ %. Таким образом, в ходе метаморфического перераспределения рудной примеси во внешнем экзоконтакте в черных сланцах возникают избыточные (надкларковые) концентрации урана.

Методом осколковой радиографии установлена значительная неравномерность распределения урана в таких породах¹. Как в углеродисто-кремнистых сланцах (табл. 1, А, строка 1), так и в чередующихся с ними битуминозных доломитах внешнего экзоконтакта (табл. 1, Б, строка 1) валовые концентрации урана представляют средние характеристики, учитывающие концентрации "фонового поля" (единичные, рассредоточенные в поле наблюдения треки осколков деления U^{235}) и "звезды" (группы треков, образующие характерные лучистые фигуры травления). Разрозненные треки соответствуют рассеянным фоновым концентрациям $4-6 \cdot 10^{-4}$ %, тогда как "звезды" фиксируют локальные участки надкларковых концентраций.

Рассмотрение соотношений между фоновой и локально концентрированной формой нахождения рудной примеси в кремнистых сланцах и доломитах зоны внешнего экзоконтакта позволяет видеть, что в "звездах" заключено от 60 до 70% всего урана породы. Последующее развитие в этих сланцах поздние и постметаморфические процессов, продуктами которых являются выделения радиоактивных битумов, а также гидротермальные и экзогенные прожилки (кальцитовые с настураном, глинисто-гидрогематитовые с карнотитом), приводит к значительному уменьшению доли урана в "звездах" (табл. 1, А, строка 2, и табл. 1, Б, строки 2—5). Такое наблюдение позволяет сделать вывод, что для образования радиоактивных выделений различной природы расходуется главным образом уран локально концентрированной формы. При этом объем, занимаемый "звездами", в позднеметаморфическом и гидротермальном процессах сокращается вдвое,

¹ Облучение препаратов тепловыми нейтронами проводилось при мощности потока $(2,2-4) \times 10^{16}$ н/см². Регистрация треков осколков индуцированного деления выполнена на лавсановых детекторах. Принятая нами при подсчете треков под микроскопом (при увеличении 320) единица площади лавсанового детектора — "счетная ячейка" — представляет квадрат со стороной 17,5 мк.

Таблица 1. Концентрация урана в углеродисто-кремнистых сланцах (А), в битуминозных доломитах (Б) внешнего экзоконтакта гранитной интрузии и в ороговикованных углеродисто-кремнистых сланцах (В)

Строка	Положение подсчетного участка относительно эпигенетических проявлений, для В — в зоне внутреннего экзоконтакта интрузии	Валовое содержание урана в породе, 10^{-4} %	Концентрация урана в различных формах нахождения, 10^{-4} %		Объемные соотношения в породе, %		Относительное количество урана породы в различных формах, %	
			"Звезды"	Фонное поле	"Звезды"	Фонное поле	"Звезды"	Фонное поле
А								
1	Неизменный участок (в удалении от новообразований)	14,73	27,99	6,25	39	61	74	26
2	На контакте с битумным прожилком	8,76	21,84	6,13	17	83	42	58
Б								
1	То же	10,49	21,62	5,95	29	71	58	42
2		8,53	20,20	6,25	15	85	36	64
3	Около битумного сгустка	8,86	25,87	5,33	13	87	43	57
4	Около прожилка кальцита	6,98	19,90	3,96	16	84	49	51
5	Около глинистого прожилка с гидроокислами железа	9,50	24,30	7,07	6	94	19	81
В								
1	Локальные участки, слабо ороговикованные (реститы)	2,64	15,80	2,26	3	97	16	84
2	Участки интенсивного ороговикования (в удалении от реститов)	1,68	11,61	1,40	2	98	13	87

Примечание. Число счетных ячеек в каждой строке — 400.

а в экзогенных процессах, наиболее полно мобилизующих рудную примесь породы, сокращается в 5—6 раз (табл. 1, Б, строка 5).

Анализ соотношения локально концентрированной и рассеянной форм рудной примеси в сланцах в зоне ближнего экзоконтакта интрузии (табл. 1, В) позволяет видеть, что как и около реликтовых участков слабо ороговикованных пород (реститов), так и в поле интенсивного ороговикования доля урана в "звездах" чрезвычайно мала. Об этом свидетельствует небольшое число локальных концентраций урана в роговиках и пониженные содержания в них исследуемой примеси. Контактный метаморфизм сланцев способствовал отторжению и перераспределению во внешнюю зону урана как в рассеянной форме, так и в концентрированной ("звезды"). Наконец, в регионально-метаморфизованных сланцах (за пределами влияния интрузии) на "звезды" приходится около 6% объема породы и около 94% на поле рассредоточенных концентраций.

Размер фигур травления треков деления (диаметр "звезд") как в кремнисто-слюдистых сланцах, так и в доломитах варьирует от 20 до 50 мкм, а густота распределения локальных концентраций для участков пород, неизмененных эпигенетическими процессами (удаленных от всякого рода прожилков), составляет 120—150 выделений на 1 мм^2 сечения вкрест сланцеватости образца. Если принять во внимание, что длина пробега α -частицы в лавсановой пленке не превышает 20 мкм, то реальный размер точечных радиоактивных выделений колеблется от единиц микрон до первых десятков микрон. Этот размер выделений и густота их распределения позволяют вычислить, что занимаемый ими объем составляет первые проценты от объема горной породы. Применительно к исследованным образцам суммарный минимальный объем локальных радиоактивных выделений составляет 0,6%, а максимальный — 24% от объема сланцев. Эти величины соответствуют справочным значениям эффективной пористости сланцев и доломитов [5, 10].

Сказанное позволяет предположить, что локальные сгустки урановой минерализации в исследованных сланцах отражают распределение в них микропор. При этом возможно как заполнение микропор урановыми соединениями, так и адсорбция микроколичеств урана на стенках пор. Аналитическое разделение метода осколковой радиографии не позволяет ответить на этот вопрос однозначно. Однако при любом варианте трактовки связи надкларковых концентраций рудной примеси с породой принципиально важным выводом исследования остается относительная легкость мобилизации такого урана в последующих (послеметаморфических) процессах.

Формирование надфоновых (промежуточных между кларковыми и рудными) концентраций примеси урана во вполне определенной зоне метаморфизма в форме, легко мобилизуемой в эпохи последующей активизации, определяет рудоподготовительную роль контактового метаморфизма.

Поведение урана при регрессивном метаморфизме черных сланцев может быть проиллюстрировано перераспределением радиоактивной микропримеси в системах продольных (межпластовых) нарушений в породах, хорошо изученных М.М. Адышевым. Тектонические срывы и зоны кливажа, возникающие на контактах пород, отличных по механическим свойствам (например, углеродисто-кремнистых и углистых или углеродисто-кремнистых и слюдяных сланцев нижнего кембрия), оказываются ареной интенсивного постметаморфического перераспределения вещества [6]. Такое перераспределение объясняется снижением в тектонически ослабленных зонах внешних параметров метаморфизма. Так, если по характеру ассоциаций породообразующих минералов вдали от таких зон (переходные условия равновесий цеолит + кварц/альбит ± кварц, а также смешаннослоистые гидрослюды/серицит + хлорит, отражающие смену условий глубокого катагенеза зеленосланцевой ступенью регионального метаморфизма) температуры минералообразования могут быть оценены в 350–450°С, а давление в первые килобары [13], то по данным декрипитации газожидких включений из кварцев и кальцитов, отлагающихся в пустотах межпластовых нарушений, температура в этих зонах снижается до 120–200°С. При этом давление, по-видимому, было близко гидростатическому (кварц и кальцит крустификационно выполняют открытые полости), т.е. значительно ниже давления периода регионального метаморфизма. Следовательно, предположение о регрессивном метаморфизме углеродисто-кремнистых и чередующихся с ними углистых и слюдяных сланцев в зонах межпластовых нарушений вполне обоснованно. Такие продольные структуры, являясь зонами пониженных температур и давлений, играли дренажную роль. По направлению к этим структурам происходило перемещение некоторых компонентов породы.

Рассеянное органическое вещество сланцев в зонах влияния межпластовых нарушений (в интервале 0–100 м в стороны от тектонических швов и открытых срывов) мобилизуется в сети тончайших прожилков, густота которых нарастает к осевым частям этих зон. Содержание $C_{орг}$ возрастает от 0,3–3% в неизменной породе до первых десятков процентов в призальбандовых участках сланцев, а валовое содержание урана увеличивается в 2–3 раза. При этом возрастает также неравномерность распределения радиоактивной примеси в породе. Так, за пределами влияния межпластовых нарушений среднее содержание урана в углеродисто-кремнистых сланцах составляет $4,7 \cdot 10^{-4}\%$, а в 100-метровой зоне влияния межпластовых нарушений — $8,6 \cdot 10^{-4}\%$. Дисперсия содержаний возрастает соответственно с 3,99 до 17,81 (табл. 2).

Исследование распределения концентраций на уровне осколковой радиографии¹ позволяет видеть, что при возникновении микропрожилков битумоидов происходит фракционирование рудной примеси между минеральной и органической составляющих породы в пользу второй. Концентрация урана в перераспределяемом ОБ по сравнению со средней величиной по породе возрастает на полпорядка, а в кремнистой и алюмосиликатной составляющих существенно снижается (до $0,5 \cdot 10^{-4}\%$ и менее). В призальбандовых участках сланцев около тектонических срывов, т.е. в участках, обогащенных битумами, концентрация примеси возрастает еще больше. В этих зонах возникают обогащенные металлами антраксолиты и кальциты.

Анализ стабильных изотопов углерода из органической массы зон межпластовых нарушений [9] показал, что по мере приближения к этим зонам ОБ относительно обогаща-

¹ Облучение проводилось при интегральном потоке нейтронов от $7 \cdot 10^{15}$ до $4 \cdot 10^{16}$ н/см².

Таблица 2. Среднефоновые концентрации урана (10^{-4} %) в углеродисто-кремнистых сланцах нижнекембрийского отдела

Группа опробования	Сечение опробования вкрест простираения полосы сланцев по долинам ручьев (с запада на восток)						Среднее по группе опробования
	Оттук	Малый Олджобай	Чон-Буркут	Восточный Музбулак	Туюк	Эчкили-таш	
В удалении от межпластовых нарушений	4,9 (11)	5,2 (15)	5,2 (11)	3,7 (5)	4,0 (31)	5,6 (9)	4,7 (82)
В зоне 0–100 м от межпластовых нарушений	3,87	3,02	5,08	3,07	4,27	3,98	3,99
	7,6 (4)	9,5 (3)	8,3 (10)	9,8 (3)			8,6 (20)
	13,90	9,69	16,46	35,67			17,81

Примечание. В числителе — среднефоновая концентрация; в скобках — число проб; в знаменателе — дисперсия концентраций.

ется изотопом C^{12} . Причина такого явления, по мнению Галимова, — существование внутримолекулярной изотопной неоднородности, при которой изотопно-тяжелый углерод (C^{13}) входит преимущественно в функциональные группы ОВ. Образующаяся при окислении ОВ сланцев углекислота наследует в первую очередь углерод карбоксильной группы, в силу чего обогащается тяжелым изотопом углерода, а остаточные битумоиды обедняются им, т.е. направленное уменьшение в ОВ показателя δC^{13} — признак развития в сланцах окислительных процессов. Такие представления не противоречат фактам нахождения в полостях межпластовых нарушений кальцитов с повышенными значениями δC^{13} , хотя количество выделяемой при окислении битумоидов углекислоты сколько-нибудь значительным быть не может. Основной ее источник для образования жильных кальцитов, несомненно, — рассеянное карбоксильное вещество сланцев.

Сопоставление этапов перераспределения урана в сланцах позволяет выделить главные ступени эволюции рудной микропримеси при регрессивном метаморфизме пород: предварительное концентрирование в битумах → перераспределение металлоносных битумоидов в направлении к тектоническим срывам зон межпластовых нарушений с обогащением рудной примесью призальбандовых пород этих зон и антраксолитов из самих нарушений → частичное разрушение (окисление) металлоносного ОВ с последующей карбонатной миграцией и осаждением рудного компонента. Учитывая, что протяженность таких зон достигает многих километров и десятков километров, можно предположить, что масштабы такого ступенчатого перераспределения микропримеси огромны. В них вовлекаются многие кубические километры горных пород, что определяет потенциальную значимость регрессивного метаморфизма для рудообразования. Как и для предыдущего примера (перераспределения микропримеси при контактовом метаморфизме), в конкретном случае также возникают промежуточные формы концентраций примеси между кларковыми и рудными в форме, легко мобилизуемой. Однако в конкретном примере это концентрации не в порах породы, а в микропрожилковых обособлениях битумоидов. Следовательно, понятие "рудоподготовительный процесс" применимо также и для случая регрессивного метаморфизма.

Породы, вовлеченные в рудоподготовительные процессы, представляют в дальнейшем арену для развития процессов рудообразования. Исследование стратиформного редкометального оруденения, сформировавшегося в межпластовых срывах на контакте битуминозных доломитов и углеродисто-кремнистых сланцев, позволило установить, что обломочный и жильный материал этих зон по крайней мере трижды претерпевал воздействие растворов той или иной природы [8]. Ранний (верхнепалеозойский) этап формирования рудных битумоидов в ассоциации с кварцем, апатитом и глинистым материалом (диккитом), отлагавшихся на фоне эпидота, тремолита и переотложенного доломита, протекал (по данным декрипитации газообразных включений) при температурах

370–400°С. По сути дела, это окончание метаморфогенного окологранитного перераспределения вещества, когда процессы прогрессивной линии контактового метаморфизма сменяются минералообразованием из горячих водных растворов.

В мезозое ассоциации раннего этапа претерпевают диафорез с замещением амфибола и карбонатов тальком, хлоритом (делесситом), глинистыми минералами. При этом концентрации радиоактивной микропримеси в битумоидах (по данным осколковой радиографии) с (50–200) · 10⁻⁴% снижаются до (10–12) · 10⁻⁴% и даже до 5,4 · 10⁻⁴%. Тальк, развивающийся в контурах зерен тремолита, наследует его радиоактивность. Однако тальк, образующий самостоятельные выделения, характеризуется очень низкой ураноносностью (2 · 10⁻⁴%). Содержание рудной примеси в хлоритах варьирует от 3,64 × 10⁻⁴% (в удалении от контакта его новообразований с высоко радиоактивными минералами) до 25,36 · 10⁻⁴% в ассоциации с окисляющимися битумоидами. Можно говорить о том, что в мезозое в целом происходило рассеяние рудных концентраций, первоначальное становление которых связано с позднеметаморфическим (гидротермальным) процессом верхнего палеозоя.

В неоген-четвертичное время, в эпоху новейшей тектонической активизации происходит подновление межпластовых нарушений с отложением кальцита, гидрослюд и гидроокислов железа, а позднее кварца. Палеотермические реконструкции по данным декрипитации включений позволяют считать температуру минералообразующего карбонатного раствора в начале этого этапа равной 125–140°С, а в конце (при отложении кварца) 70–80°С. Ураноносность гидрослюды и гидроокислов железа, отлагавшихся в тех же продольных зонах, что и метаморфогенные битумоиды, очень высокая — десятки и сотни граммов на 1 т. Однако к концу позднеогенового процесса концентрация урана в новообразованиях снижается и в поздних кварцах составляет 0,94 · 10⁻⁴%. Иными словами, как и на рубеже верхнего палеозоя и мезозоя, так и в позднеогеновое—раннечетвертичное время в межпластовых зонах черных сланцев явление повышения концентрации рудной примеси сменяется ее понижением, рудное концентрирование — рассеянием.

В современную эпоху в исследованном районе сформировался резко расчлененный рельеф. Сланцевая формация глубоко дренируется каньонами. Формируется современная гидродинамическая система с подтоком грунтовых вод к поверхности обнажений, наиболее контрастно проявляющаяся в тех же зонах межпластовых срывов. Возникает ассоциация глинистых минералов с гидрогематитом, гидрогетитом и лепидокрокитом, несущая обильные выделения урановых слюдок и уранил-силикатов. Современные экзогенные процессы предопределяют, с одной стороны, извлечение урана “звезд” (табл. 1, Б, строка 5), а с другой — разубоживают руды более ранних этапов. Преобладание для того или иного участка процессов рассеяния или концентрирования урана определяется особенностями современного рельефа дневной поверхности и тектоническим строением конкретного геологического блока, что в конечном счете определяет направление и масштабы водного переноса рудного вещества.

Многочисленное проявление процессов рудной мобилизации в одних и тех же структурах согласуется с данными радиографического исследования вмещающих пород (табл. 1, А, Б). Подвижный уран “звезд” активно мобилизуется в каждую из стадий рудоконцентрирования. При этом битуминозные доломиты, менее устойчивые в экзогенных условиях по сравнению с углеродисто-кремнистыми сланцами, благоприятны для перехода рудной примеси в состояние миграции на всех термодинамических уровнях, тогда как плотные породы освобождают примесь только в высокотемпературных обстановках.

Многоэтапность формирования оруденения в сланцах с неоднократной сменой процессов концентрации рудного вещества процессами рассеивания — характерная черта стратиформного рудообразования. Именно эта особенность послужила причиной появления многочисленных концепций о генезисе рудных месторождений в черных сланцах. При этом каждый из генетических терминов имел определенные основания и был справедлив для какого-то изучавшегося тем или иным геологом типа минерализации.

Рассмотренные на примере урана явления направленной миграции и перераспределения рудной примеси типичны для ряда других элементов, обогащающих черные сланцы. Так, ванадий, имея в природе валентности III, IV и V, активно участвует в процессах рассеяния и концентрации вместе с ураном. Как и радиоактивная примесь, ванадий обога-

щает микропрожилки ОВ метаморфогенного этапа, отлагается в водном карбонатном процессе в составе гидрослюд (роскозлит) и в виде монтрозеита ($[V, Fe]O \cdot OH$) совместно с гетитом. В экзогенных условиях образующиеся ванадат-ионы активно связывают уранил-ион в кислых, богатых кислородом водах: отлагаются карнотит и тюнмунит.

Аналогично ведут себя халькофилы. На ранних этапах рудного процесса отлагаются карбонаты и битумоиды с халькопиритом. Возможно выделение скрытокристаллической разновидности молибденита — иордизита. Однако чаще молибден обогащает ОВ в качестве рудной примеси. В экзогенных преобразованиях первичные рудные минералы черных сланцев окисляются, давая гамму силикатов, сульфатов, карбонатов, гидроксидов. В ассоциации с урано-ванадатами кристаллизуются хризоколла, малахит, бирюза, а в условиях резко аридного выветривания можно наблюдать ильзиманит — молибденовую синь.

Хром, подобно урану и ванадию, находится в природе в различных валентных состояниях (II, III, VI) и, следовательно, может участвовать в окислительно-восстановительных реакциях с участием ОВ. Кроме того, отмечаются общие его свойства с названными рудными элементами — способность легко гидролизываться, а значит, и участвовать в процессах адсорбции, в частности, на дисперсном ОВ, а также способность образовывать комплексные соединения с органическими лигандами. И хотя хром в черных сланцах рудообразующим компонентом не является, все сказанное определяет его индикаторную роль, его общие с ураном и ванадием тенденции в перераспределении при тектонической активизации геосинклинальных областей [6].

Суммируя изложенное выше, возможно выделить два главных аспекта проблемы осадочно-метаморфогенного рудообразования.

1. Непременное развитие рудоподготовительных процессов, включающих: а) явления "вскрытия" породообразующих минералов в отношении рассеянной в них примеси, т.е. перевода последней из глубин кристаллической решетки на поверхность минерального зерна; б) явления направленного перераспределения рассеянного рудного вещества из зон с более напряженными *P-T*-условиями к зонам разгрузки или за пределы аномально-теплого поля с формированием блоков пород, обогащенных рудной примесью; в) возникновение локальных рудных концентраций, промежуточных между кларковыми и рудными, в формах, легко мобилизуемых в периоды позднейшей активизации.

2. Многоэтапное проявление собственно рудного процесса, в котором явления концентрирования неоднократно сменяются явлениями рассеяния рудной примеси, что в конечном счете определяет глубокую эпигенетическую переработку сланцев и достаточно сложный минеральный состав руд. Эта особенность объясняет возникновение представлений о полигенности стратиформного рудообразования.

Обе стороны процесса (рудоподготовительные явления и рудоотложение) тесно связаны, и вторая не получает достаточно широкого развития, если не проявилась первая. Рассмотренные характерные черты рудообразования в сланцах относятся ко всем породам. Так, впервые идея рудоподготовки прозвучала в отношении вулканогенных пород на Всесоюзном радиохимическом совещании в Душанбе в 1975 г. [16] и получила дальнейшее развитие применительно к гнейсам и сланцам в работах Новосибирского совещания по генетическим моделям рудообразования [12].

Однако наиболее контрастно и наглядно явления рудоподготовки и рудного перераспределения проявлены именно в черных сланцах, что обоснованно позволяет считать эти породы эталонным объектом для развития новых представлений в теории рудообразования.

ЛИТЕРАТУРА

1. Адышев М.М. О стратиграфическом положении ванадиеносной углисто-кремнисто-сланцевой формации Тянь-Шаня. — Докл. АН СССР, 1964, т. 156, № 3, с. 543—546.
2. Адышев М.М. Металлогения метаморфических и осадочных толщ Тянь-Шаня. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Наука, 1970, т. 9, с. 72—80.
3. Альтгаузен М.Н. Причины возникновения эпох накопления редких металлов и фосфора в морских осадках нижнего палеозоя. М.: Госгеолтехиздат, 1956. 16 с.
4. Бергер И.А., Дюль Л. Органическая геохимия урана. — В кн.: Геология атомных сырьевых материалов. М.: Госгеолтехиздат, 1956, с. 95—106.
5. Берч Ф.Р., Шерер Дж., Спайсер Г. Справочник для геологов по физическим константам. М.: Изд-во иностр. лит., 1949. 301 с.

6. *Ермолаев Н.П.* О генетических связях прогрессивного метаморфизма и рудообразования. — В кн.: *Метаморфогенное рудообразование раннего докембрия*. Апатиты: Кол. фил. АН СССР, 1980, с. 18—33.
7. *Ермолаев Н.П.* Радиоактивные элементы в процессах метаморфизма горных пород. — В кн.: *Проблемы радиогеологии*. М.: Энергоатомиздат, 1982, с. 78—96.
8. *Ермолаев Н.П., Коленцев В.В., Салазкин А.Н.* Перераспределение вещества при формировании стратиформного оруденения в метаморфических сланцах. — *Геология руд. месторождений*, 1981, т. 23, № 2, с. 86—96.
9. *Ермолаев Н.П., Черногорова С.М., Солодова Е.К.* Особенности перераспределения рудных микроэлементов кремнисто-сланцевых толщ при тектонической активизации геосинклинальных областей. — В кн.: *Геохимия платформенных и геосинклинальных осадочных пород и руд фанерозойского и верхнепротерозойского возраста: Тез. докл.* М.: ГЕОХИ АН СССР, 1980, с. 209—211.
10. *Любимов Н.И., Носенко Л.И.* Справочник по физико-механическим параметрам горных пород рудных районов. М.: Недра, 1978. 285 с.
11. *Манская С.М., Дроздова Т.В., Емельянова М.П.* Связывание урана гуминовыми кислотами и меланоидинами. — *Геохимия*, 1956, № 4, с. 10—23.
12. *Наумов Г.Б., Ермолаев Н.П., Моторина* и др. Геохимическая роль и место подготовительных процессов в моделях эпигенетического рудообразования. — В кн.: *Генетические модели рудообразования: Тез. докл.* Новосибирск: Наука, 1981, т. 1, с. 32—33.
13. *Перчук Л.Л.* Термодинамический режим глубинного петрогенеза. М.: Наука, 1973. 318 с.
14. *Сидоренко А.В.* Проблемы литологии докембрия и полезные ископаемые. — *Вестн. АН СССР. Сер. 4, Геология*, 1976, № 1, с. 113—126.
15. *Сидоренко Св.А., Созинов Н.А.* Рудоносность углеродистых формаций докембрия. — В кн.: *Тр. Междунар. семинара ООН по пробл. "Минеральные месторождения"*. М.: Наука, 1979, с. 5—9.
16. *Смыслов А.А., Тугаринов А.И., Ронов А.Б.* и др. Геохимическая зональность территории Советского Союза как результат направленной миграции радиоактивных элементов. — В кн.: *Радиоактивные элементы в геологических процессах: Тез. докл.* Душанбе, 1975, с. 3—4.
17. *Созинов Н.А.* О геохимических особенностях углеродисто-кремнистой формации. — *Литология и полез. ископаемые*, 1969, № 1, с. 78—92.
18. *Созинов Н.А.* О процессах рудообразования в формациях углеродистых сланцев. — В кн.: *Всесоюз. совещ. по геохимии углерода: Тез. докл.* М.: ГЕОХИ АН СССР, 1981, с. 114—116.
19. *Успенский В.А., Пеньков В.Ф.* Основные типы урансодержащих органических веществ в горных породах. — В кн.: *Радиоактивные элементы в горных породах*. Новосибирск: Наука, 1975, с. 63—67.
20. *Флеров Г.Н., Берзина И.Г.* Радиогрaфия минералов, горных пород и руд. М.: Атомиздат, 1979. 135 с.
21. *Schneiderhöhn H.* Erzführung und Gefüge des Mansfelder Kupferschiefers. — *Metall und Erz*, 1926, N 23, S. 143—146.

УДК 552.58+549.25

Г.П. БОНДАРЕНКО, Г.О. НЕЧИПОРЕНКО

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ ДАННЫЕ О ВЛИЯНИИ ПРИРОДНЫХ ОРГАНИЧЕСКИХ СОЕДИНЕНИЙ НА МИГРАЦИЮ И ФОРМУ ОСАЖДЕНИЯ СВИНЦА ИЗ МОРСКОЙ ВОДЫ

Выяснение условий и механизма образования осадочных руд цветных металлов — одна из важных проблем общей теории рудообразования. При этом важно выявить те процессы, которые дают наибольший количественный эффект и приводят к рудным концентрациям металлов в осадках. Помочь понять особенности миграции и концентрации металлов могут только эксперименты, и притом систематические, учитывающие влияние разных факторов на миграцию и осаждение этих элементов. Огромную роль в миграции и аккумуляции элементов в земной коре играют процессы комплексобразования. Именно этим обусловлен интерес к металлоорганическим комплексам. Критерием образования комплексов является их аномальная растворимость (как повышенная, так и пониженная). Многими экспериментаторами, в том числе и нами, было доказано, что подвижность металлов в растворах, полнота их осаждения, форма и состав продуктов осаждения зависят от многих факторов, и прежде всего от состава растворов и природы растворенного в них органического вещества (ОВ).

В предлагаемой работе на основании проведенных экспериментов продемонстрировано резкое изменение миграционной способности свинца под влиянием гуминовых кислот (ГК) в морской воде разной степени солености и пересыщенности по карбонату;

Таблица 1. Результаты анализа жидких фаз опытов 716–720 (Система: $\text{PbSO}_4 - \text{H}_2\text{SO}_4 (\text{NaHCO}_3)$ – морская вода нормальной солености)

№№ опы-та	$\text{HCO}_3^- / \text{CO}_3^{2-}$ в пе-ресе-чете на HCO_3^- , ммоль/л	Вы-держ-ка сут	pH	Eh, мВ	Pb^{2+}		Ca^{2+}		Mg^{2+}	
					мг/л	$n \cdot 10^{-6}$, моль/л	мг/л	$n \cdot 10^{-3}$, моль/л	г/л	$n \cdot 10^{-2}$, моль/л
716	4,4	0	7,18	440	25,20	121,0	248,50	6,21	1,29	5,37
		30	7,82	425	0,45	2,20	240,50	6,00	1,29	5,37
		60	7,82	405	0,44	2,09	242,5	6,00	1,29	5,37
		150	7,92	401	0,41	1,98	212,5	5,30	1,29	5,37
		180	8,00	401	0,41	1,98	212,5	5,30	1,29	5,37
		330	8,01	403	0,41	1,98	212,5	5,20	1,29	5,37
717	7,74	0	7,78	425	25,20	121,0	248,50	6,21	1,29	5,37
		30	7,85	407	0,60	2,98	142,0	3,54	1,29	5,37
		60	7,85	401	0,55	2,70	142,0	3,54	1,29	5,37
		150	8,00	401	0,55	2,70	130,0	3,21	1,29	5,37
		180	8,00	401	0,40	1,98	130,0	3,21	1,29	5,37
		330	8,00	401	0,36	1,70	130,0	3,21	1,29	5,37
718	18,4	0	8,08	430	25,20	121,0	248,50	6,21	1,29	5,37
		30	8,40	419	0,25	1,21	12,00	0,30	1,29	5,37
		60	8,40	387	0,15	0,77	12,00	0,30	1,29	5,37
		150	8,35	387	0,10	0,50	12,00	0,30	1,29	5,37
		180	8,35	380	0,10	0,50	10,00	0,25	1,29	5,37
		330	8,35	380	0,10	0,50	10,00	0,25	1,29	5,37
719	49,3	0	8,40	400	25,20	121,0	248,50	6,21	1,29	5,37
		30	8,50	387	0,12	0,55	12,00	0,30	1,29	5,37
		60	8,40	387	0,12	0,55	10,00	0,25	1,29	5,37
		150	8,70	370	0,08	0,41	10,00	0,25	1,29	5,37
		180	8,70	370	0,08	0,41	10,00	0,25	1,29	5,37
		330	8,70	370	0,06	0,32	10,00	0,25	1,29	5,37
720	114	0	8,78	387	25,20	121,0	248,50	6,21	1,29	5,37
		30	8,40	375	0,12	0,55	8,0	0,20	0,93	3,87
		60	8,90	375	0,03	0,16	8,0	0,20	0,78	3,25
		150	8,90	370	0,03	0,16	8,0	0,20	0,40	1,66
		180	8,70	370	0,03	0,16	8,0	0,20	0,31	1,29
		330	8,70	370	0,03	0,16	8,0	0,20	0,31	1,29

показано влияние ГК на скорость и форму осаждения свинца и карбонатов кальция и магния.

Методика исследований. Опыты были поставлены при комнатной температуре и атмосферном давлении; растворы контактировали с кислородом и углекислотой атмосферы. В качестве исходных использовались растворы сернокислого свинца (концентрация свинца 25,2 мг/л) и растворы, содержащие подвижные комплексы свинца с ГК (концентрация свинца 25,2 мг/л, концентрация ГК 0,01%). Были поставлены серии опытов на фоне морской воды различной солености и карбонатности. Подробно методика исследований рассмотрена нами в ранее опубликованной работе [2]. Системы ставились на длительную выдержку (330 сут) до достижения относительно равновесного состояния между жидкостями и осадками. Периодически проводился анализ жидких и твердых фаз.

Результаты исследований. Опыты по изучению системы $\text{PbSO}_4 - \text{H}_2\text{SO}_4 (\text{NaHCO}_3)$ – морская вода нормальной солености были поставлены в интервалах pH 7,18–8,78 с исходной концентрацией HCO_3^- от 4,4 до 114 ммоль/л (табл. 1).

В морской воде в присутствии большого количества HCO_3^- происходит быстрое (в течение двух недель) осаждение свинца из раствора во всем исследуемом интервале значений pH (рис. 1, кривая 1). Максимальные количества свинца в растворах содержатся в опытах с небольшой исходной концентрацией HCO_3^- 4,4–7,7 ммоль/л. Как известно, свободных ионов свинца в морской воде меньше, чем комплексных, в $10^{1,3}$ раза [4]. Наибольшее значение в морской воде имеют хлоридные и гидроксоком-

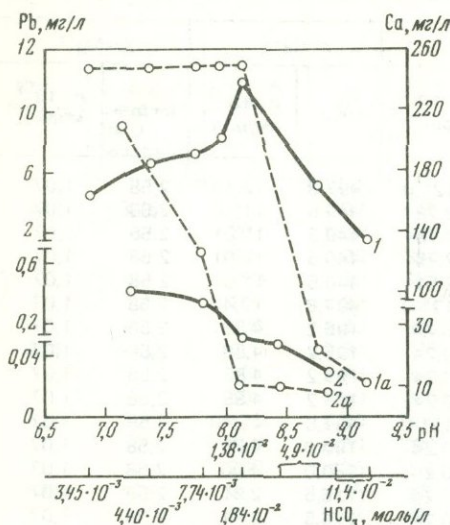
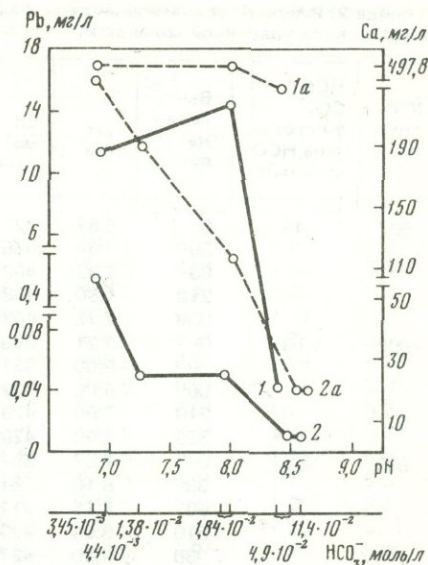


Рис. 1. Кривые осаждения свинца и кальция из морской воды нормальной солёности
 1 — свинец, 1а — кальций, система: свинецгуминовые комплексы — H_2SO_4 ($NaHCO_3$) — морская вода нормальной солёности; 2 — свинец, 2а — кальций, система: $PbSO_4$ — H_2SO_4 ($NaHCO_3$) — морская вода нормальной солёности

Рис. 2. Кривые осаждения свинца и кальция из морской воды удвоенной солёности
 1 — свинец, 1а — кальций, система: свинецгуминовые комплексы — H_2SO_4 ($NaHCO_3$) — морская вода удвоенной солёности; 2 — свинец, 2а — кальций, система: $PbSO_4$ — H_2SO_4 ($NaHCO_3$) — морская вода удвоенной солёности



плексы. При избытке в исследуемых системах ионов HCO_3^- возрастает и роль бикарбонатных комплексов свинца. Осадки из этих опытов представлены гидроцерусситом и арагонитом. Максимум осаждения свинца наблюдается в опытах, где исходная концентрация HCO_3^- была очень высокой $> 18,4$ ммоль/л. Здесь содержание свинца в растворе падает до значений $0,1-0,03$ мг/л, т. е. намного ниже предела, соответствующего растворимости гидроцеруссита в морской воде. Это связано с появлением в осадке больших количеств карбонатов кальция. В этих опытах практически весь кальций переходит в осадок (рис. 1, кривая 2а). Исследование осадка показало, что только незначительная часть осевшего свинца образует самостоятельный минерал — гидроцеруссит, большее же его количество соосаждается с выпадающими карбонатами кальция (арAGONИТОМ и моногидрокарбонатом), а в опыте 720 (табл. 1) и с протодоломитом.

Данные химического и рентгенового анализа позволяют предположить, что часть свинца входит в состав карбонатов в виде изоморфной примеси, а часть — в виде включений собственного минерала — гидроцеруссита.

В сильнощелочной среде при концентрации $HCO_3^- = 114$ ммоль/л присутствие свинца в растворе оказывает влияние на минералогический состав осадка. Почти одновременно с карбонатами кальция выпадают высокомагнезиальные кальциты состава доломита. И только после этого выпадает гидрокарбонат магния — гидромагнезит. Большая часть свинца из раствора соосаждается с арагонитом и $Ca-Mg$ карбонатами. На данном этапе исследования форму вхождения и тип связи установить не удалось.

В серии опытов по изучению системы $PbSO_4-H_2SO_4(NaHCO_3)$ — морская вода удвоенной солёности (табл. 1, 2, рис. 1, 2) в интервале исходных $pH = 7,2-8,4$ (концентрация $HCO_3^- = 13,8-114$ ммоль/л) осаждение свинца протекает полнее, чем на фоне морской воды нормальной солёности. На снижение остаточных концентраций свинца сильное влияние оказывает соосаждение свинца с карбонатами кальция и магния в связи с увеличением их количества, перешедших в осадок (рис. 2, кривая 2а). При $pH = 6,87-7,87$ (концентрация $HCO_3^- \approx 3,45-18,4$ ммоль/л) под микроскопом минеральные формы свинца не обнаруживаются, а в осадке присутствует только арагонит.

Таблица 2. Результаты анализа жидких фаз опытов 607–611 (Система: $\text{PbSO}_4\text{--H}_2\text{SO}_4\text{(NaHCO}_3\text{)}$ – морская вода удвоенной солености)

№№ опыта	$\text{HCO}_3^-/\text{CO}_3^{2-}$ в пересчете на HCO_3^- , ммоль/л	Выдержка сут	pH	Eh, мВ	Pb^{+2}		Ca^{+2}		Mg^{+2}	
					мг/л	$n \cdot 10^{-6}$, моль/л	мг/л	$n \cdot 10^{-3}$, моль/л	г/л	$n \cdot 10^{-1}$, моль/л
607	3,45	0	6,87	421	25,20	121,0	497,8	12,40	2,58	1,07
		30	7,94	356	0,58	2,78	445,5	11,10	2,58	1,07
		60	7,92	408	0,57	2,78	440,5	11,01	2,58	1,07
		210	7,80	408	0,57	2,75	440,5	11,01	2,58	1,07
		330	7,76	408	0,52	2,51	440,5	11,01	2,58	1,07
608	13,8	0	7,21	363	25,20	121,0	497,8	12,40	2,58	1,07
		30	8,00	351	0,05	0,24	195,2	4,88	2,58	1,07
		60	8,00	422	0,05	0,24	195,2	4,88	2,58	1,07
		210	7,90	429	0,05	0,24	195,2	4,88	2,58	1,07
		330	7,90	429	0,05	0,24	195,2	4,88	2,58	1,07
609	18,4	0	7,87	357	25,20	121,0	497,8	12,40	2,58	1,07
		30	8,10	351	0,05	0,24	190,0	4,75	2,58	1,07
		60	8,15	411	0,05	0,24	160,0	4,00	2,58	1,07
		210	8,04	429	0,05	0,24	116,5	2,91	2,58	1,07
		330	8,00	427	0,05	0,24	116,5	2,91	2,58	1,07
610	49,3	0	8,40	356	25,20	121,0	497,8	12,40	2,58	1,07
		30	8,80	311	0,01	0,04	160,0	4,00	2,24	0,93
		60	8,85	346	0,01	0,04	130,0	3,25	2,02	0,84
		210	8,70	414	0,01	0,04	60,0	1,50	2,00	0,83
		330	8,65	405	0,01	0,04	10,0	0,25	1,90	0,79
611	114	0	8,44	336	25,20	121,0	497,8	12,40	2,58	1,07
		30	8,85	298	0,01	0,04	60,0	1,50	2,04	0,85
		60	8,75	338	0,01	0,04	10,0	0,25	1,22	0,51
		210	8,80	405	0,01	0,04	10,0	0,25	1,00	0,42
		330	8,80	400	0,01	0,04	10,0	0,25	0,90	0,37

Расчеты показали, что ионное произведение CaCO_3 (при этих значениях) составляет величину, намного превышающую произведение растворимости CaCO_3 для данных растворов. Этим объясняется образование свинецсодержащего арагонита [4]. Часть свинца входит в арагонит в виде изоморфной примеси, а часть, как показали исследования в просвечивающем электронном микроскопе, в виде очень мелких включений феррусита. В случае пересыщения раствора по CaCO_3 (pH = 8,4–8,44, концентрация $\text{HCO}_3^- = 49\text{--}114$ ммоль/л), кроме свинецсодержащего арагонита, в осадке появляется чистый арагонит, а также высокомагнезиальные кальциты с содержанием MgCO_3 до 35 мол.%; намного позднее осаждается гидромагnezит.

Как видно из табл. 2, практически весь кальций и большая часть магния переходят в осадок в этих опытах. Соосаждение свинца с выпадающими карбонатами кальция и магния вызывает резкое падение остаточных концентраций свинца в растворе (до 0,01 мг/л в первые 30 сут выдержки опытов). Химический анализ показал, что свинец рассеян в карбонатах (содержание его составляет ~1%).

Привлекает внимание образование в данных системах высокомагнезиальных кальцитов. Отметим, что в аналогичных системах, но с солями меди и цинка, кальций и магний переходят в осадок только в форме моногидрокальцита и гидромагnezита. В чистых системах, без примесей металлов, в осадках образуются низкомагнезиальные кальциты и арагонит. Возможно, присутствие свинца в морской воде важно при образовании в осадке высокомагнезиальных кальцитов.

Нашими предыдущими работами [2, 4] было доказано, что свинец в фазе раствора природных вод, в том числе и морских с невысокой карбонатностью ($10^{2,61}$ моль/л), переносится в форме комплексных соединений с ГК. Но в отличие от пресных вод растворимость этих соединений в морской воде при невысокой карбонатности растворов падает из-за коагулирующего действия электролитов. Однако, как показали наши

Таблица 3. Результаты анализа жидких фаз опытов 633–639 (Система: свинецгуминовые комплексы – H_2SO_4 ($NaHCO_3$) – морская вода нормальной солености

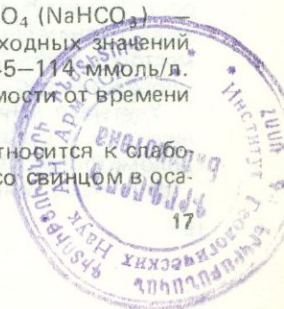
№№ опыта	HCO_3^- , CO_3^{2-} , в пере- счете на HCO_3^- , ммоль/л	Вы- держ- ка, сут	pH	Eh, мВ	Pb ⁺²		Ca ⁺²		Mg ⁺²	
					мг/л	$n \cdot 10^{-6}$ моль/л	мг/л	$n \cdot 10^{-3}$ моль/л	г/л	$n \cdot 10^{-2}$ моль/л
633	3,45	0	6,87	419	25,20	121,0	248,5	6,21	1,29	5,37
		30	8,24	390	4,60	22,20	248,5	6,21	1,29	5,37
		60	8,30	390	4,55	22,19	248,5	6,21	1,29	5,37
		150	8,20	382	4,55	22,19	248,5	6,21	1,29	5,37
		180	8,20	380	4,55	22,19	248,5	6,21	1,29	5,37
634	4,40	0	7,37	380	25,20	121,0	248,5	6,21	1,29	5,37
		30	7,90	390	10,00	48,20	248,5	6,21	1,29	5,37
		60	7,90	390	10,00	48,20	248,5	6,21	1,29	5,37
		150	8,20	380	7,08	34,40	248,5	6,21	1,29	5,37
		180	8,20	380	7,50	36,10	248,5	6,21	1,29	5,37
635	7,74	0	7,75	375	25,20	121,0	248,5	6,21	1,29	5,37
		30	8,02	380	12,00	55,80	248,5	6,21	1,29	5,37
		60	8,02	380	8,75	41,70	248,5	6,21	1,29	5,37
		150	8,35	390	8,75	41,70	248,5	6,21	1,29	5,37
		180	8,35	390	7,00	34,10	248,5	6,21	1,29	5,37
636	13,8	0	7,90	346	25,20	121,0	248,5	6,21	1,29	5,37
		30	7,84	393	11,70	55,80	248,5	6,21	1,29	5,37
		60	8,25	380	11,70	55,80	248,5	6,21	1,29	5,37
		150	8,60	378	10,90	52,21	248,5	6,21	1,29	5,37
		180	8,60	360	10,70	52,00	248,5	6,21	1,29	5,37
637	18,4	0	8,10	321	25,20	121,0	248,5	6,21	1,29	5,37
		30	8,36	390	20,00	96,50	248,5	6,21	1,29	5,37
		60	8,40	390	20,00	96,50	248,5	6,21	1,29	5,37
		150	8,60	360	17,70	85,00	248,5	6,21	1,29	5,37
		180	8,60	360	12,00	55,80	248,5	6,21	1,29	5,37
638	49	0	8,78	346	25,20	121,0	248,5	6,21	1,29	5,37
		30	9,08	359	15,00	72,30	200,0	5,00	0,99	4,12
		60	9,08	360	7,00	34,10	130,0	3,25	0,96	4,00
		150	8,88	360	7,00	34,10	100,0	2,50	0,96	4,00
		180	8,80	359	8,38	39,20	100,0	2,50	0,96	4,00
639	114	0	9,15	340	25,20	121,0	248,5	6,21	1,29	5,37
		30	8,96	375	15,00	72,30	240,0	6,00	1,05	4,37
		60	9,24	375	14,50	70,10	16,0	0,40	0,71	2,96
		150	9,15	355	5,80	28,00	10,0	0,25	0,31	1,29
		180	9,10	350	2,00	9,65	10,0	0,25	0,31	1,29
330	9,00	350	1,20	6,02	10,0	0,25	0,31	1,29		

исследования, добавление в морскую воду больших количеств $NaHCO_3$ увеличивает устойчивость ГК к коагулирующему действию ионов морской воды. Вероятно, это связано с увеличением степени дисперсности мицелл ГК.

Эксперименты с системой свинецгуминовые комплексы – H_2SO_4 ($NaHCO_3$) – морская вода нормальной солености были проведены в интервалах исходных значений pH = 6,87–9,15. Исходные концентрации HCO_3^- брались в пределах 3,45–114 ммоль/л. В табл. 3 приводятся результаты анализа жидких фаз опытов в зависимости от времени выдержки системы.

Начало разрушения растворимых свинецгуминовых комплексов относится к слабой кислой среде (pH=6,87, концентрации HCO_3^- = 3,45 ммоль/л). Вместе со свинцом в оса-

4427



док уходит ~ 50% ГК. Растворимость свинецгуминовых комплексов увеличивается с повышением карбонатности морской воды до 18,4 ммоль/л. Высокие содержания свинца в растворах этих опытов (7,5—11,7 мг/л) сохраняются в течение всего эксперимента (330 сут), указывая на большую устойчивость свинецгуминовых комплексов.

В сильнощелочных средах (рН = 8,78—9,15) при максимальной карбонатности раствора концентрация свинца в растворе понижается до 5—1,2, но по-прежнему остается высокой. Убыль концентрации связана с соосаждением свинецгуминовых комплексов с большим количеством выпадающих карбонатов. Около 60% ГК уходит в осадок.

Эффект комплексообразования можно приблизительно оценить, сравнив остаточные концентрации свинца в двух системах (рис. 1, кривые 1, 2). Присутствие растворимых свинецгуминовых комплексов ингибирует процесс осаждения свинца из морской воды разной степени карбонатности. Состав осадков отличается от полученных нами в аналогичных системах без ГК. Первоначальные продукты осаждения свинца представляют собой труднорастворимые гуматы свинца. Но со временем (через 2 месяца) происходит частичное разрушение свинецорганического комплекса. Свинец переходит в гидроцеруссит.

В сильнощелочных средах, пересыщенных по карбонату, свинец не образует собственных минералов. Часть металла по-прежнему осаждается в форме труднорастворимых гуматов; кристаллизация минералов свинца из них не происходит на протяжении всего эксперимента; часть свинца в виде гуматов соосаждается с выпадающими карбонатами. Присутствие органических лигандов в значительной степени сказывается и на скорости образования карбонатных осадков.

Учитывая, что свинецгуминовые комплексы обладают некоторой остаточной емкостью катионного поглощения за счет остающихся свободными карбоксильных и фенолгидроксильных групп, не блокированных металлом, они могут вступать в обменные реакции с катионами Na, Ca, Mg.

Способность ГК удерживать в растворе кальций и магний была подтверждена в работах целого ряда исследователей [3, 5, 8]. По данным, взятым из работы [6], для ГК больше характерно комплексообразование с кальцием, чем с магнием.

В результате комплексообразования активность кальция в растворе снижается, что приводит к замедлению процесса осаждения кальция из раствора (рис. 1, кривая 1а) и формированию определенного типа осадка.

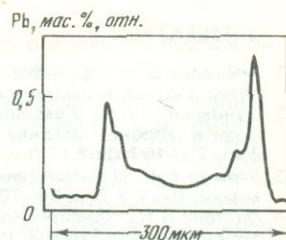
При низкой карбонатности раствора (концентрация $\text{HCO}_3^- \approx 3,45 \cdot 10^{-2} - 1,84 \times 10^{-2}$ моль/л) на протяжении всего эксперимента (330 сут) не происходит осаждения карбоната кальция. В аналогичных системах без ГК осаждается от 20 до 90% от исходного содержания кальция. При повышении карбонатности морской воды (концентрация HCO_3^- до $4,9 \cdot 10^{-2}$ моль/л) скорость осаждения сильно замедляется. Осаждение карбоната кальция начинается на 14-е сутки, а заканчивается через три месяца. Замедление скорости осаждения приводит к образованию в осадке метастабильной фазы — моногидрокальцита и высокомагнезиальных кальцитов состава доломита (протодоломита). В опытах с исходной концентрацией $\text{HCO}_3^- = 114$ ммоль/л скорость осаждения кальция замедлена только на начальных этапах процессах. С аналогичной скоростью протекает и осаждение магния.

Исследование карбонатных осадков показало, что часть свинца соосаждается с моногидрокальцитом, часть с протодоломитом. По данным микронзондирования значительная часть свинца (0,8 мас.%) (рис. 3) приходится на периферическую зону сферолитов моногидрокальцита. Химический анализ показал, что протодоломиты содержат ~ 2% свинца. Предполагается, что свинец соосаждается с моногидрокальцитом и протодоломитом в форме гуматов. В отличие от аналогичных систем без ГК в данных системах расширяется диапазон условий, при которых может существовать протодоломит и увеличивается количество его в осадке, что определенно указывает на катализирующую роль свинецгуминовых комплексов в формировании протодоломита. Этот факт заслуживает внимания. Если учесть, что во многих стратиформных свинцово-цинковых месторождениях сингенетичные рудные концентрации свинца обнаруживают четкую коррелятивную связь с доломитами, обогащенными органическим веществом [1].

Учитывая данные экспериментов, можно предположить, что свинец (в виде неорганических и органических соединений) оказывает каталитическое действие на процесс доломитообразования.

В системе свинецгуминовые комплексы — H_2SO_4 (NaHCO_3) — морская вода удвоен-

Рис. 3. Профиль распределения концентраций свинца по сечению сферолита моногидрокальцита, полученного в системе с ГК в рентгеновских лучах K_{α} . Увел. 250



ной солёности растворимые свинецгуминовые комплексы так же устойчивы, как и в морской воде нормальной солёности, за исключением системы, сильнопересыщенной по карбонату ($pH = 8,3$, концентрация $HCO_3^- = 49$ ммоль/л); табл. 4, рис. 2, кривая 1). Здесь минимальные содержания свинца падают до значений $0,04$ мг/л, т. е. аналогичны системам без гуминовых кислот. Это свидетельствует не только о гидролизе растворимых свинецгуминовых комплексов, но и о соосаждении свинца с большим количеством выпадающих карбонатов. Как и в аналогичных системах, на фоне морской воды нормальной солёности ГК удерживают выпадение карбоната кальция из раствора, повышая устойчивость даже пересыщенных по карбонату растворов (рис. 2, кривая 1а).

После достижения значительного пересыщения (концентрация $HCO_3^- = 49$ ммоль/л) кальций, а вместе с ним и магний переходят в осадок; при этом в осадок увлекаются и свинецгуминовые комплексы. Продукты осаждения представлены труднорастворимыми гуматами ($pH = 6,88-8,05$), из которых со временем кристаллизуется гидроцеруссит, и свинецсодержащими карбонатами кальция и магния ($pH = 8,3$). Кальций переходит в осадок в форме свинецсодержащего арагонита, а магний — в форме высокомагнезиальных кальцитов. В этих опытах образуются магнезиальные кальциты с содержанием $MgCO_3$ не выше 40 мол. %.

Таким образом, в зависимости от физико-химических параметров среды свинец образует устойчивые растворимые комплексы с ГК. В целом присутствие ГК в морской воде, насыщенной карбонатами, ингибирует процесс осаждения как свинца, так и кальция и тем самым влияет на форму их осаждения. Присутствие солей свинца и особенно свинецгуминовых комплексов оказывает каталитическое действие на процесс доломитообразования.

Таблица 4. Результаты анализа жидких фаз опытов 646—648 (Система: свинецгуминовые комплексы — H_2SO_4 ($NaHCO_3$) — морская вода удвоенной солёности)

№№ опыта	HCO_3^- / CO_3^{2-} в пересчете на HCO_3^- , ммоль/л	Выдержка, сут	pH	Eh, мВ	Pb^{+2}		Ca^{+2}		Mg^{+2}	
					мг/л	$n \cdot 10^{-6}$, моль/л	мг/л	$n \cdot 10^{-3}$, моль/л	г/л	$n \cdot 10^{-1}$, моль/л
646	4,4	0	6,88	391	25,20	121,0	497,8	12,44	2,58	1,07
		30	8,40	423	10,00	48,30	497,8	12,44	2,58	1,07
		60	8,16	387	8,70	42,00	497,8	12,44	2,58	1,07
		180	8,18	412	11,50	55,10	497,8	12,44	2,58	1,07
		330	8,20	411	11,50	55,10	497,8	12,44	2,58	1,07
647	18,4	0	8,05	379	25,20	121,0	497,8	12,44	2,58	1,07
		30	8,56	403	14,30	68,90	497,8	12,44	2,58	1,07
		60	8,50	401	14,30	68,90	497,8	12,44	2,58	1,07
		180	8,54	401	14,60	70,80	497,8	12,44	2,58	1,07
		330	8,60	401	14,30	68,90	497,8	12,44	2,58	1,07
648	49	0	8,30	371	25,20	121,0	497,8	12,44	2,58	1,07
		30	8,56	375	1,10	5,31	221,0	5,50	1,80	0,75
		60	8,60	385	0,04	1,98	220,0	5,50	1,80	0,75
		180	8,62	396	0,04	1,98	220,0	5,50	1,40	0,58
		330	8,62	400	0,04	1,98	220,0	5,50	1,40	0,58

ЛИТЕРАТУРА

1. Алексеев Д.Н. Стратиформное свинцово-цинковое оруденение Забайкалья и Прибайкалья. — Литология и полез. ископаемые, 1975, № 5, с. 93—102.
2. Бондаренко Г.П., Ермилов В.В., Нечипоренко Г.О. Роль гуминовых кислот в процессе накопления меди в морских осадках. — В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Наука, 1981, вып. 7, с. 197—207.
3. Варшал Г.М. О состоянии минеральных компонентов в поверхностных водах. — Проблемы аналит. химии, 1977, т. 5, с. 94—107.
4. Листова Л.П., Бондаренко Г.П. Осаждение и дифференциация Cu, Pb и Zn в условиях зоны осадкообразования. М.: Недра, 1978. 95 с.
5. Созинов Н.А. О процессах рудообразования в формациях углеродистых сланцев. — В кн.: Тез. Всесоюз. совещ. по геохимии углерода. М.: Наука, 1981, с. 114—116.
6. Fergusson J., Bubela B., Danies P. Synthesis and possible mechanism of formation of radial carbonate ooids. — Chem. Geol., 1978, vol. 22, N 4, p. 285—308.
7. Nissenbaum A., Swain G. Organic matter-metal interactions in recent sediments the role of himic substances. — Geochim. et cosmochim. acta, 1976, vol. 40, p. 809—816.
8. Shapiro J. Yellow acid-cation complexes in lake waters. — Science, 1958, vol. 127, p. 702.

УДК 551.464.38

Е.А. ПАШКОВА

МЕДЬ, СВИНЕЦ И ЦИНК В КАРБОНАТНОЙ СИСТЕМЕ МОРСКОЙ ВОДЫ (по экспериментальным данным)

В ряду углеродистых образований, распространенных в докембрийских метаморфизованных толщах, как особый формационный тип выделен карбонатно-углеродистый [7]. Изучение литологии и металлогении формаций этого типа невозможно без изучения геохимии процессов первичного осадконакопления, а в их числе — морского карбонатобразования. О том, что карбонаты способны к аккумуляции таких рудных элементов, как медь, свинец и цинк, может свидетельствовать пространственная связь ряда рудных полей стратиформных месторождений меди и полиметаллов с морскими карбонатными и терригенно-карбонатными формациями, а также обогащенность карбонатного вещества осадков этими элементами. Так, проведенные Я.Э. Юдовичем расчеты коэффициентов распределения химических элементов между морской водой и карбонатным веществом осадков показали, что карбонатное вещество аккумулирует медь, свинец и цинк из морской воды, причем медь в меньшей степени (она относится к группе недискриминируемых элементов), свинец и цинк — в значительно большей (группа явно аккумулируемых элементов) [9].

В числе важнейших вопросов природы накопления меди, свинца и цинка в карбонатных осадках оказываются, таким образом, не только формационные и фациальные признаки, но и физико-химическая оценка возможностей миграции или аккумуляции этих металлов в морской воде в присутствии осаждающегося из нее карбоната и, что важно подчеркнуть, в присутствии органического вещества (ОВ), роли которого в геохимии металлов в последнее время уделяется большое внимание.

В данной работе рассматривается только химический аспект сложного процесса осадкообразования.

В настоящее время накоплен ряд фактов, позволяющих осветить многие стороны взаимодействия меди, свинца и цинка и карбонатной системы природных вод. Так, установлено повышение растворимости соединений свинца [2, 6] и меди [8] при увеличении концентрации карбонатных ионов в растворе вследствие образования устойчивых комплексов металлов. Доказана способность всех трех металлов соосаждаться с карбонатом кальция и установлены закономерности соосаждения в растворах, которые содержат различные вещества, характерные для природных вод [1, 10, 11]. Однако проведенные экспериментальные исследования ограничены узким диапазоном условий изменения карбонатного равновесия. В качестве реагента-осадителя применяются сильные основания (NaOH , Na_2CO_3), мало характерные для природных сред. Ощущается недостаток экспериментов, которые могли бы характеризовать процессы, протекающие с участием Cu, Pb, Zn в такой сложной физико-химической системе, как морская вода. Мало исследовано влияние ОВ на эти процессы. Все это вызывает необходимость

в проведении дополнительного расширенного экспериментального изучения проблемы в условиях, приближенных к реальным природным.

В предлагаемой работе сделана попытка физико-химического моделирования природных процессов карбонатного осадкообразования, в которых участвуют как рудные элементы (Cu, Pb, Zn), так и ОВ. Моделирование осуществлялось при введении слабого основания — NaHCO_3 — в искусственную морскую воду, содержащую медь или свинец, или цинк в ионной форме или в составе растворимого комплексного соединения с одним из представителей ряда алифатических органических соединений, лимонной кислотой (вернее, цитратными ионами, поскольку в щелочной среде, характерной для морской воды, лимонная кислота ($\text{H}_3\text{C}_6\text{H}_5\text{O}_7$) сильно диссоциирует). Концентрация металлов в рассматриваемой системе составляет $n \cdot 10^{-4}$ моля, что на 1–2 порядка ниже концентрации больших катионов (Ca и Mg соответственно). Концентрация цитратных ионов на порядок ниже концентрации гидрокарбонат-иона и на 3 порядка ниже концентрации Cl -иона.

Расшифровка причин связи ряда природных концентраций полиметаллов с горизонтами доломитов представляет вопрос дальнейших исследований. В рамках настоящей работы рассматривается соосаждение только с кальцитовой молекулой.

Методика исследований. В искусственную "нормальную" морскую воду [3] соленостью 35‰, содержащую соль металла или его цитратные комплексы, вводили по каплям при тщательном перемешивании 1 н раствор NaHCO_3 . Исходные концентрации в растворе (в мг/л) Cu и Zn составляли 50, Pb — 25,2, Ca — 248,5, Mg — 1297, лимонной кислоты — 100. опыты проводились в интервале концентраций гидрокарбонат-иона: 2,4–114 мг-экв/л (нижний предел которого соответствует содержанию NaHCO_3 в "нормальной" морской воде) и значений $\text{pH} = 6 - 9$. Исходные значения pH регулировались добавлением небольших объемов 0,1 н растворов NaOH и H_2SO_4 .

Исследования велись при температуре 20–22°С и атмосферном давлении при контакте растворов с воздухом (через бумажный фильтр) до достижения состояния относительного равновесия между раствором и осадком. В качестве антисептика использовался тимол. В растворах периодически анализировалось содержание металлов, измерялись pH и Eh. В начале и конце опытов были определены концентрации меди и магния (трилонометрическим методом). Определение металлов проводилось колориметрически, дитизоновым методом (чувствительность — $n \cdot 10^{-5}\%$, точность — 5%), причем органические комплексы меди были предварительно разрушены выпариванием раствора досуха, затем обработкой осадка 30%-ной перекисью водорода, концентрированными соляной и азотной кислотами. Образовавшиеся осадки подвергались микроскопическому и рентгеноскопическому исследованию Г.О. Нечипоренко и Л.С. Травниковой.

Результаты экспериментального моделирования. В табл. 1–6 приведены: исходное содержание гидрокарбонат-иона, а также соотношение ионов CO_3^{2-} и HCO_3^- , рассчитанное из уравнения 2-й константы диссоциации угольной кислоты $K_{\text{HCO}_3^-} = 10^{-10,3}$ [4], из которого видно, что содержание иона HCO_3^- во всех опытах превышает содержание CO_3^{2-} , несмотря на увеличение последнего с ростом щелочности. При расчетах было принято, что общее количество карбонатных ионов в растворе обуславливается введением NaHCO_3 , концентрация же карбонатов, происходящая за счет поглощения углекислоты атмосферы, по сравнению с этим ничтожно мала и не учитывается.

Медь. 1. Система: CuSO_4 – NaHCO_3 — морская вода. Основные результаты исследований приведены в табл. 1. На рис. 1 (кривая 1) показана зависимость остаточных концентраций меди в растворе от концентрации гидрокарбоната.

Из данных табл. 1 видно, что при низкой концентрации гидрокарбоната (2,4–6,1 мг-экв/л) в пределах исходных значений $\text{pH} = 6,5 - 8$ медь практически полностью гидролизует, образуя основной хлорид — атакамит $\text{Cu}_4(\text{OH})_6\text{Cl}_2$. При содержании гидрокарбоната 2,4 мг-экв/л из раствора осаждается только медь, при незначительном повышении карбонатности до 3,8 и 6,1 мг-экв/л из морской воды осаждаются соответственно 7 и 40% кальция, поэтому в осадке наряду с атакамитом присутствует арагонит. Резкое повышение карбонатности до 22,4 мг-экв/л, а затем и до 114 мг-экв/л приводит к существенным изменениям в исследуемой системе. Остаточная концентрация меди увеличивается пропорционально росту содержания гидрокарбоната и в 100, а затем и в 300 раз превышает ее концентрацию при низкой карбонатности. Это происходит несмотря на высокую щелочную реакцию раствора ($\text{pH} = 8,34 - 9,1$), которая при

Таблица 1. Результаты опытов по осаждению меди, кальция и магния в системе $\text{CuSO}_4 - \text{NaHCO}_3 -$ морская вода

Концентрация HCO_3^- , мг-экв/л	$\text{CO}_3^{2-}/\text{HCO}_3^-$	рН, исходное равновесное	Равновесная* концентрация в растворе, мг/л			Осадок
			Cu	Ca	Mg	
2,4	$10^{-3,80}$	$\frac{6,50}{7,70}$	0,015	248,5	1297,0	Атакамит
3,8	$10^{-3,14}$	$\frac{7,16}{7,88}$	0,025	232,0	1297,0	Атакамит, арагонит (примесь)
6,1	$10^{-2,30}$	$\frac{8,00}{7,94}$	0,025	150,0	1297,0	Атакамит, арагонит
22,4	$10^{-1,96}$	$\frac{8,34}{8,76}$	2,06	28,0	1285,0	Моногидрокальцит, арагонит (примесь)
114,0	$10^{-1,20}$	$\frac{9,10}{9,20}$	6,0	6,0	460,0	Моногидрокальцит, несквегонит, гидромагнезит

* Имеется в виду относительное равновесие между раствором и осадком в момент достижения наиболее низких скоростей происходящих в системе реакций.

других условиях могла бы способствовать более полному гидролизу меди, что и наблюдалось при экспериментальных исследованиях гидролиза меди в морской воде [5]. Повышение концентрации меди в растворе объясняется, очевидно, возрастающей ролью ее карбонатных и гидроксокомплексов.

Высокая карбонатность раствора приводит к осаждению из морской воды 89–98% кальция, который образует уже не арагонит, а моногидрокальцит ($\text{CaCO}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$) — гидратированную разновидность кальцита. Появление в системе большого количества карбоната кальция, обладающего в момент выпадения огромной поверхностной активностью, приводит к созданию благоприятных условий для соосаждения с ним меди, и медь частично соосаждается с моногидрокальцитом.

При максимальной карбонатности раствора в 114 мг-экв/л после выпадения в осадок карбонатов кальция начинается осаждение карбонатов магния — несквегонита ($\text{MgCO}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$) и гидромагнезита ($\text{Mg}_4(\text{CO}_3)_3(\text{OH})_2 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$), сопровождающееся некоторым понижением концентрации меди в растворе (концентрация меди через 60 сут выдержки составляла 15 мг/л, через 180 сут и до конца опытов — 6 мг/л). Следовательно, небольшая часть меди соосаждается с карбонатами магния.

2. Система: цитратные комплексы меди — NaHCO_3 — морская вода. Основные результаты исследований см. на рис. 1 (кривая 2) и в табл. 2. В условиях низкой карбонатности раствора (2,4–6,1 мг-экв/л), когда, как отмечалось выше, медь почти полностью осаждается из морской воды в виде атакамита, введение в систему небольшого количества цитратных ионов приводит к повышению концентрации меди более чем в 1000 раз. Образование атакамита при этом не происходит; осадок представляет собой плохораскристаллизованную массу голубого цвета, химический состав которой близок к составу гидроокиси меди. Экспериментально установлена [12] способность свежееосажденной гидроокиси меди сорбировать лимонную кислоту, растворенную в морской воде, с образованием комплексов между минеральным и органическим компонентами. В соответствии с этим можно предположить, что кристаллизации атакамита препятствует образованию рентгеноаморфного осадка типа гидроокиси меди, в состав которого входят цитратные ионы.

В условиях высокой карбонатности (22,4–114 мг-экв/л) медь соосаждается с моногидрокальцитом, как и в системе без ОВ. Однако остаточные концентрации ее в растворе в 5–15 раз выше, т.е. цитратные ионы препятствуют соосаждению меди с карбонатом кальция.

Уровень карбонатности морской воды в системе с цитратами оказывает малое влияние на концентрацию меди, которая во всей серии опытов колеблется в пределах 27–34 мг/л. Очевидно, устойчивость цитратных комплексов меди мало изменяется в диапазоне рассматриваемых условий. Кальций также образует комплексы с цитратными

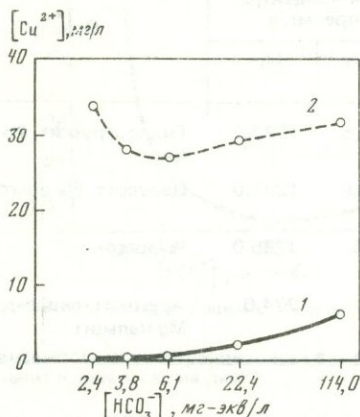


Рис. 1. Зависимость концентрации меди в растворе от содержания гидрокарбонат-иона
1 — в системе без ОВ; 2 — в присутствии цитратных ионов

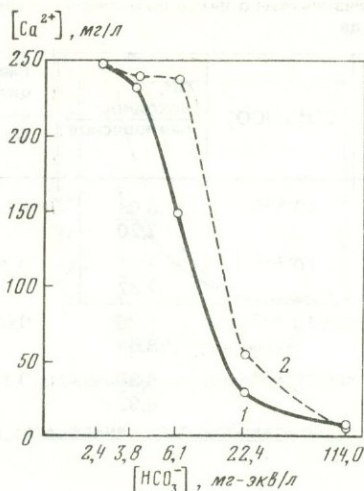


Рис. 2. Зависимость концентрации кальция в растворе от содержания гидрокарбонат-иона
Объяснение кривых см. на рис. 1

ионами в морской воде, что следует из повышения его концентраций в растворе в их присутствии (рис. 2). В отличие от цитратных комплексов меди устойчивость цитратных комплексов кальция понижается с повышением карбонатности раствора, а при самой высокой карбонатности его (114 мг-экв/л) цитратные ионы уже не препятствуют осаждению кальция. Присутствие цитратных ионов приводит к более полному осаждению магния, происходящему при максимальной карбонатности раствора.

Свинец. 1. Система: $PbSO_4 - NaHCO_3$ — морская вода. Основные результаты опытов представлены на рис. 3 и в табл. 3. В "нормальной" морской воде с содержанием гидрокарбоната 2,4 мг-экв/л при исходном pH раствора = 6,08 концентрация свинца в растворе наиболее высока в исследуемой системе. Свинец, осаждаясь, образует основной карбонат — гидроцеруссит $Pb_3(OH)_2(CO_3)_2$.

При незначительном повышении карбонатности раствора до 3,8 мг-экв/л, а pH до 7,21 концентрация свинца снижается почти втрое, карбонатный минерал свинца в этом случае

Таблица 2. Результаты опытов по осаждению меди, кальция и магния в системе: цитратные комплексы меди — $NaHCO_3$ — морская вода

Концентрация HCO_3^- , мг-экв/л	CO_3^{2-}/HCO_3^-	pH, исходное / равновесное	Равновесная концентрация в растворе, мг/л			Осадок
			Cu	Ca	Mg	
2,4	$10^{-4,80}$	5,50 / 7,35	34,0	248,5	1297,0	Нераскристаллизованный осадок
3,8	$10^{-3,21}$	7,09 / 7,96	28,0	240,0	1297,0	То же
6,1	$10^{-2,42}$	7,88 / 8,30	27,0	240,0	1260,0	"
22,4	$10^{-1,95}$	8,35 / 8,68	29,5	51,0	1127,0	Моногидрокарбонат, гидромагнетит (примесь)
114,0	$10^{-1,40}$	8,90 / 9,22	31,5	4,0	359,0	Моногидрокарбонат, несквегонит, гидромагнетит (примесь)

Таблица 3. Результаты опытов по осаждению свинца, кальция и магния в системе: $PbSO_4 - NaHCO_3 -$ морская вода

Концентрация HCO_3^- , мг-экв/л	CO_3^{2-}/HCO_3^-	рН, исходное / равновесное	Равновесная концентрация в растворе, мг/л			Осадок
			Cu	Ca	Mg	
2,4	$10^{-4,22}$	6,08 / 7,20	1,31	248,5	1297,0	Гидроцеруссит, Pb-арагонит
3,8	$10^{-3,09}$	7,21 / 7,82	0,36	173,0	1297,0	Церуссит, Pb-арагонит
22,4	$10^{-2,34}$	7,96 / 8,54	0,05	11,0	1295,0	Pb-арагонит
114,0	$10^{-1,50}$	8,80 / 8,92	0,13	5,0	274,0	Арагонит, гидромагнезит, Mg-кальцит

представлен церусситом $PbCO_3$. Из раствора осаждается также 30% кальция в виде арагонита, содержащего 20–25% свинца, который входит в состав мельчайших включений церуссита в арагоните.

При насыщении морской воды карбонатными ионами до 22,4 мг-экв/л и повышении рН раствора до 7,96 в осадок переходит около 96% кальция. Остаточная концентрация свинца в растворе минимальна. Собственный минерал свинца в осадке не обнаружен. В этих условиях свинец переводится в осадок путем его соосаждения с арагонитом, который содержит около 4% свинца.

При максимальной карбонатности раствора в 114 мг-экв/л и рН = 8,8 концентрация свинца вновь повышается, что может быть связано с образованием карбонатных комплексов свинца. В этом опыте количество выпавшего в осадок кальция достигает 98%. Кальций образует моногидрокальцит и магниальный кальцит. Образовавшийся моногидрокальцит весьма неустойчив, через 20–30 сут выдержки начинает разрушаться и через 200 сут полностью исчезает из осадка. В осадке появляются гидромагнезит и вторичный арагонит. Собственный минерал свинца в осадке не обнаружен; по-видимому, свинец соосаждается с карбонатами кальция и магния.

2. Система: цитратные комплексы свинца — $NaHCO_3$ — морская вода. Основные результаты исследований приведены в табл. 4. В "нормальной" морской воде с содержанием гидрокарбоната 2,4 мг-экв/л свинец осаждается в виде гидроцеруссита. Растворимость его в 10 раз выше, чем в системе без ОВ, так как ионное произведение гидроцеруссита здесь составляет $10^{-39,5}$, а в системе без ОВ равно $10^{-40,84}$. При возрастании карбонатности до 3,8 мг-экв/л из раствора продолжает осаждаться гидроцеруссит, тогда как в системе без ОВ в аналогичных условиях осаждались церуссит и свинец-содержащий арагонит. Ионное произведение гидроцеруссита составляет здесь $10^{-34,84}$, т.е. растворимость его на шесть порядков выше, чем растворимость гидроцеруссита, образующегося в морской воде в системе без ОВ ($10^{-34,84} / 10^{-40,84}$). Происшедшие изменения в поведении свинца и кальция вызваны образованием стабильных цитратных комплексов этих элементов.

При насыщении морской воды карбонатными ионами до 22,4 мг-экв/л цитратные ионы перестают влиять как на процесс осаждения свинца из морской воды, так и на процесс осаждения карбоната кальция. В этих условиях свинец из раствора осаждается наиболее полно; осадок представлен свинецсодержащим арагонитом.

При максимальной карбонатности раствора (114 мг-экв/л) свинец соосаждается с моногидрокальцитом, как и в системе без ОВ. Однако его остаточная концентрация в растворе с цитратными ионами более чем в 2 раза выше. При этом первично образующийся минерал кальция — моногидрокальцит — сохраняется до конца опыта, тогда как в системе без цитратов он через 200 сут разрушается, в осадке появляется вторичный арагонит.

Цинк. 1. Система: $ZnSO_4 - NaHCO_3$ — морская вода. Основные данные

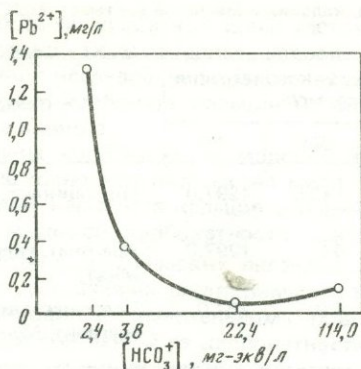


Рис. 3. Зависимость концентрации свинца в растворе от содержания гидрокарбонат-иона (в системе без ОВ)

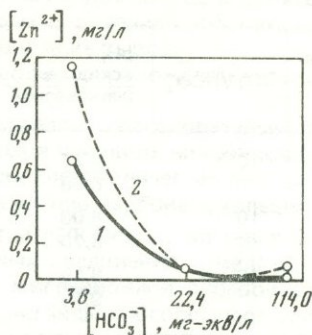


Рис. 4. Зависимость концентрации цинка в растворе от содержания гидрокарбонат-иона
Объяснение кривых см. на рис. 1

опытов представлены в табл. 5. На рис. 4 (кривая 1) отчетливо видна обратная зависимость остаточных концентраций цинка от карбонатности раствора.

При низкой карбонатности (3,8 мг-экв/л) и исходном pH = 7,21 концентрация цинка в растворе наиболее высока. Цинк при этом осаждается в виде основного карбоната — гидроцинкита ($Zn_5(OH)_6(CO_3)_2$), который составляет большую часть осадка. Наряду с гидроцинкитом в осадок переходит около 42% кальция в виде арагонита.

При повышении карбонатности до 22,4 мг-экв/л, а pH раствора до 8,03 концентрация цинка в морской воде резко уменьшается. В этом опыте также осаждается гидроцинкит, но количество его в осадке очень невелико. Основная масса осадка представлена арагонитом (в осадок переходит около 98% кальция), с которым соосаждается большая часть цинка.

При максимальной карбонатности (114 мг-экв/л) и исходном pH = 8,15 цинк почти полностью удаляется из раствора. Собственные минералы цинка в осадке отсутствуют. Основное количество осадка составлено гидромагнезитом. Первично образующийся моногидрокальцит в данной системе неустойчив и через 60–70 сут начинает разлагаться. В осадке присутствуют магнезиальный кальцит и вторичный арагонит.

О значительной роли соосаждения цинка с карбонатами в процессе осаждения цинка из морской воды говорит и сравнение наших данных с результатами экспериментального исследования гидролиза цинка в морской воде [5]. При одинаковых исходных значениях pH концентрации цинка в морской воде в условиях преимущественного осажде-

Таблица 4. Результаты опытов по осаждению свинца, кальция и магния в системе: цитратные комплексы свинца — $NaHCO_3$ — морская вода

Концентрация HCO_3^- , мг-экв/л	CO_3^{2-}/HCO_3^-	pH, исходное/равновесное	Равновесная концентрация в растворе, мг/л			Осадок
			Pb	Ca	Mg	
2,4	$10^{-3,72}$	6,58/7,92	0,55	248,5	1297,0	Гидроцеруссит
3,8	$10^{-3,02}$	7,28/8,12	0,30	248,5	1297,0	То же
22,4	$10^{-2,30}$	8,0/8,66	0,04	11,0	1297,0	Pb-а агонит
114,0	$10^{-1,64}$	8,66/9,10	0,35	11,0	355,0	Моногидрокальцит, гидромагнезит, Mg-кальцит

Таблица 5. Результаты опытов по осаждению цинка, кальция и магния в системе: $ZnSO_4 - NaHCO_3$ — морская вода

Концентрация HCO_3^- , мг-экв/л	CO_3^{2-}/HCO_3^-	pH, исходное равновесное	Равновесная концентрация в растворе, мг/л			Осадок
			Zn	Ca	Mg	
3,8	$10^{-3,19}$	$\frac{7,21}{8,00}$	0,65	143,0	1297,0	Гидроцинкит, арагонит
22,4	$10^{-2,17}$	$\frac{8,03}{8,70}$	0,05	6,0	1297,0	Арагонит, гидроцинкит (примесь)
114,0	$10^{-2,15}$	$\frac{8,15}{9,10}$	0,01	6,0	267,0	Гидромагнезит, вторичный арагонит, Mg-кальцит

Таблица 6. Результаты опытов по осаждению цинка, кальция и магния в системе: цитратные комплексы цинка — $NaHCO_3$ — морская вода

Концентрация HCO_3^- , мг-экв/л	CO_3^{2-}/HCO_3^-	pH, исходное равновесное	Равновесная концентрация в растворе, мг/л			Осадок
			Zn	Ca	Mg	
3,8	$10^{-3,18}$	$\frac{7,12}{8,06}$	1,15	237,0	1297,0	Нераскристаллизованный осадок
22,4	$10^{-2,21}$	$\frac{8,09}{8,65}$	0,05	8,0	1020,0	Арагонит, гидромагнезит (примесь)
114,0	$10^{-1,72}$	$\frac{8,58}{9,18}$	0,07	4,0	185,0	Моногидрокальцит, гидромагнезит, магнийсодержащий кальцит, вторичный арагонит

ния гидроцинкита в десятки раз выше, чем при осаждении больших масс карбонатов кальция (и магния).

2. Система: цитратные комплексы цинка — $NaHCO_3$ — морская вода. Основные данные опытов приведены на рис. 4 (кривая 2) и в табл. 6. В условиях низкой карбонатности раствора (3,8 мг-экв/л) введение цитратных ионов приводит к повышению концентрации цинка в растворе почти в 2 раза. При этом вместо гидроцинкита, образующегося в аналогичных условиях в системе без ОВ, из морской воды осаждается минералогически неопределенная, плохораскристаллизованная фаза, химический состав которой близок к составу гидроцинкита (с небольшой примесью карбоната кальция). Кристаллизация минерала задерживается, вероятно, вследствие комплексообразования цинка с цитратными ионами. Низкая карбонатность раствора способствует образованию стабильных цитратных комплексов кальция, в результате чего в осадок переходит только 5% кальция, при этом кальций не образует собственного минерала, а входит в общий состав осадка (тогда как в отсутствие ОВ в осадок переходит 42% кальция в виде арагонита).

При повышении карбонатности до 22,4 мг-экв/л цитратные ионы перестают влиять на осаждение цинка и кальция из морской воды, но способствуют осаждению магния, и в осадке появляется небольшое количество гидромагнезита, который при этих условиях в отсутствие ОВ не осаждался из раствора. Цинк соосаждается с арагонитом, его остаточная концентрация в растворе та же, что и в отсутствие ОВ.

При возрастании карбонатности раствора до 114 мг-экв/л цитратные ионы препятствуют дальнейшему понижению концентрации цинка и способствуют более полному осаждению магния. Состав осадка тот же, что и в отсутствие ОВ: моногидрокальцит, гидромагнезит, магниезаальный кальцит. Образовавшиеся карбонаты содержат около 1% цинка.

Таким образом, цитратные ионы частично стабилизируют свинец и цинк в растворе лишь в довольно узком интервале условий, в которых осаждение карбоната ограничено.

Проведенные исследования позволили сделать следующие выводы:

1. Выпадение карбоната кальция из морской воды сопровождается соосаждением меди, свинца и цинка.

2. Изменение карбонатности морской воды определяет последовательность осаждения металлов: основное количество меди осаждается в условиях низкой карбонатности (где осаждение карбоната кальция ограничено), основное количество свинца и цинка — в условиях высокой карбонатности (массовое осаждение карбоната кальция).

3. Присутствие органических лигандов типа цитратных ионов, которые способны к образованию устойчивых растворимых комплексных соединений с медью, свинцом и цинком, приводит к значительному повышению миграционной способности меди в морской воде при любой ее карбонатности. Те же лиганды способствуют удержанию в растворе свинца и цинка при низкой его карбонатности, но практически не препятствуют соосаждению этих металлов при высокой карбонатности.

4. Результаты проведенных экспериментов соответствуют наблюдаемым в природных условиях фактам явной аккумуляции свинца и цинка в карбонатных породах. Медь в этих условиях соосаждается с карбонатами в значительно меньшей мере.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Алекин О.А., Моричева Н.П.* К изучению сорбции микроэлементов карбонатной системой природных вод. — Докл. АН СССР, 1960, т. 133, № 4, с. 943—946.
2. *Баранова Н.Н.* О составе карбонатных комплексов свинца и константах их нестойкости при 25° С, 250° С, 300° С. — Геохимия, 1968, № 1, с. 17—25.
3. *Бруевич С.В.* Средний химический состав океанической воды и "нормальная" морская вода по современным данным. — Пробл. Арктики, 1945, № 4, с. 14—37.
4. *Гаррельс Р.М.* Минеральные равновесия. М.: Изд-во иностр. лит., 1962. 306 с.
5. *Листова Л.П., Бондаренко Г.П.* Осаждение и дифференциация меди, свинца и цинка в условиях зоны осадкообразования. М.: Недра, 1978. 99 с.
6. *Малышев Б.И., Ходаковский И.Л.* Некоторые геохимические особенности переноса и отложения свинца в гидротермальных растворах на примере месторождения Замбарак. — Геохимия, 1964, № 5, с. 431—440.
7. *Созинов Н.А., Сидоренко Св.А.* О формационных типах углеродистых сланцев докембрия и фанерозоя. — Докл. АН СССР, 1976, т. 227, № 3, с. 684—687.
8. *Щербина В.В., Игнатова Л.И.* Новые данные по геохимии меди в зоне гипергенеза. — Зап. Всесоюз. минерал. о-ва. Сер. 2, 1955, ч. 84, вып. 3, с. 353—354.
9. *Юдович Я.Э.* К геохимии карбонатных пород. — Геохимия, 1980, № 6, с. 914—921.
10. *Dardenn M.* Etude experimentale de la distribution du zinc dans les carbonates de calcium. — Bull. Bur. rech. géol. et minières, 1967, N 5, p. 87.
11. *Kitano Y., Tokyama A., Kanamori N.* Measurement of the distribution coefficient of zinc and copper between carbonate precipitate and solution. — J. Earth Sci. Nagoya Univ., 1968, vol. 16, N 1/2, p. 102.
12. *Champan J., Rae A.C.* Isolation of organic solutes from seawater by co-precipitation. — Nature, 1967, vol. 214, N 6, p. 627—628.

УДК 551.72+552.57 (470.22)

В.А. СОКОЛОВ, Л.П. ГАЛДОБИНА, Ю.И. САЦУК

ГЕОЛОГИЯ И ЛИТОЛОГИЯ ШУНГИТОВЫХ ПОРОД КАРЕЛИИ

В составе докембрия юго-восточной части Балтийского щита выделяются две эпохи образования углеродсодержащих пород, стратиграфически приуроченных к позд-неархейским (лопийским) с интервалом абсолютного возраста 3—2,7 млрд. лет и нижнепротерозойским (заонежским, суйсарским) с интервалом 2,4—2 млрд. лет образованиям [7].

В разрезе позднего архея углеродсодержащие породы составляют 2,5—5% при содержании углерода 2,5—4%, а в разрезе нижнего протерозоя (заонежская свита) — до 75—80%, из которых приходится на породы с содержанием углерода до 25—75%. Такие высокие содержания углерода — явление уникальное не только для докембрия Балтийского щита, но и для докембрийских образований в целом.

Углеродистые породы Карелии, в том числе и шунгитовые, развиты в составе толщ,

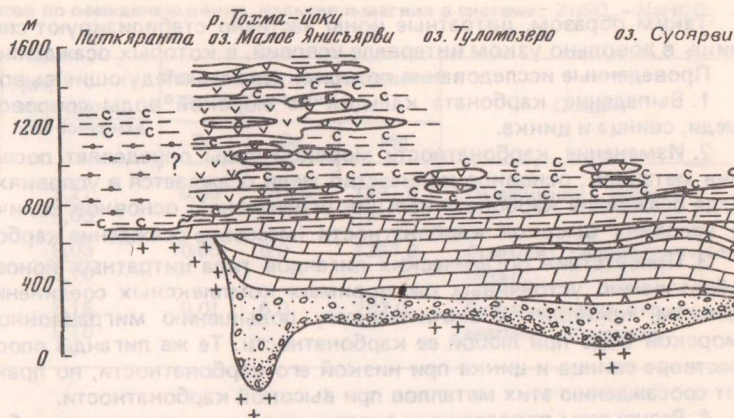


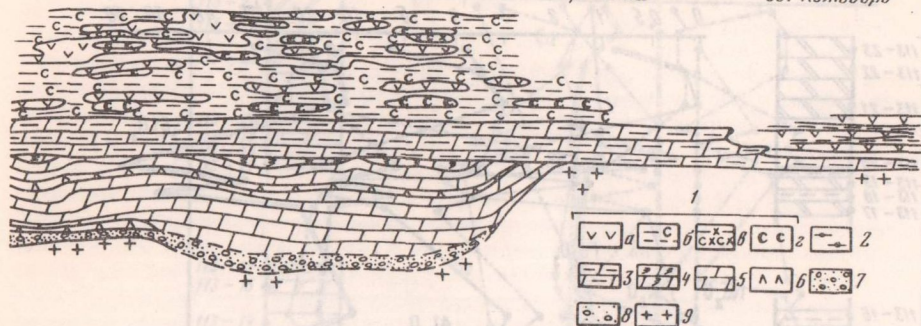
Рис. 1. Палеофациальный профиль и характер контакта между образованиями заонежской свиты и ятулия на территории Южной Карелии

1 — бассейн карбонатно-глинистого осадконакопления с проявлением активного подводного вулканизма; породы: а — вулканогенные, б, в — осадочно-вулканогенные, г — высокоуглеродистые; 2 — бассейн карбонатно-терригенно-глинистого осадконакопления (амфибол-кварц-биотитовые с гранатом и ставролитом, скарнированные карбонатные породы); 3 — бассейн карбонатно-глинистого осадконакопления (частично песчано-карбонатного); 4 — выветрелые ожелезненные карбонатные породы верхнего ятулия (коры выветривания?); 5 — бассейн карбонатного осадконакопления; 6 — лавы основного состава; 7 — континентальные терригенные осадки; 8 — бассейн терригенного осадконакопления; 9 — граниты, гранито-гнейсы древнего основания

выделенных под названиями заонежской, соваярвинской, хирвинаволоксской, соанлахтинской, питкярантской и других свит, которые располагаются в ядрах крупных ятулийских структур, где верхние части разреза, в том числе и перекрывающие их образования, сохранились в эрозионном срезе. Наряду с этим углеродсодержащие породы распространены и в ряде структур, где ятулийские отложения отсутствуют, что связано с их фациальным выклиниванием (северный берег Ладожского озера, р. Пажа, район Ветреного Пояса). Таким образом, углеродсодержащие породы нижнего протерозоя имеют более широкое распространение, чем ятулийские. На палеофациальном профиле (рис. 1), построенном для образований заонежского уровня юго-восточной части Балтийского щита, можно видеть взаимоотношения углеродсодержащих толщ с подстилающими комплексами. В районах озер Суоярви, Туломозеро, Малое Янисъярви, Кукаозеро и Пана-Куоляярвинского синклиория установлено резкое литологическое несогласие между верхнеятулийскими и заонежскими образованиями. Оно отчетливо видно по резкому контакту, где на белые и розовые красноцветные доломиты ложатся серые, темно-серые, зеленовато-серые мергелисто-доломитовые и доломито-мергелистые породы с горизонтальной, обычно ритмичной слоистостью и обильной вкрапленностью пирита с песчаным материалом в основании разреза. В зоне контакта резко изменяются геохимические параметры пород (рис. 2, 3). Возрастает сумма железа (0,1—0,5 — 12—14%) и содержание закисного железа (0,2—2—5%), а также количество SiO_2 , Al_2O_3 , Na_2O , K_2O , P_2O_5 , изменяется соотношение Na_2O и K_2O , повышаются содержания Ti , Mn , Cu , появляется обширная группа малых элементов. Все это констатирует резкую смену физико-химических условий осадконакопления.

Достаточно четко углеродсодержащие породы отделяются и от вышележащих образований: в районе Онежской мульды пластами туфоконгломератов суйсарских пород, а на площади Приладожья конгломератами ладожских толщ.

Строение разреза заонежской свиты, равно как и ее аналогов, отражает единый трансгрессивно-регрессивный цикл осадконакопления [5, 6] и полный цикл базальтового заонежского вулканизма с сопровождающими его интрузиями габбро-диабазов. Формирование пород происходило в обширном бассейне глинисто-карбонатного осадконакопления в условиях резко восстановительной среды, при обильном подводном вулканизме, который приносил огромные массы продуктов: пирокластики, лав, растворов и газов. Таким образом, все разнообразие пород разреза зависело от



смешения осадков, поступающих с пеплеплензированной суши, и продуктов подводного вулканизма в различных количественных соотношениях. Для углеродсодержащих пород нижнего протерозоя заонежской свиты установлено четыре типа разрезов: вулканогенный, осадочно-вулканогенный, вулканогенно-осадочный и осадочный, связанных друг с другом латеральными фациальными переходами. Выделение типов разрезов проведено согласно соотношению в них вулканогенных и осадочных пород. Вулканогенный тип разреза содержит более 50% лав основного состава в виде потоков и покровов; осадочно-вулканогенный — около 50%, и менее 50% лавовых образований наблюдается в разрезах вулканогенно-осадочного типа. В породах осадочного типа отсутствует явно вулканогенный материал, возможно присутствие лишь некоторого количества переротложенного туфогенного материала с преобладанием при этом осадочного компонента.

Три первых типа разреза с фациальными их переходами установлены в пределах Онежской мулды (рис. 4). Осадочный тип разреза предполагается в районе р. Паж, на восточном берегу Онежского озера. Вулканогенный тип разреза развит в пределах Пана-Куоляярвинской синклинойной зоны, где большую его часть слагают потоки базальтовых лав. На территории Приладожья для углеродсодержащих толщ известен вулканогенный тип в районе пос. Рускеала; осадочно-вулканогенный — вокруг оз. Малое Янисъярви; осадочный тип разреза предполагается вдоль куполов северного берега Ладожского озера. Однако ввиду высокой степени метаморфизма пород здесь не установлена первичная природа входящих в разрез амфиболовых и полевошпатамфиболовых сланцев, которая может оказаться вулканогенной. Наибольшую информацию о вещественном составе пород (в том числе высокоуглеродистых), слагающих заонежскую свиту, содержит осадочно-вулканогенный тип разреза. Последний детально изучен на Заонежском полуострове, по нему авторами и дается геолого-литологическая характеристика толщи. Мощность образований заонежской свиты — 800 м, а с пластово-секущими силлами габбро-диабазов — 1200 м. Заонежская свита разделяется на две подсвиты: нижнюю мощностью до 200 м — глинисто-карбонатную и верхнюю, собственно шунгитсодержащую мощностью до 600 м (рис. 5). Пологозалегающие породы Онежской мулды разбиты на блоки тектоническими сбросами трех порядков. Они не претерпели сильных складчатых движений. Для вещественного состава образований заонежской свиты характерны осадочные породы (превично-глинисто-карбонатные и карбонатные), вулканогенные (лавы-базальты и их туфы); вулканогенно-осадочные (туфогенные) и хемогенные (кремнистые, высокоуглеродистые алюмосиликатные и частично известковистые). Карбонатные породы представлены углеродсодержащими доломитами, известняками, водорослевыми доломитами, известковистыми туфами и туфогенными известняками. Доломиты обладают либо тонкозернистой пелитоморфной структурой, либо мелкокристаллической, где зерна доломита представлены ромбическими кристаллами с шунгитовым веществом в межкристаллических пространствах, а нередко и в ядре кристаллов. Встречены разности, когда кристаллы доломита погружены в шунгитовый цемент. Известняки встречены среди туфогенных пород, в сочетании с ними и, как правило, содержат примесь туфогенного материала. В солях водорослевых доломитов обнаружены органические остатки.

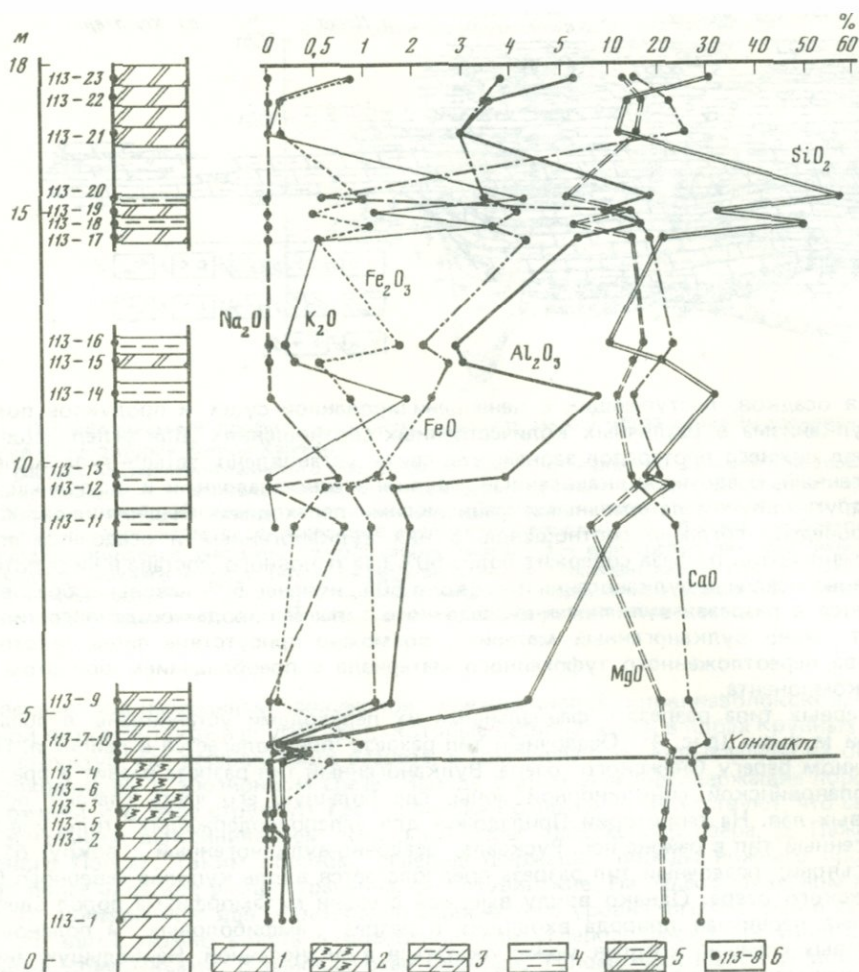


Рис. 2. Химическая характеристика контакта образований заонежской свиты и верхнего ятулия в районе Сундозера

Верхний ятулий: 1 — белые доломиты (сланцевиты), 2 — красноцветные доломиты. Заонежская свита, нижняя подсвита: 3 — доломиты (сланцевиты), местами песчаниты, 4 — серицито-кварцевые, серицито-биотито-кварцевые, серицито-хлорито-кварцевые сланцы, иногда с карбонатами, 5 — слюдяные доломиты; 6 — место взятия пробы

Вулканические породы представлены базальтами разной мощности с разнообразными текстурными признаками. Объем их в разрезах разных типов различен, что соответственно влияет на общую мощность толщ. Туфы основного состава различной размерности от алевритовых до псефитовых сложены витро-, лито- и кристаллокластическим материалом в различных соотношениях. Обломки в них представлены измененным вулканическим стеклом (фельзитоподобная крипнокристаллическая масса из альбита и хлорита) с остроугольной, угловатой, рогульчатой и даже каплевидной формами, нередко с осветленной каймой закалки по краю; обломками базальтов с различной структурой, угловатой и угловато-окатанной формы; остроугольными обломками плагиоклаза-альбита и кварца. Обломки покрыты пленкой из шунгитового вещества (последнее содержится и в цементе туфов), которое подчеркивает форму обломочного материала. В цементе туфов встречены миндалекаменные текстуры. Слои туфов не обладают большими мощностями и встречаются на определенных уровнях.

Основную часть разреза составляют вулканогенно-осадочные породы: туфоалевролиты, туфопесчанники, реже туфобрекчии и туфоконгломераты. Они аналогичны составу

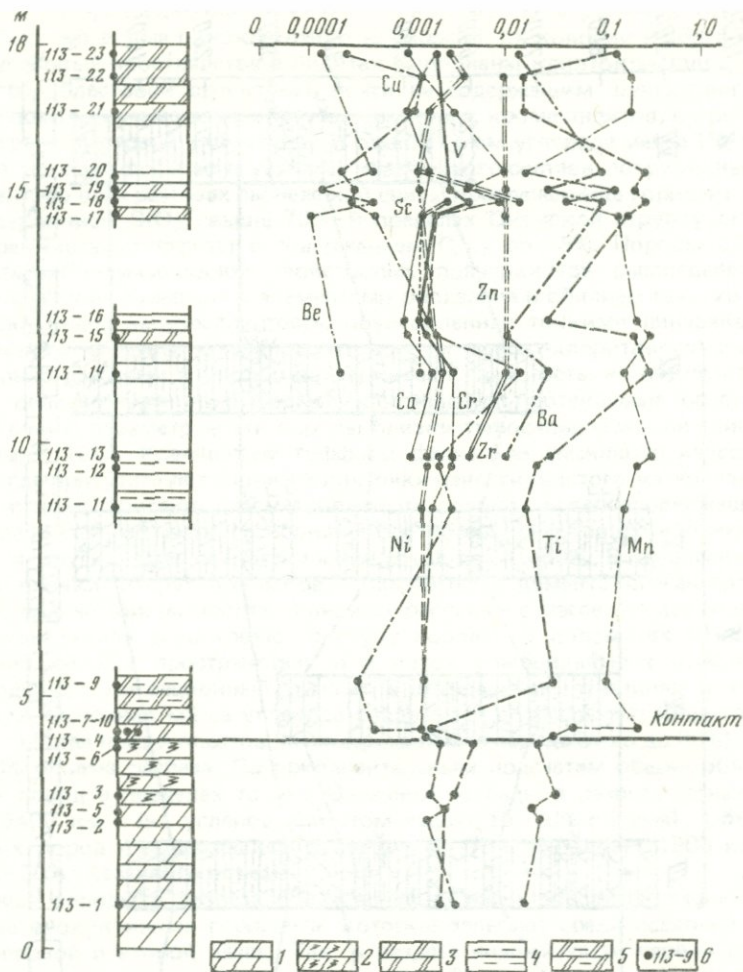
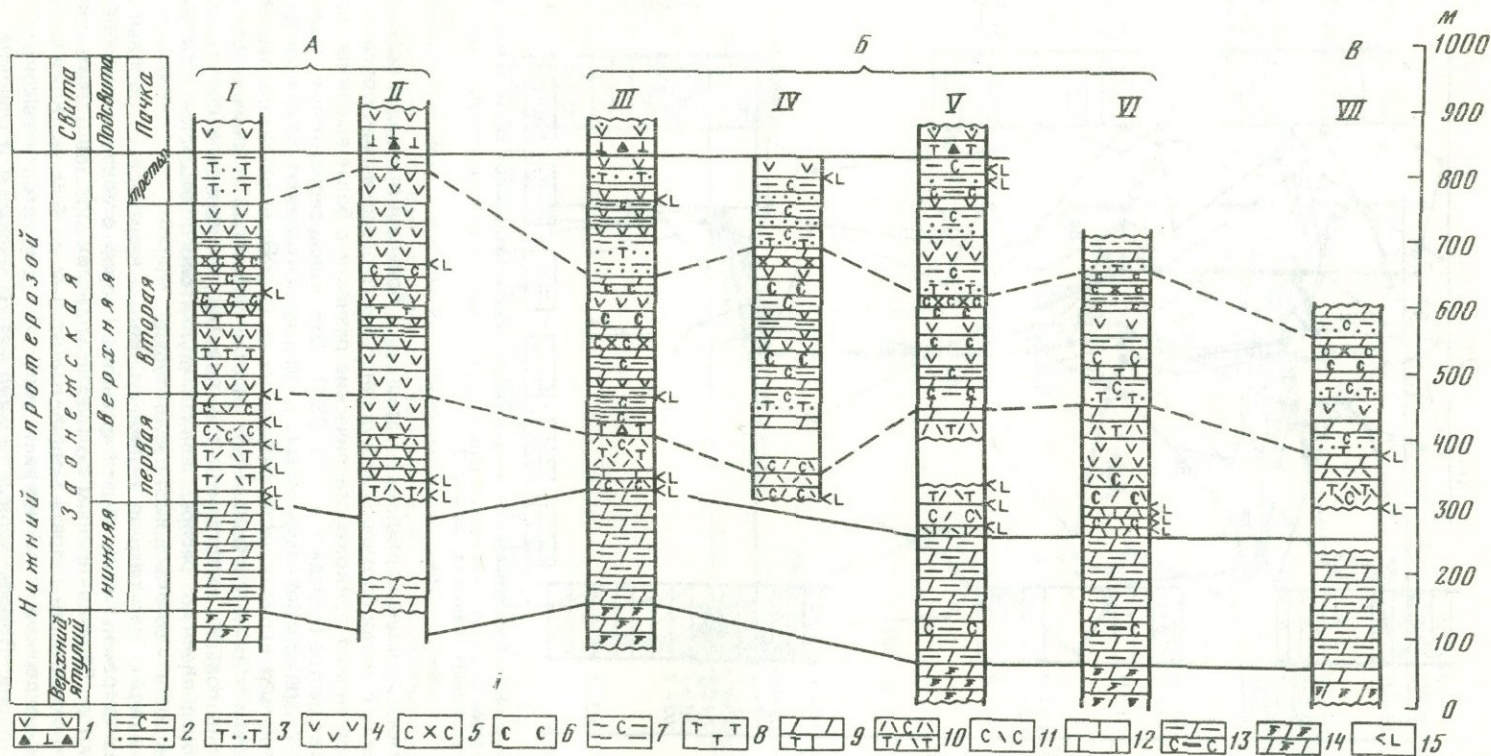


Рис. 3. Геохимическая характеристика контакта образований заонежской свиты и верхнего ятулия в районе Сундозера
 Объяснение условных знаков см. на рис. 2

туфов, но имеют лучшую сортировку материала с большой примесью осадочного компонента. Наряду с явнообломочными вулканогенно-осадочными породами значительную часть составляют тонкокристаллические разности с более высоким содержанием шунгитового вещества (нередко до 15–25%). Это кварц-серицитовые, кварц-серицит-биотитовые, кварц-серицит-хлоритовые, шунгит-альбит-хлоритовые породы (туфопелиты). Они слагают верхние части ритмов-слоев, составляя обычно большую их часть. В формировании этих пород принимают участие глинистый (первично-осадочный) материал, тонкопелловый и хемогенный. Как правило, эти породы имеют тонкослоистую текстуру, обусловленную распределением шунгитового вещества. Их химический состав близок составу сочетающихся с ними туфов.

Очень характерны для разреза заонежской свиты кремнистые породы. В верхней части разреза встречаются слои лидито-фтанитов, пород с содержанием SiO_2 до 90–96%, $\text{C}_{\text{орг}}$ от 1 до 5% и ничтожным количеством других окислов. Лидиты слагают слои и линзы в верхней части разреза мощностью от 0–2 до 5 м, которые чередуются со слоями шунгитсодержащих полнокристаллических доломитов и высокоуглеродистых шунгитовых пород. Породы черные, с раковистым изломом и высокой твердостью. Под микроскопом видно, что они имеют мелкосугустковую текстуру. Сгустки более темные, чем основная масса, округлой формы размером 0,2–0,3 мм, равномерно рас-



пределены в породе, нередко обнаруживают микроячеестое строение. В таких разностях обнаружены органические одноклеточные водоросли, их колонии и обрывки талломов [2]. Межсгустковые пространства в лидитах выполнены криптокристаллическим кварцем микрогранобластовой структуры, почти не содержащим шунгитового вещества. Кремнистые породы весьма разнообразны, среди них, кроме лидитов, встречаются силициты с микрогранобластовой структурой и содержанием углерода менее 1%, распыленно-го в массе, а также породы со сгустками кремнистого состава, погруженными в карбонатный цемент. Во всех разрезах заонежской свиты прослежен еще горизонт кремнистых пород с содержанием SiO_2 свыше 70%. В пределах Онежской структуры — это шунгитистые кремнистые туффиты с содержанием $C_{\text{орг}}$ до 15%. Породы обладают тончайшей прерывисто-линзовидной слоистостью, подчеркнутой распределением тонко рассеянного в породе сульфида с элементами оползания и обилием текстур микродви-га. В шлифах видна микрослоистость, обусловленная тонкими линзочками криптокристаллического агрегата кварц-хлоритового и альбит-хлоритового состава. Сульфиды не только рассеяны в массе и подчеркивают слоистость, но образуют конкреции овальной и овально-вытянутой формы, как правило, обтекаемые основной массой породы. По своим параметрам эти породы близки туфосилицитам или глинисто-пелло-вым фтанитам [10]. Кремнистые туффиты фашиально сменяются известковистыми туффитами, где присутствуют слойки и линзочки известковистого материала.

Особый интерес придают рассматриваемым толщам углеродсодержащие породы. Углерод содержится во всех разновидностях пород, слагающих верхнюю подсвиту заонежской и других свит данного уровня, от 1 до 70–80%. В терригенных породах он образует пленки вокруг обломков, содержится в цементе, слагая слойки и слои в тонкокристаллических разностях. В лидитах распылен в массе или дает пленки вокруг сгустков, подчеркивая сгустковую текстуру породы. В доломитах концентрируется в межкристаллических пространствах и в ядрах ромбоидальных кристаллов. Даже базальты содержат миграционный шунгит в миндалинах, трещинах и межшаровых пространствах. Основная масса углерода содержится в высокоуглеродистых породах, залегающих в виде линз и пластов (с содержанием углерода от 25 до 80%). Они составляют 15–20% объема разреза. По приблизительным подсчетам общий объем углеродсодержащих пород в пределах только Онежской мульды в разрезе заонежской свиты составляет 5400 км^3 (на углерод при этом падает 10–20% объема). Объем высокоуглеродистых пород с содержанием углерода 25–75% составляет 1800 км^3 . Углерод занимает 40–50% указанного объема.

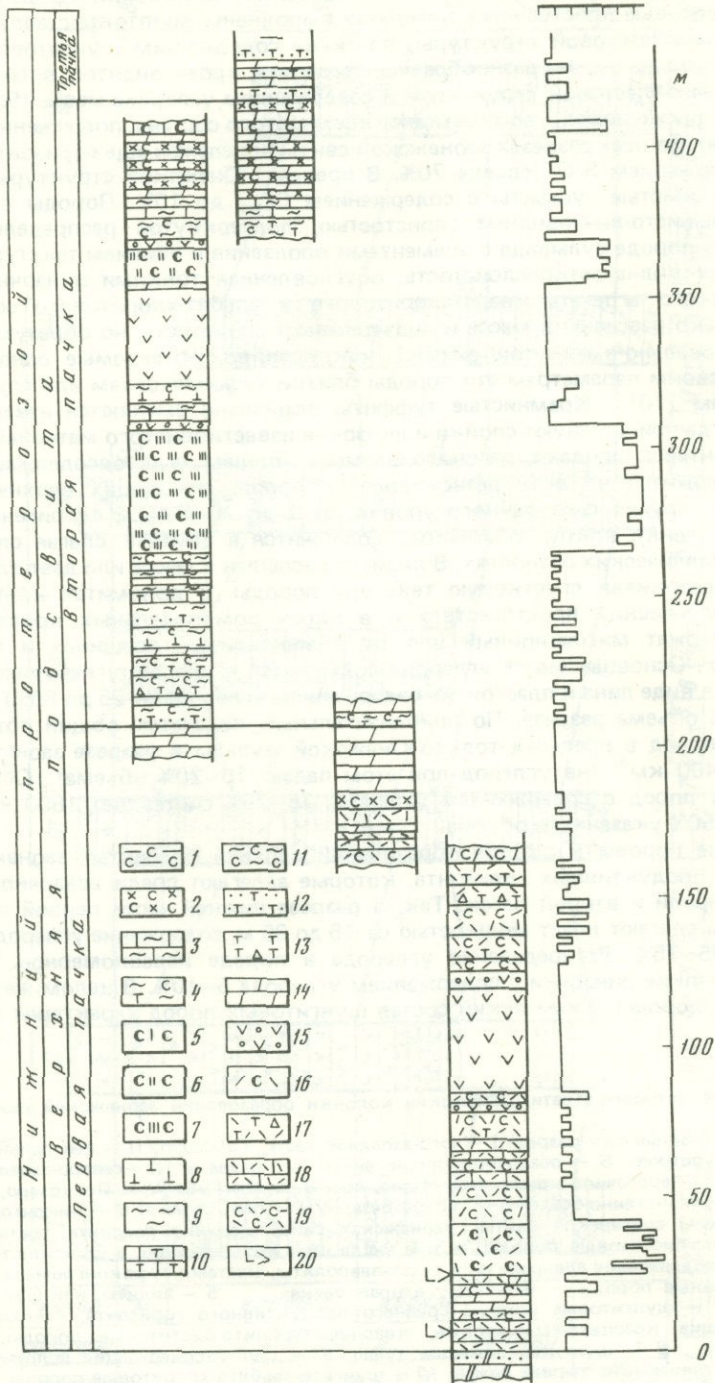
Шунгитовые породы в разрезе образований верхней подсвиты заонежской свиты слагают два продуктивных горизонта, которые залегают среди осадочно-вулканогенных пород первой и второй пачек. Так, в разрезе нижней части первой пачки шунгитовые породы слагают пласт мощностью от 15 до 35 м, содержание углерода в котором достигает 35–75%. Распределение углерода в породе неравномерное. Встречаются включения, мелкие линзочки с содержанием углерода 5–10%. В целом же это высокоуглеродистые породы. Химический состав шунгитовых пород характерен пониженным



Рис. 4. Сводные литолого-стратиграфические колонки образований заонежской свиты Онежской мульды

А — вулканогенный тип разреза: I — юго-западная часть, Габозеро, II — центральная часть, Кондопожский полуостров; Б — осадочно-вулканогенный тип разреза: III — северо-западная часть, пос. Кяпписельга, IV — восточное крыло структуры, пос. Великая Губа, V — Путкозеро, VI — пос. Зажогоино; В — вулканогенно-осадочный тип разреза; VII — пос. Шуньга; 1 — пикритовые базальты, туфоконгломераты суйсарской свиты; заонежская свита, верхняя подсвита, третья пачка: 2 — кварцево-хлорито-биотитовые породы, в том числе шунгитсодержащие и шунгитистые их разности, 3 — шунгитсодержащие алевролиты и туфоалевролиты, местами туфоконгломераты, 4 — эффузивные основные породы — базальты; вторая пачка: 5 — лидиты, или шунгито-кремнистые породы, 6 — шунгитовые породы среднего продуктивного горизонта, 7 — шунгитистые и шунгитсодержащие кварцево-серицитовые, кварцево-серицито-биотитовые породы, туффиты и туфоалевролиты; 8 — шунгитсодержащие туфы, 9 — шунгитсодержащие доломиты (а) и туфогенные известняки (б); первая пачка: 10 — шунгито-альбито-хлоритовые породы, шунгитсодержащие туфы и туффиты, 11 — шунгитовые породы нижнего продуктивного горизонта, 12 — известняки с актинолитом; заонежская свита, нижняя подсвита: 13 — полевошпато-кварцевые алевролиты, кварцево-серицито-хлоритовые, кварцево-серицито-карбонатные породы, иногда шунгитсодержащие; 14 — карбонатные породы верхнего ятулия; 15 — места расположения силлов габбро-диабазов

Содержание С
0 20 40 60%



содержанием свободного кремнезема и высокой суммой щелочей Na_2O и K_2O при резком преобладании Na_2O и повышенном содержании MgO . Спектральными анализами для них установлено повышенное содержание марганца. При микроскопическом изучении пород на черном фоне основной массы наблюдаются включения тонкокristаллического агрегата альбитового или альбит-хлоритового состава, реже чешуйки биотита, тремолита и тончайших рассеянных включений сульфидов. Минеральные включения имеют форму мелких линзочек и неправильной формы скоплений до 1 мм. В породах часто встречаются участки псевдобрекчиевидной текстуры. В таких участках порода почти нацело сложена тонкокristаллическим альбитом с шунгитовым веществом в межкristаллических пространствах. Присущи этим породам и миндалекаменные текстуры с заполнением миндалин по краю мелкокристаллическим альбитом, а в центре углеродом. Шунгитовые породы нижнего продуктивного горизонта ассоциируют в разрезах с шунгитовыми и шунгитосодержащими витрокластическими туфами, шунгит-альбит-хлоритовыми породами и известняками с актинолитом.

Средний продуктивный горизонт представлен тремя-четырьмя пластами шунгитовых пород. Шунгитовые породы обладают кварцево-биотито-серицитовой минеральной основой с различным соотношением компонентов. Соответственно химический состав пород отличается высоким содержанием SiO_2 и резким преобладанием K_2O над Na_2O . Все пласты шунгитовых пород характеризуются крупно-линзовидной формой и залегают среди осадочно-вулканогенных пород второй пачки. Нумерация пластов среднего продуктивного горизонта дана сверху вниз: шунгитовые породы первого пласта слагают мелкие линзы мощностью 2–5–10 м, протяженностью 100–200 м; линзы залегают среди образований лидито-шунгито-доломитового комплекса и имеют четкие границы. Они сложены высокоуглеродистыми породами с содержанием углерода до 55–80%. Наибольшее количество углерода содержат породы, слагающие верхнюю часть линзы. Под микроскопом на черном фоне основной массы наблюдаются включения кварца и серицита, реже биотита. В породах подошвы присутствует примесь тонкообломочного кварца.

Второй пласт шунгитовых пород представлен протяженными плоскими линзами, мощность которых не превышает 10–20 м. Мощность пласта варьирует по простиранию, и он приобретает чечевицеобразную форму с раздувами. Шунгитовые породы с высоким содержанием углерода (20–45%) слагают, как правило, центральную часть пласта в местах наибольшей мощности. Наибольшая часть сложена шунгитистыми породами с содержанием углерода до 20–25%, в которых наблюдаются маломощные прослои более высокоуглеродистых шунгитовых пород. В нижней и средней части пласта слои шунгитовых пород массивной текстуры чередуются с тонкими редкими слойками шунгитистых пород. Породы верхней части пласта, а нередко и всего пласта в целом, имеют мелко- и микрогоризонтальную, микролинзовидную слоистость с элементами текстуры течения. Слоистость обусловлена присутствием тончайших слойков и линзочек крипнокristаллического агрегата хлорита и кварц-серицита. В породах наблюдается обильная сульфидная вкрапленность, подчеркивающая слоистость.

Шунгитовые породы третьего пласта слагают крупные разобширенные линзы, мощность которых в раздувах достигает 80 м (месторождение Загогино), а протяженность — 1,5–2 км. Линзы резко выклиниваются. Большая часть тела линзы сложена шунгитовыми породами с содержанием углерода до 25–55%. В подошве и кровле

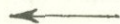


Рис. 5. Сводная литолого-стратиграфическая колонка образований верхней подсвиты заонежской свиты Толвуйской синклинали Онежской мульды

1 — шунгитосодержащие алевролиты и кварцево-биотито-хлоритовые породы; 2 — лидиты и шунгито-кремнистые породы, 3 — шунгитосодержащие известковистые туффиты, 4–7 — шунгитистые туффиты, шунгитовые породы с кварц-серицитовой минеральной основой среднего продуктивного горизонта: 5 — первого пласта, 6 — второго пласта, 7 — третьего пласта; 8 — туфы кристаллокластические; 9 — кварцево-серицито-хлоритовые и кварцево-серицито-биотитовые породы; 10 — туфогенные известняки; 11 — шунгитосодержащие кварцево-серицитовые и кварцево-серицито-биотитовые породы; 12 — шунгитосодержащие туфоалевролиты; 13 — литовитрокластические и литокластические туфы; 14 — шунгитосодержащие доломиты; 15 — лавы основного состава; 16 — шунгитовые породы с альбито-хлоритовой минеральной основой, нижний продуктивный горизонт, 17 — витрокластические туфы и туфобрекчии, 18 — известняки с актинолитом, 19 — шунгито-альбит-хлоритовые и альбит-хлоритовые породы; 20 — места расположения силлов габбро-диабазов

пласта-линзы содержание углерода несколько меньше и присутствует небольшая примесь терригенного материала. В зонах выклинивания линзы сложены шунгитистыми и шунгитосодержащими породами. Шунгитовые породы третьего пласта черные, с массивной, местами псевдобрекчиевидной или зонально-полосчатой текстурой. Подстилагается и перекрывается третий пласт шунгитовых пород ритмично переслаивающимися известняками, туфогенными известняками и шунгитистыми кварцево-серицито-биотитовыми породами. При микроскопическом изучении в шунгитовой массе наблюдаются включения тоннокристаллического агрегата серицита, биотита и кварца. Они либо беспорядочно рассеяны в породе, либо образуют сгустки, линзочки и слойки.

Четвертый пласт шунгитовых пород вскрыт лишь в пределах Толвуйской структуры; мощность его не выдержана; содержание углерода в породах широко варьирует. Слои шунгитовых пород переслаиваются с шунгитистыми и шунгитосодержащими породами; в некоторой части разрезов слои шунгитовых пород отсутствуют совсем. Породы данного уровня изучены недостаточно.

Шунгитовые породы всех пластов данного продуктивного горизонта имеют одинаковую минеральную основу и близки по своему химическому составу. Отличия их — во внутреннем строении пластов, количестве и распределении шунгитового вещества, сочетании разностей шунгитовых и шунгитистых пород.

Миграционные шунгиты составляют самостоятельную группу пород. Они слагают секущие и пластовые жилы мощностью до 0,3 м среди вулканогенно-осадочных пород, встречены совместно с кальцитом и кварцем в межшаровых пространствах базальтовых лав, миндалинах и в центральных частях жил кварцево-кальцитового состава. По составу — это наиболее высокоуглеродистые породы с содержанием углерода более 98%.

В зависимости от тектонической активности региона, выражавшейся в блоковых и особенно складчатых движениях, углеродсодержащие породы различных структурных зон претерпели различные метаморфические изменения. Последнее отражено в изменении структур пород, от псаммитовых и алевролитовых до бластопсаммитовых и, наконец, грано- и лепидобластовых с полной перекристаллизацией первичного вещества. Здесь появляется серия новообразованных минералов: амфибол, гранат, ставролит, андалузит, силлиманит, пироксен. Углеродсодержащие породы насыщены сульфидами, которые представлены в малометаморфизованных разностях пиритом и марказитом, а в высокометаморфизованных — пиритом, пирротинном. Соответственно изменяется распределение углерода в породах от рассеянного в массе и пленок первичных зерен до перераспределения его в виде линзочек, сгустков и гнезд. С усилением метаморфических изменений возрастает упорядоченность структурного состояния углерода ряда: шунгит—графитит—скрытокристаллический—неполнокристаллический и явнокристаллический графиты. В пределах структур типа Онежской мульды при слабо проявленном метаморфизме зеленосланцевой стадии углерод представлен бесструктурным шунгитовым веществом — стеклоуглеродом. В зонах, тектонически наиболее активных, с проявлением складчатых движений углерод переходит в явнокристаллический графит. При этом в породах всегда содержится углерод нескольких близких структурных состояний, как бы отражая постепенное упорядочение структуры углерода в породах, зависящее также от степени метаморфических изменений.

Шунгитосодержащие и шунгитистые породы, отвечающие по степени метаморфизма фации зеленых сланцев, установлены, кроме территории Онежской мульды, еще в пределах Суоярвской структуры.

Высокоуглеродистые породы, где углерод представлен уже преобладающим графитом, развиты на площади Приладожья, Пана-Куолаярвинского синклинория и в пределах Кукаозера. Содержание углерода в них может достигать 23—50%, а мощности пластов от 0,5—1—2 до 33 м.

Высокоуглеродистые породы зонежского уровня различных структурно-тектонических зон близки по своему химическому составу, формам залегания (линзы, пласты), положению их в разрезе, текстурным особенностям, содержанию углерода. Но они различаются петрографическим составом пород, структурами, структурным состоянием углерода и его распределением в породе, что обусловлено степенью метаморфизма.

Подводя итоги всему вышесказанному, следует отметить, что углеродсодержащие образования зонежской свиты и ее аналогов нижнего протерозоя могут быть выделены в самостоятельную стратиграфическую единицу в разрезе докембрия, о чем говорят:

широкое их площадное развитие на территории Балтийского щита; четкие стратиграфические границы; мощность, достигающая 800–1500 м; законченный цикл седиментации и вулканизма; специфический характер вещественного состава с большим количеством углерода.

Углеродсодержащие образования верхней подсвиты заонежской свиты и ее аналогов слагают вулканогенную кремнисто (карбонатно)-углеродистую формацию [8], среди которой можно выделить ряд подформаций.

Постседиментационные преобразования углеродсодержащих пород в различных структурно-тектонических зонах определяют структурные изменения пород в целом и углерода в частности, а также графитовых и шунгитовых разностей. Прогнозирование площадей на поиски тех и других, определение объема продуктивных разностей — главная задача при изучении образований данного стратиграфического уровня.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бискэ Н.С., Большакова В.З., Атюцкий В.И. Графитсодержащие породы района пос. Ихала. — В кн.: Минеральное сырье Карелии. Петрозаводск: Карелия, 1977, с. 47–57.
2. Володин А.Г. Остатки организмов из шунгитов докембрия Карелии. — Докл. АН СССР, 1970, т. 193, № 5, с. 1163–1166.
3. Галдобина Л.П., Голубева А.И. Шунгитсодержащие вулканогенно-осадочные породы Южной Карелии. — В кн.: Литология и геохимия раннего докембрия. Апатиты: Кол. фил. АН СССР, 1977, с. 14–18.
4. Галдобина Л.П., Голубев А.И. Некоторые данные по геохимии шунгитовых пород заонежской свиты. — В кн.: Шунгитовые породы Карелии. Петрозаводск: Карелия, 1981, с. 11–22.
5. Галдобина Л.П., Горлов В.И. Шунгитсодержащие толщи докембрия Карелии, их литологические особенности и условия формирования. — В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Недра, 1975, вып. 4, кн. 2, с. 161–163.
6. Галдобина Л.П., Горлов В.И. Фациально-циклический анализ шунгитсодержащих толщ заонежской свиты. — В кн.: Геология и полезные ископаемые Карелии. Петрозаводск: Карелия, 1975, с. 103–109.
7. Кратц К.О., Митрофанов Ф.П. Расчленение и корреляция докембрия СССР. — В кн.: Принципы и критерии расчленения докембрия в мобильных зонах. Л.: Наука, 1980, с. 22–31.
8. Созинов Н.А., Сидоренко С.А. О формационных типах углеродистых сланцев докембрия и фанерозоя. — Докл. АН СССР, 1976, т. 227, № 3, с. 684–687.
9. Соколов В.А., Калинин Ю.К., Шлямин А.Н. Возможные направления практического использования шунгитовых пород. — В кн.: Шунгиты Карелии. Петрозаводск: Карелия, 1975, с. 108–110.
10. Хворова И.В. Типы кремнистых пород и особенности их химического состава. — В кн.: Осадкообразование и полезные ископаемые вулканических областей прошлого. М.: Наука, 1968, т. 1, с. 73–98. (Тр. ГИН; Вып. 195).

УДК 552.57+551.71 (477)

В.Н. ВЕРБИЦКИЙ, Б.А. ГОРЛИЦКИЙ, Г.И. КАЛЯЕВ, А.М. СНЕЖКО

УГЛЕРОДИСТЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ РАННЕГО ДОКЕМБРИЯ УКРАИНСКОГО ЩИТА И ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ИХ МЕТАЛЛОГЕНИИ

Для раннего докембрия Украинского щита характерно повсеместное развитие углеродистых образований. Они представлены различными по составу графитсодержащими гнейсами и сланцами, кристаллическими известняками, доломитами, мраморами и кальцифирами, которые развиты во всех супракрустальных докембрийских сериях: тетеровской, бугской, днестровско-бугской, росинско-тихичской, ингуло-ингулецкой, криворожской, центральноприазовской и др. [7]. Изотопный возраст их метаморфизма составляет 2900–1700 млн. лет, что соответствует отрезку геологического времени от архея до нижнего протерозоя включительно [20].

Углеродистые образования залегают в виде определенных литологически обособленных горизонтов, либо фиксируются среди интрузивных и ультраметаморфических комплексов в виде разновеликих останков, слагающих фрагменты складчатых структур. Мощность геологических тел при этом варьирует от десятков сантиметров до сотен

метров. Несмотря на то, что в разрезе докембрия углеродистые образования занимают различные стратиграфические уровни, геолого-структурная позиция их практически повсеместно такова: они участвуют в сложении синклинальных и моноклинальных структур разного порядка. Крылья этих структур сложены обычно сланцами и гнейсами (в том числе и графитосодержащими), тогда как ядра выполнены карбонатными отложениями. Первые из них в формационном отношении представляют собой метаморфические аналоги углисто-терригенных, а вторые — углисто-известковистых формаций пострифея. В пределах Украинского щита наиболее представительны в этом отношении следующие крупные структурные элементы: Кочеровский (Брусилковский) синклиний северо-западного региона, Завальевская, Хоцеватская и другие синклинали Среднего Побужья, Родионовская и Камчатско-Желтянская синклинали Западно-Ингулецкой полосы, Саксаганский синклиний в Криворожско-Кременчугской зоне, Центрально-Приазовский синклиний Приазовского блока.

Первичная природа углеродистых образований оценивается как седиментогенная, в меньшей степени как вулканогенно-седиментогенная. Она подтверждается результатами комплексной реконструкции протосубстрата, выполнением литолого-структурных, минералого-петрографических, петрогеохимических и других критериев и методик. При этом углеродсодержащие сланцы и гнейсы согласно реконструкции их протосубстрата представляют собой метатерригенные, преимущественно пелит-псаммитовые отложения с примесью углеродистого и карбонатного материала, а карбонатные породы — метаморфизованные производные хомогенных и в меньшей степени биогенных осадков [1—6, 10—12].

Поэтому ниже приводится характеристика углеродистых образований наиболее изученных Криворожской и Западно-Ингулецкой зон центральной части Украинского щита.

В пределах Криворожско-Кременчугской и Западно-Ингулецкой зон углеродистые образования прослеживаются в виде прерывистой меридиональной полосы шириной до 70 и протяженностью до 300 км. Они представлены различными по составу графитосодержащими сланцами, гнейсами и карбонатными породами, отличающимися резкой фациальной изменчивостью по простиранию и падению пластов с выклиниванием горизонтов мраморов в северной части Криворожского бассейна. Среди сланцев выделяются кварц-графит-серцитовые, кварц-графит-биотитовые, кварц-карбонат-графит-биотитовые¹, кварц-серцит-графитовые, графитит-кварц-биотитовые и кварц-карбонат-хлоритовые. К западу от Криворожско-Кременчугского разлома в зонах высокой степени метаморфизма перечисленные сланцы переходят в графитовые сланцы и графит-биотитовые гнейсы, иногда с силлиманитом, гранатом, кордиеритом и амфиболами. Среди карбонатных пород выделяются кальцит-доломитовые и доломитовые мраморы (с незначительной примесью кварца, слюд, графита) и кальцифиры. Степень метаморфизма пород варьирует от зеленосланцевой до амфиболитовой фации, возрастая с юга на север по простиранию Криворожско-Кременчугской зоны.

В формационном отношении углеродистые образования Криворожско-Кременчугской и Западно-Ингулецкой зон представляют собой раннепротерозойские верхнетерригенную и лагунную формации, которые эквивалентны углисто-терригенным и углисто-известняковым формациям фанерозоя [8]. Эти формации являются послейнверсионными. Они возникли в раннедокембрийской геосинклинальной системе района Большого Кривого Рога.

Первично-седиментационная природа углеродистых образований региона подтверждается совокупностью геолого-структурных, минералого-петрографических и петрохимических исследований, а также наличием в метапородах ископаемых остатков органического происхождения. Первично-биогенная природа углеродистого вещества, представленного в супракристалльных образованиях Криворожья графитом и графититом, установлена в результате проведения палеонтологического, люминесцентно-битуминологического, химического, спектрального и изотопного анализов.

Палеонтологические и палеопалинологические исследования позволили установить в графитосодержащих кварц-биотитовых сланцах и доломитовых мраморах гданцевской и глеватской свит криворожской серии и в биотитовых гнейсах, сланцах и доломитовых мраморах родионовской свиты ингулецкой серии разнообразные растительные

¹ Сланцы, содержащие более 20% графитита, принято именовать графититовыми или углстыми.

Таблица 1. Изотопный состав кислорода в доломитах Криворожья

Название породы	Количество проб	$\delta^{18}\text{O} - \text{SMOW}, \text{‰}$	Среднее, ‰
Доломитовый мрамор	4	20,0–24,4	22,2
Доломитовый мрамор с единичными растительными остатками	3	16,1–16,9	16,6
Водорослевый доломит	2	14,2–17,4	15,8
Корициумсодержащая графит-карбонатная порода	3	15,1–16,2	15,5
Онколитовая и строматолитоподобная порода	6	15,0–18,0	16,0
Строматолит	2	7,0–12,3	9,6

остатки, представленные синезелеными и красными водорослями, сфероморфидами и микрофитолитами, которые приурочены к определенным горизонтам разреза [9, 18, 19]. Наряду с органическими остатками, определенными до вида, в отложениях верхних свит криворожской и ингулецкой серий установлены графитсодержащие мраморы со своеобразной микроструктурой водорослевых известняков. Выявлены также онколитовые и строматолитовые породы [18].

С помощью комплекса исследований (капельно-люминесцентный, люминесцентно-битуминологический анализы) в графитсодержащих сланцах и доломитовых мраморах зеленосланцевой фации метаморфизма установлено сингенетичное битуминозное вещество. Его сингенетичность наряду с геологическими (приуроченность к определенным породам) подтверждается также совокупностью аналитических данных: светлыми цветами люминесценции; точечным характером распределения битумоидов, низким содержанием битумоидов в породах (тысячные доли процента), значительным содержанием $\text{C}_{\text{орг}}$, отсутствием гуминовых веществ. По характеру свечения синбитумоиды относятся к маслянистому типу (МБА).

По мере увеличения метаморфизма пород (от сланцев к гнейсам) отчетливо прослеживается потеря метапородами битуминозного вещества. Соответственно уменьшается вероятность обнаружения синбитумоидов и органических остатков в породах. Максимальная частота встречаемости синбитумоидов характерна для графитит-карбонатных пород фации зеленых сланцев, содержащих остатки углефицированных синезеленых водорослей, онколитов и катаграфий.

Как известно, один из показателей биогенной природы углеродистых образований — изотопный состав углерода и кислорода графита и доломита из пород докембрия. Фундаментальные исследования по органическому веществу [13–15] и изотопии графита [21, 22] свидетельствуют о том, что углеродистое вещество графита и графитоподобных образований супракрустальных толщ докембрия имеет биогенное происхождение. Согласно изотопному анализу¹ углерода графита из графитсодержащих сланцев и гнейсов криворожской и ингулецкой серий значение $\delta^{13}\text{C}$ варьирует от $-14,2$ до $-31,3\text{‰}$ относительно международного стандарта PDB [16, 17]. Для графита сланцев и гнейсов, содержащих растительные остатки, характерен диапазон величин $\delta^{13}\text{C}$ от -26 до $-31,3\text{‰}$, тогда как в аналогичных породах, лишенных растительных остатков, изотопный состав углерода графита не превышает значений $\delta^{13}\text{C} - 15\text{‰}$. Последнее однозначно указывает на обеднение породы легким изотопом углерода. Приведенные значения $\delta^{13}\text{C}$ графита сланцев и гнейсов Криворожья вполне сопоставимы с известными данными для первично-биогенного углерода, свидетельствуя в пользу биогенного происхождения изученного графита. Вместе с тем наличие микрофоссилий и микрофитолитов в терригенных породах изменяет изотопный состав углерода графита обогащая его легким изотопом углерода. Подобная тенденция облегчения изотопного углерода графита в связи с увеличением количества растительных остатков в породе фиксируется и для доломитовых мраморов. Однозначность оценки биогенной природы углерода графита терригенных метапород подтверждена данными изотопного состава кислорода доломита карбонатных пород Криворожья, ассоциирующих с графитсодержащими сланцами и гнейсами

¹ Изотопный анализ углерода и кислорода выполнен И.П. Луговой в лаборатории отдела геохимии изотопов ИГФМ АН УССР.

Таблица 2. Средние содержания углерода, радиоактивных и малых рудогенных элементов в углеродистых образованиях Криворожской и Западно-Ингулецкой зон (в г/т)

Название породы	Количество определенных	C _{вал}	C _{граф}	C _{ках}	C _{карб}	Ni	V	Mo	Cu	La
Графит-карбонатная порода с остатками микрофоссилий и микрофитолитов	22	96 380	16 717	9857	76 913	15	8	3	1410	12
Графит-карбонатная порода	24	104 040	15 665	940	85 830	43	8	2	2672	14
Доломитовый мрамор	35	93 936	5 475	397	87 456	16	15	4	497	7
Графититовый сланец	25	91 543	77 687	5209	7090	67	259	25	160	31
Графитсодержащий биотитовый и биотит-амфиболовый сланец	27	15 226	4 071	547	10 553	53	106	2	35	27
Графитсодержащий биотитовый гнейс	18	8 281	7 328	489	734	63	101	2	45	24
Кварцито-песчаник	21	12 812	5 165	688	7 318	21	26	2	7	15

Примечание. Анализы выполнены в лабораториях Института геохимии и физики минералов АН УССР.

(табл. 1). При этом отчетливо прослеживается зависимость изотопного состава кислорода от количества содержащихся в породе органических остатков [17, 18].

Сравнение полученных данных по изотопному составу углерода и кислорода однозначно свидетельствует о биогенной природе графита сланцев и гнейсов, а также о хемогенно-биогенной природе доломитовых мраморов данного региона. Но этот же анализ показал, что простейшие докембрийские организмы, преимущественно синезеленые водоросли, аккумулировали наряду с легким изотопом углерода и легкий изотоп кислорода. Следовательно, изотопный состав углерода и кислорода косвенно отражает биогенные процессы, происходившие на ранней стадии развития органической жизни на Земле.

Среди углеродистых образований верхних свит криворожской и ингулецкой серий по наличию или отсутствию в них органических остатков нами выделяются: 1 — доломитовый мрамор без видимых морфологических признаков ископаемых организмов, 2 — доломитовый мрамор с реликтами водорослевых структур (водорослевый доломит), 3 — графитит-карбонатная порода без видимых признаков ископаемых остатков органического происхождения, 4 — графитит-карбонатная порода с единичными остатками микрофоссилий, 5 — графитит-карбонатная порода, обогащенная онколитами и углефицированными остатками известковых водорослей, 6 — графитовый сланец без видимых признаков микроорганизмов, 7 — графититовый сланец с ископаемыми остатками растительного происхождения, 8 — графит-биотитовый гнейс без органических остатков, 9 — графит-биотитовый гнейс с остатками ископаемых организмов. В этих разновидностях химическим и физико-химическим методами определены содержания углерода и его форм¹. При этом установлено, что общее содержание углеродистых веществ, выраженное через концентрацию некарбонатного углерода, для подавляющего большинства исследованных образцов изменяется в пределах 0,4–18,0%, достигая иногда максимальных величин — 42,8% (Петровское месторождение графита). Наличие в породах органических остатков положительно влияет на содержание в них углеводородов (УВ) и их производных, в частности кахиговой составляющей углерода (C_{ках}). Наглядный показатель этой зависимости для пород, измененных в Р-Т-условиях одной и той же ступени метаморфизма, — “коэффициент биогенности” (C_{ках}/C_{орг}) · 100%, который нами обозначается индексом δ C_{ках}. Максимальные значения этого коэффициента характерны для онколитовой породы (16,6%), водорослевых доломитов (13,7%) и графититовых сланцев (10,8%) [19]. Для названных пород типич-

¹ Определения выполнены в лаборатории отдела геологии и металлогении сектора металлогении ИГФМ АН УССР (аналитики К.Д. Гринева и Ф.И. Березовский).

Yb	Th	U	Sr	Ba	Mn	Co	Ti	Cr	Zr	Pb	Ag	Zn	Ga	Y	Nb
1	1,04	1,8	230	505	968	2	385	36	20	36	0,3	303	5	7	3
1	1,1	1,6	208	167	1067	3	210	22	16	126	0,5	579	4	5	2
0,1	0,9	1,2	77	264	467	2	169	7	15	12	0,8	70	3	5	3
2	1,2	4,2	187	587	447	54	1822	137	76	10	0,6	2469	9	67	29
1	1,0	1,9	226	732	184	11	1758	134	60	9	0,3	35	16	26	2
2	1,7	2,8	69	687	2840	16	2031	193	122	14	0,3	163	14	11	7
177	1,8	2,4	152	222	139	2	206	33	30	0,3	0,2	6	4	3	2

на и повышенная частота встречаемости синбитумоида, а также обогащение их легким изотопом углерода δ¹²C и легким изотопом кислорода δ¹⁶O. Повышенные концентрации связанной формы углерода (C_{ках}) для содержащих органические остатки пород обусловлено, по всей вероятности, тем, что на начальных и низких ступенях метаморфизма лишь незначительная часть органического вещества (ОВ) растительных остатков преобразовывалась в конечный продукт углефикации — графит, тогда как другая часть сохранилась в виде УВ и их производных. С повышением степени метаморфизма большая часть ОВ переходит в графит, а меньшая сохраняется в форме УВ и их производных. Этим, собственно, и объясняются минимальные значения кахиговой составляющей углерода в гнейсах.

Совокупность приведенных данных: 1 — приуроченность растительных остатков к графитсодержащим породам, 2 — сингенетичность графита и графитита остальным породообразующим минералам, 3 — связь УВ и их производных с породами, содержащими остатки ископаемых микроорганизмов и имеющими водорослевые структуры, 4 — приуроченность синбитумоидов к графитсодержащим породам с растительными остатками, 5 — прямая зависимость изотопного состава углерода графита и изотопного состава углерода и кислорода доломита от наличия органических остатков в породе, 6 — близость изотопного состава углерода графита и морских растений — позволяет прийти к выводу о биогенном происхождении графита и графитита, которые следует рассматривать как продукты метаморфизма преимущественно синезеленых водорослей. Синезеленые водоросли, будучи захороненными в осадках нижнепротерозойских лагунных бассейнов, были, по всей вероятности, тем материалом, который в процессе диагенеза и метаморфизма преобразовался в графит.

Геолого-структурные и литолого-геохимические особенности седиментации первично-биогенного углерода обусловили распределение в углеродистых образованиях криворожской и ингулецкой серий ассоциации радиоактивных и сопутствующих им малых рудогенных элементов. В основных разновидностях углеродистых пород названных серий спектральным и люминесцентным анализами определены содержания радиоактивных и малых рудогенных элементов (табл. 2), которые совместно с данными по формам вхождения углерода обработаны на ЭВМ приемами математической статистики. В итоге анализа полученных результатов установлена вполне однозначная роль углеродистого вещества в рудогенезе. В частности, валовое содержание углерода не проявляет устойчивой связи с накоплением или рассеянием любого рудогенного элемента. “Карбонатный” углерод при этом оказывает “разбавляющее” действие на содержание рудогенных элементов, не способствуя увеличению их концентраций. И только суммарное содержание грифитовой и кахиговой составляющих углерода обна-

руживает устойчивую связь с накоплением в изученных породах ассоциации рудогенных элементов, включающей уран, молибден, ванадий, серебро. Эта ассоциация, как известно, достаточно типична для черносланцевых формаций мира. Совокупный эффект графит-кахигеновой составляющей свидетельствует о ранней (дографитовой) фиксации указанной ассоциации рудогенных элементов, поскольку графит сам по себе геохимически инертен. Отсюда также очевидно, что накопление перечисленных рудогенных элементов в неметаморфизованных или слабо метаморфизованных осадках региона проходило в восстановительной обстановке бассейна седиментации, где в качестве восстановителя выступали погребенные организмы растительного происхождения. При этом биогенная природа восстановительной среды, способствовавшей накоплению повышенных концентраций ряда малых рудогенных элементов, несомненна. Прямое доказательство тому — сравнительно высокие концентрации ванадия, меди, молибдена, никеля и других рудогенных элементов в онколитовой породе и корициумсодержащих графититовых сланцах.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Вербицкий В.Н.* О первичной природе гнейсов Приингуля. — Докл. АН УССР. Сер. Б, 1971, № 3, с. 195—198.
2. *Вербицкий В.Н.* Стратиграфия и особенности металлоносности северокриворожского комплекса гнейсов. Киев: Наук. думка, 1973. 114 с.
3. *Вербицкий В.Н.* Реконструкция протосубстрата гнейсифицированных формаций докембрия. — Геол. журн., 1973б, т. 33, вып. 4, с. 25—36.
4. *Вербицкий В.Н.* Терригенные породы раннего докембрия западной части Украинского щита. — В кн.: Литология и геохимия раннего докембрия. Апатиты, 1977, с. 62—68.
5. *Вербицкий В.Н.* Состав и первичная природа пород новоградволинского метаморфического комплекса (северо-запад Украинского щита). — Геол. журн., 1980, т. 40, вып. 6, с. 65—75.
6. *Вербицкий В.Н.* Первичные аналоги метаморфизованных пород тетереvской серии и особенности их седиментогенеза. — Киев, 1981. 21 с. Рукопись деп. в ВИНТИ 24.02.81, № 877—81 Деп.
7. *Доброхотов М.Н., Березин Б.З., Бойко В.П.* и др. Корреляционная стратиграфическая схема докембрийских образований Украинского щита. Геол. журн., Киев, 1981, т. 41, вып. 4, с. 6—13.
8. *Каляев Г.И.* Тектоника докембрия Украинской железорудной провинции. Киев: Наук. думка, 1965. 189 с.
9. *Каляев Г.И., Снежко А.М.* Новые данные по стратиграфическому положению криворожской серии. — Геол. журн., 1973, т. 33, вып. 6, с. 16—28.
10. *Кобзарь В.Н.* Нижнепротерозойское осадконакопление и вопросы металлогении центральной части Украинского щита. Киев: Наук. думка, 1981. 104 с.
11. *Кобзарь В.Н., Коваль В.Б., Гонюндский Е.М.* О литологической природе гнейсов Кировоградской структурно-формационной зоны и их геологической позиции. — Геол. журн., 1977, т. 37, вып. 3, с. 116—130.
12. *Полуновский Р.М., Каныгин Л.И.* Первичная природа и условия накопления осадочно-метаморфических толщ Приазовья. — В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Недра, 1975, вып. 4, кн. 1, с. 256—271.
13. *Сидоренко А.В., Сидоренко Св.А.* Органическое вещество в докембрийских осадочно-метаморфических породах и некоторые геологические проблемы. — Сов. геология, 1971, № 5, с. 3—20.
14. *Сидоренко А.В., Сидоренко Св.А., Созинов Н.А.* Углеродистые формации докембрия. — В кн.: Углеродистые отложения докембрия и нижнего палеозоя и их рудоносность: Тез. докл. Всесоюз. семинара (11—13 окт. 1978 г.). Фрунзе, 1978, с. 9—11.
15. *Сидоренко Св.А., Сидоренко А.В.* Органическое вещество в осадочно-метаморфических породах докембрия. М.: Наука, 1975. 115 с.
16. *Сковородникова Е.А., Мамчур Г.П., Ярыныч О.А.* Изучение изотопного состава углерода графита и карбонатов ингулецкой серии. — Докл. АН УССР. Сер. Б, 1981, № 2, с. 37—39.
17. *Снежко А.М.* Докембрийские микроорганизмы из пород криворожской и ингулецкой серий и их значение для возрастных корреляций: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Киев, Ин-т геол. наук, 1980. 20 с.
18. *Снежко А.М., Луговая И.П.* Происхождение карбонатных пород Криворожья по результатам палеонтологических и изотопных исследований. — В кн.: Карбонатное осадконакопление и проблема эвапоритов в докембрии: Тез. докл. Всесоюз. семинара (6—9 июня 1978 г.). Ростов н/Д, 1978, с. 127—129.
19. *Снежко А.М., Раскатова Л.Г.* Новые виды докембрийских синезеленых водорослей. — Докл. АН УССР. Сер. Б, 1979, № 3, с. 181—186.
20. *Щербак Н.П., Злобенко В.Г., Жуков Г.В.* и др. Каталог изотопных дат пород Украинского щита. Киев: Наук. думка, 1978. 224 с.
21. *Gavelin S.* Variations in isotopic composition of carbon from metamorphic rocks in Northern sweden and their geological significance. — Geochim. et cosmochim. acta, 1957, vol. 12, N 4, p. 297—314.
22. *Rankama K.* New evidence of the origin of Pre-Cambrian carbon. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1948, vol. 59, N 5, p. 398—416.

В. А. РЯБЕНКО, О. Д. МОСЬКИНА

УГЛЕРОДИСТЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ НИЖНЕГО ДОКЕМБРИЯ УКРАИНСКОГО ЩИТА И ИХ ПОЛОЖЕНИЕ В СТРУКТУРАХ КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО ФУНДАМЕНТА

Углеродистые образования широко распространены среди метаморфизованных первично-осадочных пород. Углеродистое органическое вещество (ОВ) в виде тонкораспыленного углерода, графита и графитита встречается в гнейсах, сланцах, кварцитах, карбонатных образованиях и других типичных метаморфизованных осадках. Содержание его в породе колеблется от десятых и сотых долей процента до десятков процентов, иногда вплоть до образования чистоуглеродистых отложений, с которыми связаны многие известные месторождения и рудопроявления графита. Изучение углеродистых образований раннего докембрия Украинского щита в настоящее время направлено на выяснение закономерностей пространственного размещения этих образований и концентрации в них графита; реконструкцию условий докембрийского осадконакопления, диагенеза и метаморфизма; выявление роли биогенного ОВ в осадконакоплении докембрия и изучение в связи с вопросом происхождения жизни на Земле древнейших микроорганизмов, которые были начальными формами живого вещества и стояли у истоков жизни на Земле. Известна исключительная роль биогенного ОВ в литогенном пороодо- и рудообразовании. Углерод и ОВ влияют на ход рудогенеза при метаморфизме и повышают концентрацию рудного вещества в породах, что служит поисковым признаком на многие цветные металлы и редкие элементы. Сам графит — ценное полезное ископаемое, сфера применения которого с каждым годом расширяется.

Углеродистые образования занимают определенное положение в стратиграфическом разрезе метаморфизованных первично-осадочных пород и входят в состав средних и верхних свит тетеревской, бугской, ингуло-ингулецкой и центральноприазовской серий нижнепротерозойского возраста Украинского щита (стратиграфическая схема, утвержденная УРМСК в 1978 г.). Чаще всего эти образования находятся в парагенетической связи с кварцитами, карбонатными образованиями, амфиболовыми и пироксен-амфиболовыми сланцами и амфиболитами. На территории Украинского щита нами выделены следующие, наиболее часто встречающиеся парагенетические ассоциации (или формационные типы) углеродистых образований: углеродистые образования и кварциты (кварцит-углеродистая ассоциация); углеродсодержащие образования и карбонатные породы (карбонат-углеродистая ассоциация); углеродсодержащие образования, карбонатные породы и кварциты (карбонат-кварцит-углеродистая ассоциация); углеродсодержащие высокоглиноземные гнейсы и кварциты; амфиболовые, пироксен-амфиболовые сланцы и гнейсы, амфиболиты и углеродсодержащие образования. Характеристика их подробно изложена в ранее опубликованных работах [9, 10]. Внутри парагенетических ассоциаций повышенные концентрации графита приурочены к определенным разностям пород, состоящих из характерного набора породообразующих минералов, главная роль среди которых принадлежит биотитовым, гранат-биотитовым, биотит-плагиоклазовым и высокоглиноземным силлиманит- и кордиеритсодержащим гнейсам, а также кварц-биотитовым и кварц-серицит-графитовым сланцам. В графитоносных породах рудные графитовые тела образуют пластовые формы или различные по мощности прослои, отличающиеся четко выраженной сланцеватой текстурой и серебристо-серым цветом.

Изучение материалов геологосъемочных и специальных поисково-разведочных работ на графит, а также выполненные тематические исследования с целью выяснения условий формирования графитсодержащих образований, их стратиграфического положения и размещения в региональных и локальных структурах позволили прийти к выводу о том, что наиболее благоприятные структуры на территории щита для концентрации углеродсодержащих образований — сложно построенные парасинклинальные межблоковые зоны с двухъярусным строением, часто отделяющие друг от друга геоблоки I порядка. К числу таких зон относятся Голованевская, Западно-Ингулецкая, Центрально-Приазовская, Тетеревская, Шевченковско-Березовская и Орехово-Павлоградская структуры. Графитоносные породы сконцентрированы также в раннепроте-

розойских троговых и шовных синклиналиях Брусиловской, Тальновской и Криворожско-Кременчугской, тесно связанных с меридиональными глубинными разломами первых рангов. Этими двумя типами структур контролируются не только месторождения и рудопоявления графита, но и многих других полезных ископаемых (железа, глинозема, мрамора и др.). Остановившись на характеристике перечисленных выше межблоковых зон и троговых синклиналей, отметим своеобразность их геологического строения, определенность в наборе пород и формаций, составляющих эти структуры, а также более низкую степень метаморфизма пород по сравнению со смежными геоблоками.

Голованевская межблоковая зона разделяет два крупных геоблока I порядка: Белоцерковский и Кировоградский. Она ограничена на западе Тальновским глубинным разломом, на Востоке — Первомайско-Трактимировским (см. рисунок). Для зоны характерно двухъярусное строение с преобладанием пород нижнего архейского этажа, метаморфизованных в условиях гранулитовой фации; разнонаправленные структуры, куполовидные складки, разделенные межкупольными синклиналиями, а также троговые, выполненные нижнепротерозойскими, в том числе и первично-осадочными породами. Субмеридиональная Голованевская зона сложена в основном ультраметаморфическими породами подольского чарнокитового комплекса и метаморфизованными осадочно-вулканогенными образованиями днестровско-бугской (архей) и бугской (нижний протерозой) серий. Углеродсодержащие образования распространены в южной части зоны и входят в состав кошаро-александровской свиты бугской серии, где они слагают небольшие по мощности тела и пачки, занимающие нижние части ее разреза. Последние являются наиболее продуктивными; в них сконцентрированы основные месторождения графитовых руд.

Графитосодержащие образования, а также другие породы, находящиеся с ними в парагенетической связи, слагают здесь два крупнейших синклинория: субмеридиональный Первомайско-Голованевский (Голованевская зона) и в пределах Гайворонского блока субширотный Хачевато-Завальевский, осложненные складками второго и более высоких порядков. Породы углеродистой формации обнаружены также в ряде синклинальных структур II порядка — Молдовской, Секретарской, Кошаро-Александровской, Завальевской и других, где они залегают или в ядрах синклинальных складок, или на их крыльях, образуя пласты и пачки мощностью до 50 м. В Завальевской синклинальной складке углеродистая формация доступна для непосредственного наблюдения в карьере, вскрывающем Завальевское месторождение графита. Последнее приурочено к северному крылу Завальевской складки, ось которой часто меняет простирание от северо-западного до северо-восточного. Складка асимметричная. Породы, составляющие северное крыло структуры, имеют почти вертикальное падение, а на южном падают под углом 70—75°. Осевая плоскость круто наклонена на север.

В Завальевской синклинали широко развиты породы карбонат-углеродистой ассоциации. Они образуют пласты мощностью до 500 — 550 м; на северном крыле наблюдаются пласты мощностью до 300 — 350 м. Графитосодержащие породы Завальевской структуры тесно ассоциируют с кальцифирами и скарноидами, которые перекрывают рудную графитовую залежь на всей площади ее распространения. Ядро Завальевской структуры слагают кристаллические известняки и доломиты большой мощности (до 700 м), а крылья — графит-силлиманит- и гранатсодержащие гнейсы и кварциты. Графитсодержащие гнейсы локализируются в виде выдерженных по простиранию пачек длиной от нескольких сот метров до 1—2 и 5 км, мощностью до 50 м. В разрезе кальцифиры часто переслаиваются со скарноидами, но отсутствуют на участках развития кварцитов. В чередовании пачек кальцифиров и графитоносных гнейсов наблюдается грубая ритмичность.

Все породы, составляющие северное крыло Завальевской синклинали, имеют очень крутые падения и испытали неоднократные изменения в процессе формирования зон разрывных нарушений как поперечного, так и продольного простирания. Изоклинальные макроскладки, усложняющие северное крыло Завальевской складки, часто усложнены мелкими антиклиналями и небольшими по размерам зонами тектонических нарушений (зоны смятия, дробления), а также прорваны жилообразными телами аплит-пегматоидных и пегматоидных гранитов. Кроме охарактеризованной выше Завальевской синклинали, углеродсодержащие породы изучались в ряде других синклиналей, расположенных в долинах рек Южного Буга, Синюхи, Ятрани. Здесь они входят

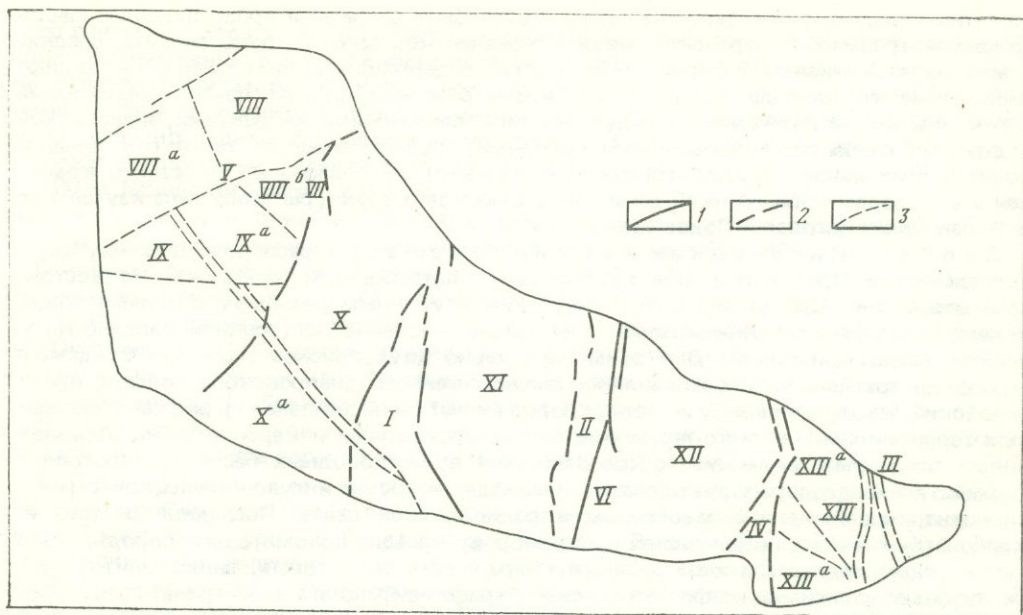


Схема основных структурных элементов Украинского щита

1 — контур Украинского щита; 2 — глубинные разломы; 3 — разломы

Межблочные зоны: I — Голованевская, II — Западно-Ингулецкая, III — Центрально-Приазовская, IV — Орехово-Павлоградская, V — Тетеревская, VI — Криворожско-Кременчугский трог, VII — Брусилковский трог; геоблоки I порядка: VIII — Волынский, IX — Подольский, X — Белоцерковский, XI — Кировоградский, XII — Приднепровский, XIII — Приазовский; блоки II порядка, в пределах которых распространены графитоносные образования: VIIIa — Новоград-Волынский; VIIIb — Житомирский, IXa — Бердический; Xa — Гайворонский, XIIIa — Западно-Приазовский

в состав кварцит-углеродистой ассоциации. Почти во всех разрезах наблюдается чередование (часто ритмичное) графит- и силлиманитсодержащих гнейсов и пачек белых полевошпатовых кварцитов. Переслаивание этих пород имеет закономерный ритмичный характер, обусловленный многократным повторением в разрезе однотипных породных ассоциаций (ритмов). Некоторые исследователи [1,6] отмечали здесь двух- и трехкомпонентную ритмичность. Кварциты составляют как кровлю, так и подошву продуктивной графитовой толщи. Наиболее высокое содержание графита обнаружено на тех участках, где белые безрудные кварциты подстилают и перекрывают графитоносное пластовое тело. Кварцевые породы, очевидно, благоприятствовали накоплению ОВ и в условиях регионального метаморфизма препятствовали выносу углерода из осадков, богатых этим веществом. Ассоциация графитоносных образований и кварцитов, обусловленная их парагенетической связью, может быть использована как один из поисковых признаков при проведении поисково-разведочных работ на графит. Обнаружив кварциты в структурах, следует ожидать скопления углеродистого вещества в породах.

В Молдовской синклинали, расположенной в краевой западной части центральной зоны Первомайско-Голованевского синклинория, во время проведения глубинного картирования выявлены графитсодержащие гнейсы и кристаллические сланцы в ассоциации с амфиболитами и габбро-амфиболитами мощностью от 5–6 до 50 м. Богатые по содержанию графита гнейсы выявлены на восточном крыле структуры и представлены пачкой графит-гранат-биотитовых гнейсов мощностью 30 м, выше которой лежит мощное тело (100–120 м) габбро-амфиболитов.

Синклинали, контролируемые графитовые рудопроявления и месторождения, часто различаются между собой по генезису, морфологии и размерам. Так, например, в пределах Голованевской межблоковой структуры эти складки изометричны, с крутым падением пород на крыльях. Генетически это складки послыгонного течения с концентрическим изгибом пластов. Содержание графита в породах, составляющих

этот тип складок, очень высокое. Здесь могут быть встречены промышленные месторождения графита. В ятранской части Голованевской зоны широко развиты средние и мелкие изоклиальной формы складки, где содержащие графит гнейсы составляют нелинейные синклинали, разделенные изометрической формы почти квадратными антиклинальными поднятиями сундучного типа, сложенными кварцитами, эндербитами и другими слабо рассланцованными породами. Падение крыльев таких синклиналей почти вертикальное, размах крыльев незначителен, но содержание полезного компонента в породах таких синклиналей очень высокое. Структуры этого типа изучены по р. Ятрани у сел Роговая и Подвысокое.

Западно-Ингулецкая межблоковая зона расположена между Кировградским и Приднепровским геоблоками I порядка (см. рисунок). На востоке зона ограничена Криворожско-Кременчугским глубинным разломом с примыкающей к нему одноименной синклиналью, а на западе — сложно построенной Западно-Ингулецкой разломной зоной. Для зоны характерно двухъярусное строение. Фундамент ее сложен архейскими образованиями зеленокаменного днепровского пояса, а протерозойский чехол по генезису и составу пород может быть расчленен на ряд свит, сложенных терригенными, углисто-терригенными, углеродистыми и карбонатными образованиями осадочных формаций, образовавшихся в мелководных бассейнах протоплатформы. Углеродсодержащие образования входят в состав ингуло-ингулецкой серии и сконцентрированы главным образом в родионовской свите. Последняя состоит из карбонатных пород (кальцифиров, мраморов, кальцит-доломитовых пород), кварцитов, кварцито-песчаников, сланцев кварц-графит-биотитовых, силлиманит-графит-биотитовых и гнейсов графит-биотитовых, графит-актинолитовых, гранат-графит-биотитовых. В родионовской свите выделяются две пачки графитсодержащих образований, разделяемых доломитовыми мраморами мощностью до 60 м. Мощность пачек графитосодержащих гнейсов составляет: верхней — 30–40 м, нижней — 60–70 м.

Исходя из набора пород, составляющих родионовскую свиту, можно заключить, что углеродистая формация в Западно-Ингулецкой зоне представлена карбонат-кварцито-углеродистой и кварцит-углеродистой ассоциациями. Парагенетические ассоциации графитосодержащих пород образуют геологические тела, участвующие в строении широко развитых здесь складчатых структур куполовидной формы. В ядрах куполов залегают аплиты-пегматоидные граниты, а на крыльях и в межкупольных синклиналях гнейсы и сланцы. Углеродсодержащие образования и генетически с ними связанные породы участвуют в строении межкупольных, линейно вытянутых синклинальных складок второго и более высокого порядков. Они залегают в ядрах синклиналей или на их крыльях, образуя пласты и пачки мощностью до 40–50 м среди метаморфических и ультраметаморфических пород. Хорошо изучены в настоящее время с помощью выполненного большого объема буровых работ Власовская, Овнянская, Варваровская и Родионовская синклинальные складки II порядка средней части Западно-Ингулецкой структуры, в которых углеродистая формация представлена сравнительно полным набором пород.

На крыльях и в ядре Родионовской синклинальной складки, расположенной в юго-восточной части Западно-Ингулецкой зоны, скважинами вскрыты графитосодержащие образования, представленные графит-биотитовыми, гранат-графит-биотитовыми, графит-биотит-кварцевыми и другими гнейсами. Парагенетически связанные с графитосодержащими образованиями белые безрудные кварциты залегают здесь как в кровле, так и в подошве графитосодержащих образований. Мощность их составляет 20–30 м. Карбонатные породы, подстилающие графитосодержащую толщу, образуют различные по морфологии тела: пласты и линзы. Мощность их изменяется от единиц до нескольких десятков и сотен метров. Мощность пачек графитосодержащих образований в разрезе составляет от 30–40 до 60–70 м. Крылья Родионовской структуры осложнены серией мелких складок вплоть до микроскладчатости и плейчатости, а также разломами.

Криворожско-Кременчугская троговая синклиналь, непосредственно примыкающая с востока к Западно-Ингулецкой зоне, возникла в нижнем протерозое и является типичной приразломной шовной синклиналью. Последняя выполнена спилито-диабазовой, нижней терригенной, джеспилитовой, углисто-графито-терригенной, лагунной и моласовой формациями, метаморфизованными в условиях зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций. Восьмиклометровый разрез в троговой синклинали венчается терригенными образованиями, выделенными в нижнюю гданцевскую и верхнюю глееват-

скую свиты. Первая из них включает основную толщу графитосодержащих образований, сконцентрированных в средней части разреза. Графитоносные образования представлены углисто-графитовыми, кварц-серицитовыми, углисто-кварц-карбонатно-биотитовыми, углисто-графитито-карбонатными и углисто-графитито-кварцевыми сланцами, тесно ассоциирующими с доломитовыми графитосодержащими мраморами. Мощности карбонатных пород не выдержаны по простиранию и колеблются от нескольких метров до 100 м. Мощности графит- и графититсодержащих гнейсов и сланцев также непостоянны и изменяются от 10—20 до 80—100 м. Общая мощность графитосодержащих образований и парагенетически с ними связанных пород составляет 600—800 м.

Основные складчатые структуры трога — линейные синклинали: Лихмановская, Ингулецкая, Криворожская, Желтореченская, Галешинская и др. Все синклинальные складки расположены кулисообразно, примыкая к Криворожскому глубинному разлому. Они имеют сжатую форму, стабильные субмеридиональные простирания, осложнены средними и мелкими изоклинальными складками и разломами высоких порядков. Углеродсодержащие образования установлены глубокими скважинами в Криворожской, Восточно-Анновской и Желтореченской синклиналях. Они слагают крылья этих складок и находятся в парагенезе с доломитовыми мраморами и кварцитами.

В Приазовском геоблоке Украинского щита графитосодержащие породы сконцентрированы преимущественно в Центрально-Приазовской шовной зоне, разделяющей Приазовский геоблок на два блока II порядка: Западно-Приазовский и Восточно-Приазовский (см. рисунок). Для этой структуры характерны образования как архейского, так и протерозойского возраста, своеобразная пестрота в наборе пород и формаций и сложная структурная мозаика. Преобладают ультраметаморфические образования: разнообразные мигматиты, гранитоиды. Метаморфизованные осадочно-вулканогенные образования объединены в западноприазовскую (архей) и центральноприазовскую (нижний протерозой) серии. Последняя расчленена на три свиты (снизу вверх): темрюкскую, сачкинскую и каратышскую. Графитоносные гнейсы в ассоциации с полевошпатовыми кварцитами и силлиманитсодержащими гнейсами играют существенную роль в составе темрюкской свиты, достигая (у с. Троицкого) мощности 100 м. Наиболее продуктивна на графит средняя часть разреза темрюкской свиты, с которой связаны все известные в районе месторождения и рудопроявления графита. Ритмичное строение ассоциации пород, составляющих среднюю часть разреза этой свиты, местами выявляется очень отчетливо [7]. Ритмичность проявляется в закономерном чередовании пачек полевошпатовых кварцитов, высокоглиноземных и графитосодержащих гнейсов. Мощность пачек графитоносных гнейсов в средней части разреза темрюкской свиты составляет 50—80 м.

Углеродистая формация в Центрально-Приазовской зоне представлена ассоциацией высокоглиноземистых и графитосодержащих гнейсов и полевошпатовых кварцитов. На крыльях и в ядре этой структуры глубокими скважинами вскрыты тела графитоносных пород, мощность которых иногда достигает 50 м. Крылья осложнены более мелкими складками II и III порядков, плейчатостью и многочисленными дизъюнктивными нарушениями. Западное крыло осложнено рядом разнонаправленных синклинальных и антиклинальных складок II, III и более высоких порядков. Оси складок прослеживаются в субширотном (синклинальные складки у с. К. Маркса и свх. им. Кирова), северо-западном (хут. Глодово) и реже субмеридиональном (участок слияния рек Берестовой и Берды) направлениях. На западном крыле структуры выходы графитоносных и ассоциирующих с ними пород прослеживаются от хут. Глодово и Сачки (р. Берда) на севере через с. К.Маркса до с. Урзуф на побережье Азовского моря, а также по рекам Берестовая, Каратюк и Темрюк. Осевая часть синклинали осложнена крупной Дзержинско-Первомайской антиклиналью II порядка, к которой приурочено Мариупольское осадочно-метаморфическое месторождение железа. Многие скважины в пределах месторождения вскрыли выдержанные пласты графитосодержащих пород и парагенетически с ними связанных карбонатных образований, которые по последовательности напластования петрографических разновидностей и наличию опорных горизонтов сходны с участками разрезов западного крыла синклинали. Крылья антиклинальной структуры осложнены рядом мелких синклинальных складок III и IV порядков. Это разобщенные, сильно сжатые по оси изометричные или изоклинальные, с круто погружающимися шарнирами складки, часто лежащие. Ширина их 2—5 км, длина до 10 км и более, крылья крутые — до 80°. Осевые части их сложены биотитовыми, амфи-

боловыми и пироксеновыми гнейсами, а крылья — биотитовыми, гранат-биотитовыми, силлиманитовыми и графитовыми гнейсами, которые переслаиваются с полевошпатовыми кварцитами.

Восточное крыло Центрально-Приазовской структуры осложнено Златоустовской и Старо-Крымской брахисинклинальными складками, которые также осложнены многочисленными дизъюнктивными нарушениями различных порядков, мелкой складчатостью и плейчатостью. К Старокрымской синклинальной складке приурочено одноименное месторождение графита. Мощность графитосодержащих гнейсов здесь колеблется от 30—35 до 50 м. Мощность полевошпатовых кварцитов, находящаяся с графитоносными гнейсами в парагенетической связи, колеблется от 12,5 до 30—35 м.

В западной части Приазовского геоблока углеродистые образования выявлены в пределах Корсакского синклинория, где они слагают синклинальные складки II, III и более высокого порядков: Куксунгурскую, Корсакскую и др. Наиболее полно фрагменты графитоносных и парагенетически с ними связанных карбонатных образований и кварцитов сохранились на участках железорудных месторождений Корсак-Могила, Куксунгур и Каменная Могила [2], приуроченных к верхней железорудной толще. Графитоносные гнейсы и сланцы встречаются в виде маломощных (12 м) прослоев и линз среди железистых кварцитов.

В течение последних лет в результате проведения глубинного картирования в Сорокинской и Федоровской тектонических зонах в составе гнейсово-сланцевой толщи установлены графитоносные и карбонатные породы. В Сорокинской зоне скважинами вскрыты графит-биотит-мусковитовые гнейсы, мраморы и скарноиды, силлиманитовые и полевошпатовые кварциты, амфиболиты. По данным исследователей, изучавших геологическое строение Сорокинской зоны [4], эти образования отнесены к осипенковской свите, залегающей стратиграфически выше кальчик-бердянской (темрюкской) свиты и представляющей собой ритмичное чередование глиноземистых гнейсов, metabазитов и кварцитов. Мощность графитоносных гнейсов и сланцев по скважинам колеблется от 2—3 до 35 м, карбонатных пород — мраморов и кальцифиров, залегающих в кровле графитоносных гнейсов и сланцев, — от 5 (верхняя пачка) до 16 м (центральная пачка). По данным вышеупомянутых исследователей [4], метаморфические породы осипенковской свиты слагают моноклиналиную синклинал с наклоном крыльев на юго-запад под углом 70—75°, в осевой части которой залегает толща биотитовых и высокоглиноземистых гнейсов.

В северо-западной части Украинского щита (Вольнский геоблок) углеродистые образования пользуются сравнительно широким развитием в южной части геоблока в пределах субширотного Тетеревского прогиба, ограниченного с севера и юга разломами, отделяющими структуру от смежных Коростеньского и Бердичевского блоков. В прогибе наряду с гнейсами и сланцами, а также скарноидами широко развиты ультраметаморфические и магматические образования, представленные гранитами и мигматитами кировоградско-житомирского комплекса. Углеродсодержащие образования входят в состав виленской свиты тетеревской серии. Графитоносные породы наиболее характерны для нижней части разреза этой свиты, мощность пачек которых изменяется от нескольких десятков сантиметров до 20—22 м.

В Тетеревском прогибе графитоносные образования чаще всего ассоциируют с карбонатными породами, реже с амфиболовыми и пироксен-амфиболовыми сланцами и гнейсами. Внутреннюю структуру Тетеревского прогиба составляет сложная система линейных складок преимущественно северо-западного простирания, обусловленная чередованием неглубоких синклиналей с плоскими вытянутыми брахиантиклиналями. Оси складок ундулируют, что приводит к периклинальному и центриклинальному замыканию слоев и образованию брахискладок. В пределах прогиба широко развиты подобные прямые или наклонные и открытые линейные, флексуорообразные и дисгармоничные складки. Графитосодержащие образования слагают синклинальные складки средних размеров (длиной 5—10 км и шириной 1—3 км). Синклинальные складки Новоград-Вольнского и Житомирского блоков II порядка, содержащие пласты графит-биотит-плагноклазовых гнейсов, имеют часто флексуорообразную форму, умеренную крутизну крыльев и дугообразной формы шарнир, ундулирующий часто под углом 10—15° на северо-запад по простиранию осей складок. Размах крыльев складок большой, достигающий нескольких сот метров, длина осевой плоскости складок варьирует в пределах от первых километров до нескольких десятков километров.

Брусиловская субмеридиональная структура, расположенная между Подольским и Белоцерковским геоблоками Украинского щита, ограничена с запада Виленской, а с востока Брусиловской зонами разломов. В ее пределах выделяется ряд более мелких синклиналильных и антиклиналильных складок, осложненных многочисленными дизъюнктивными нарушениями. В таких синклиналильных складках II и III порядков скважинами вскрыты графит-биотитовые и графит-гранат-биотитовые гнейсы, ассоциирующие с мраморами и скарноидами. Эти образования залегают в основном на крыльях синклиналильных складок в виде отдельных пластов длиной 1–2 км и мощностью 100–300 м.

Роль разломов и мелких дизъюнктивных нарушений в формировании месторождений графита такова, что они в значительной мере способствовали перераспределению углерода в породах и концентрации его на участках возникновения высоких тектонических напряжений. Особенно это видно в местах пересечения разломов с толщами графитосодержащих пород, например, в Брусиловской зоне (Волынский геоблок), где сконцентрированы графитосодержащие породы; в Кочеровской синклинали; в Хмельницкой тектонической зоне. Иногда графитовые руды локализируются в оперяющих разломы локальных нарушениях и зонах катаклаза. Благодаря переработке пород динамометаморфизмом в тектонических зонах древнего заложения создались условия для высокой концентрации графита в породах. Исследования показали, что на участках появления локального динамометаморфизма содержание графита в породах тектонических зон выше, чем во вмещающих графитосодержащих породах, в 3–5 раз.

История происхождения и накопления углерода в графитосодержащих образованиях Украинского щита может быть вкратце представлена в следующем виде. Расчленение архейского фундамента Украинского щита в нижнем протерозое глубинными разломами на отдельные блоки привело к заложению парасинклиналильных прогибов, троговых и шовных синклиналией, а также наложенных впадин и грабен-синклиналией. В структурах такого типа были созданы благоприятные условия для накопления ритмичных осадков, содержащих в большом количестве биогенное вещество, послужившее источником для образования углерода, преобразованного при метаморфизме в графит. Материалом для биогенной массы послужили древнейшие микроорганизмы, развивавшиеся в обширных лагунах. Г.И. Каляевым и А.М. Снежко [3, 12] выявлены комплексы древнейших микрофоссилий в графитосодержащих доломитовых мраморах и карбонат-графитовых сланцах гданцевской и глеватской свит криворожской серии и родионовской свиты ингуло-ингулецкой серии. Они представлены колониями синезеленых водорослей рифениновой и корициумовой групп и продуктами их жизнедеятельности в виде онколитов и катаграфий; красными водорослями, простейшими сфероморфидами, строматолитоподобными образованиями и водорослевыми структурами.

В.И. Лазуренко [5] обнаружены и изучены многочисленные микроорганизмы и органогенные структуры из пород железисто-кремнистой и карбонатной формаций Среднего Побужья. Метаморфизованные древнейшие организмы представлены остатками синезеленых и золотистых водорослей, железобактерий и бактериальных форм, имеющих породообразующее значение. Железобактерии являлись концентраторами железа еще в период своей жизнедеятельности; в результате их отмирания сформировались пласты железистых пород органогенного происхождения. В графитовых и биотит-графитовых гнейсах, кварц-графит-карбонатной породе кошаро-александровской свиты (Среднее Побужье) выявлены формы, которые, очевидно, имеют органическое происхождение [8]. Микрофоссилии представлены несколькими видами простейших сфероморфид, а также микрофоссилиями, которые морфологически близки к группе низших грибов. Обнаружены также репродуктивные структуры водорослевого или грибного происхождения. Биогенная природа ископаемых органических остатков подтверждается изотопно-кислородными, изотопно-углеродными исследованиями и химическими анализами форм углерода.

А.В. Сидоренко и Св.А. Сидоренко [11], изучая графитовые сланцы гданцевской и глеватской свит криворожской серии, а также аналогичные образования на территории других кристаллических щитов, разработали критерии определения живого ОВ в глубокометаморфизованных породах раннего докембрия. Эти критерии объединяют в себе степень распространенности, характер распределения и формы нахождения углерода в породах. Наиболее распространенная из четырех выделенных этими исследова-

дователями морфогенетических типов проявления свободного углеродистого вещества — точечная тонкодисперсная форма. На основе результатов химического, геохимического, битуминозного и изотопного анализов они пришли к выводам о биогенной природе УВ, графита и графитоидов, образовавшихся в процессе регионального метаморфизма ОВ, находящегося в первично-седиментогенных породах нижнего докембрия.

Фактический материал, собранный в последнее время (находки в раннедокембрийских породах древнейших ископаемых организмов, органических соединений, данные по изотопии углерода, кислорода и другие факты), убедительно свидетельствует о возникновении жизни в раннем докембрии и биогенной природе углеродистого ОВ. Графит в докембрийских образованиях Украинского щита — продукт накопления ОВ в древнейших осадочных породах и дальнейшей перекристаллизации его в условиях регионального метаморфизма. Неоспоримым также доказательством осадочно-органического происхождения графита и вмещающих его углеродистых образований служит их приуроченность к определенным фациям и стратиграфическим условиям, ритмичное залегание в толщах, тесная связь с такими типичными осадочно-метаморфическими образованиями, как кварциты, кристаллические известняки, сланцы, мраморы, а также пластовая форма залегания.

Исходя из выше изложенного, можно сделать следующие выводы.

1. Углеродистые образования приурочены к определенным сериям и свитам метаморфизованных первично-осадочных пород. Они находятся в парагенетической связи с кварцитами, карбонатными образованиями, высокоглиноземными гнейсами, амфиболитами.

2. Наиболее часто углеродистые образования встречаются в сложно построенных межблоковых парасинклинальных зонах с двухъярусным строением, а также в шовных и троговых синклиналях, тесно связанных с глубинными разломами.

3. В пределах межблоковых зон и троговых синклиналей, а также внутри блоков II и III порядков графитоносные породы участвуют в строении главным образом крыльев и реже приядерных частей синклинальных складок II и III порядков.

4. Углеродистые образования с высоким содержанием графита зафиксированы в синклинальных складках III порядка, имеющих часто изометрическую, изоклиналичную, флексурную и куполовидную формы. Характеризуемые образования слагают периклиналильные замыкания синклинальных складок и нижние части их крыльев, флексурные изгибы, участки утонения слоев в складках нагнетания пластичных масс, а также послыного кливажа и рассланцевания гнейсовых толщ.

5. Разрывные нарушения определили миграцию углерода в зоны повышенной тектонической напряженности и локального динамометаморфизма из гнейсовых толщ, богатых метаморфизованным биогенным веществом. Благоприятными для концентрации графита были участки пересечения разрывных нарушений с рудоконтролирующими складками.

6. Органическое вещество и углерод оказали значительное влияние на весь ход рудогенеза и концентрацию в углеродистых породах цветных и редких металлов.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Виноградов Г.Г.* О генезисе пироксеновых гнейсов и некоторых вопросах стратиграфии докембрия Среднего Побужья Украинского кристаллического щита. — В кн.: Петрография докембрия Русской платформы. Киев: Наук. думка, 1970, с. 352—357.
2. *Жуков Г.В.* Стратиграфия метаморфического комплекса Приазовского кристаллического массива. — Геол. журн., 1971, т. 31, № 1, с. 141—153.
3. *Каляев Г.І., Снежко А.М.* Решетки викопних організмів у ранньому докембрії України. — Вісн. АН УРСР 1974, № 9, с. 27—32.
4. *Каньков Г.Г., Майданович И.А., Русаков И.Ф.* Геологическое строение Сорокинской тектонической зоны (Западное Приазовье). Тектоника и стратиграфия, 1980, вып. 19, с. 48—59.
5. *Лазуренко В.И., Мамчур Г.П., Сулейманов С.П., Петренко Л.В.* Углеводороды и другие органические вещества железисто-кремнистых и карбонатных пород докембрия Среднего Побужья. — В кн.: Проблемы геологии и стратиграфии докембрия Украины. Киев: Наук. думка, 1979, с. 82—92.
6. *Лазько Е.М., Кирилук В.П., Сиворонов А.А., Яценко Г.М.* Нижний докембрий западной части Украинского щита. Львов: Вища шк., 1975. 236 с.
7. *Левенштейн М.Л., Полуновский Р.М.* Об условиях накопления и термодинамических параметрах метаморфизма графитов Приазовья. — Сов. геология, 1971, № 1, с. 109—115.
8. *Михищкая Т.П., Моськина О.Д.* Находки микрофоссилий в бугской серии Украинского щита. — Докл. АН УССР. Сер. Б, 1981, № 2, с. 33—36.

9. *Рябенко В.А., Моськина О.Д.* Угледородистая формация центральной части Украинского щита. Киев: Ин-т геол. наук АН УССР, 1980. 58 с. Препр.
10. *Рябенко В.А., Моськина О.Д., Злобенко И.Ф.* Угледородистая формация западной части Украинского щита. Киев: Ин-т геол. наук АН УССР, 1980. 52 с. Препр.
11. *Сидоренко Св.А., Сидоренко А.В.* Органическое вещество в осадочно-метаморфических породах докембрия. М.: Наука, 1975. 115 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 277).
12. *Снежка А.М.* Докембрийские микроорганизмы из пород криворожской и ингулецкой серий и их значение для возрастных корреляций: Автореф. дис. . . . канд. геол.-минерал. наук. Киев: Ин-т геол. наук, 1980. 26 с.

УДК 550.4+552.57

И.В. ГАСЬКОВ

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ УГЛЕРОДИСТЫХ СЛАНЦЕВ ОЛОКИТСКОГО СИНКЛИНОРИЯ

Олокитский синклинозный прогиб представляет собой позднепротерозойскую грабен-синклинозную структуру, расположенную на площади Байкало-Патомского поднятия между Чуйским и Кичеро-Мамским антиклиналиями. С северо-запада он ограничен Абчадским, а с юго-востока Холоднинским глубинными разломами. Морфологически — это трогообразная впадина, вытянутая в северо-восточном направлении от нижнего течения р. Слюдянка до верховьев рек Тыя, Олокита и Чая на расстояние более 200 км при ширине 20—30 км. Впадина выполнена толщей рифейских вулканогенно-осадочных пород общей мощностью 8—12 км, среди которых выходят отдельные нижнепротерозойские блоки фундамента (Ундгарский и Маректинский выступы).

В основании рифейского разреза залегают отложения абчадской свиты, сложенные термолитизированными мраморами с прослоями (до 40 м) кварцитов, кварц-слюдистых и углеродистых сланцев. Мощность свиты — 1500 м [3]. Абчадскую свиту перекрывают вулканогенно-осадочные образования олокитской свиты, представленные чередованием вулканитов основного состава, конгломератов, кварцитов, кварцито-песчаников, железистых кварцитов, известняков и углеродистых сланцев. Общая мощность свиты 2200 м. Стратиграфически выше следуют отложения авкитской свиты. В ее составе отмечается обилие кварц-слюдистых и гранат-двуслюдяных сланцев, кварцитов и кварц-полевошпатовых песчаников, сочетающихся с прослоями доломитов, известняков и углеродистых сланцев. Мощность свиты составляет 2200 м. Отложения авкитской свиты сменяются кремнисто-карбонатно-терригенными образованиями ондокской свиты, представленными чередованием углеродистых сланцев (метапелитов), кварцитов, известняков и доломитов. Среди углеродистых отложений ондокской свиты в юго-восточной части синклинория в блоке высокометаморфизованных пород (эпидот-амфиболитовая фация) залегают пластовые тела гидротермально-осадочных колчеданно-полиметаллических руд Холоднинского месторождения, а в центральной его части — ряд свинцово-цинковых рудопроявлений. В пределах Холоднинского рудного поля в строении толщи ондокской свиты выделяются три пачки: нижняя (подрудная), сложенная углеродистыми известковистыми сланцами; средняя (рудовмещающая), представленная углеродистыми кварц-карбонатно-слюдистыми сланцами с прослоями (до 10 м) известняков и кварцитов, и верхняя (надрудная), кварцитовая, с прослоями углеродистых сланцев. Завершает разрез верхнего протерозоя карбонатно-вулканогенная толща итыкитской и сынырской свит общей мощностью 3500 м.

Таким образом, углеродистые сланцы отмечаются на нескольких уровнях рифейского разреза (абчадская, олокитская, авкитская и ондокская свиты) и представляют собой тонкослоистые образования пелитового и алевропелитового состава с микроплойчатой, сланцеватой текстурой и гранобластовой, реже бластопелитовой структурой. Основные минералы в них — кварц, мусковит (серицит), кальцит, доломит и углеродистое вещество. Кроме того, в сланцах, претерпевших метаморфизм эпи-

Таблица 1. Средний химический состав углеродистых сланцев Олокинского синклиория

Свита		Количество проб	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe _{общ}		
Абчадская		4	70,25	0,70	13,36	3,85		
Олокильская		5	72,20	0,57	14,45	4,01		
Авкитская		7	67,4	0,95	14,24	5,72		
Ондокская	Холоднинское рудное поле	Надрудная пачка	6	62,50	0,84	17,71	7,50	
		Рудовмещающая пачка	9	54,10	0,80	10,77	7,20	
		За пределами Холоднинского поля		12	59,80	0,88	15,75	6,00

Примечание: Кв — кварц, Му — мусковит, Сер — серицит, Би — биотит, Гр — гранат, Ка — карбонат, Пл — плагиоклаз.

Таблица 2. Средние содержания (числитель) и стандартные отклонения (знаменатель) C_{орг} и элементов-примесей в углеродистых сланцах Олокинского синклиория

Свита		Количество проб	C _{орг}	Cu	Zn	
Абчадская		5	1,54 1,8	0,002 0,0003	0,003 0,0008	
Олокильская		13	0,36 0,52	0,0023 0,0016	0,007 0,004	
Авкитская		9	0,33 0,06	0,0039 0,0026	0,007 0,004	
Ондокская	Холоднинское рудное поле	Подрудная пачка	23	0,53 0,16	0,0044 0,001	0,018 0,01
		Рудовмещающая пачка	44	0,9 0,5	0,0046 0,0024	0,061 0,1
		Надрудная пачка	20	0,51 0,22	0,0066 0,0076	0,042 0,041
		За пределами Холоднинского рудного поля		40	0,26 0,26	0,0027 0,0027

Таблица 3. Величины коэффициентов корреляции между содержаниями C_{орг} и элементов-примесей

Свита		Количество проб	Zn	Pb	Cu	
Абчадская		5	-0,46	-0,72	-0,46	
Олокильская		13	-0,45	-0,64	-0,25	
Авкитская		9	0,46	0,58	-0,05	
Ондокская	Холоднинское рудное поле	Подрудная пачка	23	0,06	-0,30	-0,05
		Рудовмещающая пачка	44	-0,01	0,47	0,45
		Надрудная пачка	20	-0,26	-0,25	-0,25
		За пределами Холоднинского рудного поля		49	-0,17	0,07
Углистые сланцы Олокинского синклиория		163	0,02	0,06	0,03	

MgO	MnO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	П.п.п.	Сумма	Минеральный состав
1,34	0,07	1,15	1,05	2,50	5,86	100,13	Кв, Му, (Сер), Би, углистое вещество
0,71	0,06	1,02	1,12	3,69	2,38	100,21	То же, Гр
2,20	0,10	1,70	1,30	2,59	3,19	99,89	То же, Пл, Клц
2,50	0,20	1,48	0,34	3,71	3,52	100,30	То же, без Ка
4,14	0,17	9,45	0,36	2,37	10,85	100,11	То же, Ка
2,57	0,10	4,12	1,10	3,09	6,49	99,90	Кв, Му, (Сер), углистое вещество

Pb	Co	Ni	Ti	V	Cr	Mn
0,0029 0,0008	0,002 0,0006	0,0033 0,002	0,45 0,19	0,013 0,005	0,011 0,002	0,049 0,039
0,004 0,004	0,0015 0,001	0,0027 0,0026	0,32 0,16	0,006 0,005	0,0033 0,002	0,059 0,035
0,0024 0,0021	0,0018 0,0017	0,0037 0,0026	0,63 0,23	0,012 0,0066	0,0086 0,0044	0,1 0,09
0,0045 0,0017	0,0018 0,001	0,0044 0,001	0,34 0,14	0,009 0,005	0,13 0,006	0,14 0,07
0,0064 0,0073	0,0023 0,0017	0,0049 0,003	0,47 0,21	0,015 0,005	0,006 0,003	0,2 0,18
0,0043 0,0009	0,0017 0,0014	0,004 0,004	0,55 0,26	0,015 0,008	0,009 0,006	0,14 0,13
0,0053 0,003	0,0019 0,0019	0,0043 0,003	0,38 0,15	0,014 0,008	0,009 0,003	0,083 0,07

Co	Ni	Mn	Cr	Ti	V	Граничное значение коэффициента корреляции при 50%-ном уровне значимости
-0,41	-0,56	-0,28	0,37	-0,26	0,50	0,875
-0,59	-0,13	-0,39	0,53	-0,23	0,06	0,641
0,50	-0,05	-0,20	-0,19	-0,35	-0,42	0,735
-0,09	0,21	0,07	0,04	0,34	0,29	0,487
-0,22	0,14	0,10	-0,06	0,27	0,09	0,372
0,09	0,52	-0,24	-0,27	0,13	0,33	0,537
0,06	-0,13	-0,28	0,01	0,01	0,33	0,354
-0,04	-0,03	-0,07	0,05	-0,01	0,7	0,193

дот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций, отмечаются плагиоклаз, биотит, гранат, клиноцоизит, хлоритоид, дистен и ставролит.

Химический состав углеродистых сланцев разных стратиграфических уровней примерно одинаков (табл. 1). Отмечаются лишь несколько пониженное содержание кремнезема и повышенная известковистость и щелочность (содержания калия и натрия) в сланцах ондокской свиты и более низкая магнизиальность и марганцовистость в породах абчадской и олокитской свит.

В последнее время углеродистые сланцы докембрия вызывают большой интерес исследователей. Их рассматривают как уникальные аккумуляторы многих элементов [6]. Некоторые исследователи считают, что в процессе жизнедеятельности и после захоронения органическое вещество (ОВ) сорбирует из морских вод ряд малых и рассеянных элементов [6, 7]. В связи с этим мы попытались на примере углеродистых отложений Олокитского синклинория проследить связь содержания ряда элементов-примесей и углеродистого вещества. В этом плане углеродистые сланцы синклинория интересны тем, что они развиты на разных стратиграфических уровнях, имеют один порядок содержаний ОВ, но одни являются рудоносными (ондокская свита), а другие не содержат руд (абчадская, олокитская и авкитская свиты).

Распределено ОВ в углеродистых сланцах Олокитского синклинория неравномерно, его содержание меняется от десятых долей до 3,5%. Минимальные средние содержания $C_{орг}$ установлены в породах ондокской свиты за пределами Холоднинского рудного поля — 0,26%, а максимальные в сланцах абчадской свиты — 1,54%. Однако для пород абчадской свиты характерны минимальные концентрации большинства элементов-примесей, не превышающие кларки в глинах и сланцах, по Виноградову [1] (табл. 2). Углеродистые сланцы ондокской свиты характеризуются максимальными содержаниями меди, цинка, свинца, никеля и марганца. Отмечается четкая дифференциация концентраций этих элементов по разрезу. Так, в сланцах подрудной пачки в пределах Холоднинского рудного поля зафиксированы минимальные их содержания, а в отложениях рудовмещающей пачки, где залегают основные рудные пласты Холоднинского месторождения, установлены максимальные величины их концентраций и несколько повышенное значение $C_{орг}$. В углеродистых сланцах верхней пачки, вмещающих бедные колчеданно-полиметаллические руды второго горизонта (зона "Рыжая"), концентрации рудных элементов снова уменьшаются, но превышают их значения в подрудной пачке. Еще меньшие величины содержаний названных элементов, за исключением свинца, установлены в углеродистых сланцах ондокской свиты за пределами рудного поля, где с ними связан ряд свинцово-цинковых стратиформных рудопоявлений.

Коэффициенты корреляции между содержаниями $C_{орг}$ и элементов-примесей, рассчитанные для каждой свиты в отдельности и в целом для всех пород Олокитского синклинория, имеют в подавляющем большинстве незначимые величины (табл. 3). Исключение составляют лишь значимые положительные корреляции $C_{орг}$ со свинцом и медью в рудовмещающей пачке Холоднинского рудного поля.

Таким образом, для углеродистых сланцев Олокитского синклинория не отмечается прямой связи между содержаниями элементов-примесей и ОВ. Уровень концентрации рудных элементов в них в большей степени коррелируется с наличием и масштабами сингенетичного оруденения, или, другими словами, с интенсивностью поступления металлоносных растворов и степенью зараженности бассейна седиментации этими элементами. Сорбция же элементов-примесей, находящихся в повышенных концентрациях в морских водах, может производиться и безуглеродистыми отложениями — глинистыми и карбонатными [5]. На это также указывают повышенные концентрации элементов-примесей и в безуглеродистых карбонатных, и в терригенно-карбонатно-глинистых отложениях ондокской свиты.

Таким образом, повышенные концентрации элементов-примесей в углеродистых сланцах зависят в значительной мере от присутствия в них ОВ и указывают на дополнительный привнос этих элементов в бассейн седиментации побочными путями и, следовательно, могут служить поисковыми критериями сингенетичного оруденения.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Виноградов А.П.* Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры. — *Геохимия*, 1962, № 7, с. 555—571.
2. *Дистанов Э.Г., Ковалев К.Р., Шобогоров П.Ч.* и др. Особенности формирования метаморфизованных гидротермально-осадочных колчеданно-полиметаллических руд Холоднинского месторождения. — В кн.: *Вопросы генезиса стратиформных свинцово-цинковых месторождений Сибири*. Новосибирск: Наука, 1977, с. 3—42.
3. *Ефимов А.Н., Тетяева Т.М.* Стратиграфическое положение Холоднинского полиметаллического месторождения в разрезе протерозоя Олоkitского синклинория (Северо-Байкальский район). — В кн.: *Особенности геологического строения и полезные ископаемые территории, прилегающей к трассе БАМа*. Л., 1978, с. 101—111. (Тр. Всесоюз. н.-и. геол. ин-та; Вып. 302).
4. *Ручкин Г.В., Бушуев В.П., Варламов В.А.* и др. Холоднинское месторождение — представитель докембрийских колчеданно-полиметаллических месторождений. — *Геология руд. месторождений*, 1975, № 5, с. 3—16.
5. *Семашова И.Н.* Органическое вещество и его роль в образовании стратифицированных полиметаллических руд в доломитах D_{2+3} Алмаыкского района. Ташкент: Наука, 1980, с. 141—145. (Зап. Узб. отд-ния Всесоюз. минерал. о-ва; Вып. 33).
6. *Сердюченко Д.П., Созинов Н.А.* Роль организмов и органического вещества в формировании осадочных месторождений докембрия. — В кн.: *Проблемы осадочной геологии докембрия*. М.: Наука, 1975, вып. 4, кн. 2, с. 245—249.
7. *Созинов Н.А., Сидоренко Св.А.* О металlogenности формаций углеродистых сланцев докембрия. — В кн.: *Проблемы металlogenии докембрия*. Л.: Наука, 1978, с. 215—222.

УДК 552.57:550.42

О.В. ГОРБАЧЕВ, Н.А. СОЗИНОВ

НЕКОТОРЫЕ ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ ТИПИЗАЦИИ УГЛЕРОДИСТЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ДОКЕМБРИЯ

Углеродистые отложения, обладающие повышенными концентрациями целого ряда рудных элементов, широко распространены в докембрийских метаосадочных комплексах. Несмотря на кажущееся единообразие этих пород, связанное с конвергентным характером процессов их формирования, различия в наборе пород, ассоциирующих с ними, позволяют выделить для них ряд формационных типов: терригенно-углеродистый, карбонатно-углеродистый, кремнисто-углеродистый и вулканогенно-кремнисто (карбонатно)-углеродистый [21]. Анализ петрохимических особенностей углеродсодержащих пород, относимых к трем основным (условно-крайним) членам этой группы формаций, и является задачей данной работы.

В качестве петрохимических параметров для графического разграничения пород указанных формационных типов могут быть использованы величины: $A = Al_2O_3 - (CaO + K_2O + Na_2O)$ — параметр, близкий к "К" Предовского, $S = SiO_2 - (Al_2O_3 + Fe_2O_3 + CaO + MgO)$, выраженные в молекулярных количествах, $C = CaO + MgO$ (%). В работе использовано более 300 химических анализов углеродсодержащих пород из различных докембрийских регионов (материал авторов и литературные данные). Указанные параметры (рис. 1) позволяют достаточно четко разграничить поля фигуративных точек пород, соответствующих трем основным формационным типам. Граничные параметры, отраженные контурами полей, взяты на основе соотношения основных типов пород (карбонатных, кремнистых и терригенных), слагающих разрезы формаций. Для каждой конкретной формации рассчитан средневзвешенный состав с учетом распространенности различных типов пород в разрезе, отраженный на диаграмме в виде пронумерованных фигуративных точек.

По-видимому, наиболее специфичны для докембрия высокоглиноземистые сланцы, обогащенные тонкорассеянным графитоподобным веществом. Например, кианитовые сланцы свиты кейв [2, 20] — метаморфизованные аналоги каолинитовых глин (рис. 1, 1, 3). По данным целого ряда авторов, подобные образования (высокоглиноземистые гнейсы с графитом) широко развиты в нижнедокембрийских разрезах древних щитов и кристаллических массивов [5, 11, 25], обычно тесно ассоциируя с графитоносными толщами. Они отмечаются в более поздних отложениях вплоть до верхнего протерозоя, например, черные филлиты с ильменитом и графит-дистен-андалузитом

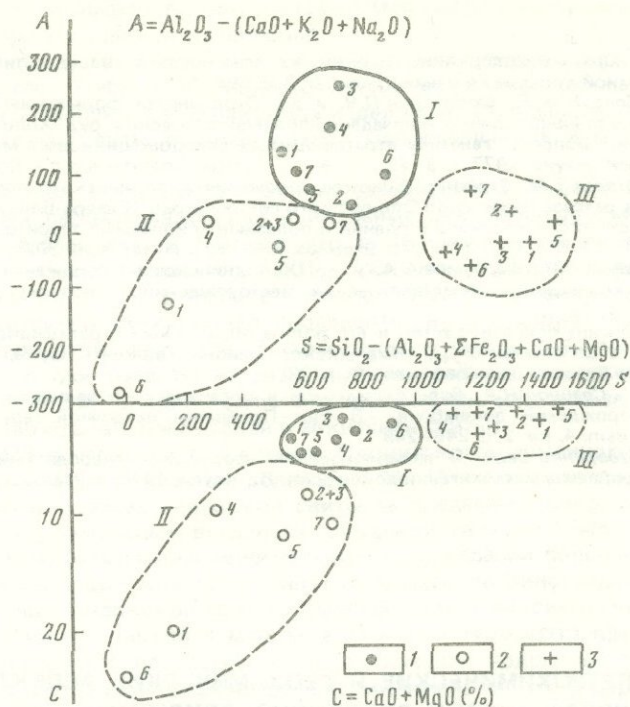


Рис. 1. Диаграмма ASC для углеродистых формаций (I—III) докембрия
 I — терригенно-углеродистая, II — карбонатно-углеродистая, III — кремнисто-углеродистая. Положения фигуративных точек соответствуют средним составам пород. Цифры на диаграммах — номера выборок: I. 1 — черные филлиты воскресенской свиты, Западный Таймыр, среднее значение по 26 анализам [5], 2 — шунгиты, Заснежье [23] (20 анализов, данные авторов), 3 — кианитовые сланцы свиты кейв [2] — 12 анализов, 4 — высокоглиноземистые сланцы, уреньгинская свита, Урал (11 анализов, данные авторов), 5 — углеродистые сланцы Финляндии и Швеции (11 анализов, [30]), 6 — графитосодержащие сланцы нагорья Сангилен, Тува (4 анализа [6]); 7 — черные филлитовидные сланцы, Кокчетавский массив (15 анализов, данные авторов); II. 1 — углисто-глинисто-карбонатные сланцы, Южный Урал (8 анализов [14]); 2 + 3 — графитовые гнейсы, Центральное Приазовье [20] (15 анализов, данные авторов), 4 — графитосодержащие сланцы Карелии (19 анализов, данные авторов), 5 — черные сланцы района Оутокумпу, Финляндия [31] (24 анализа), 6 — углеродистые аргиллиты, поздний докембрий Кокчетавского массива (8 анализов, данные авторов); 7 — средний состав черных сланцев месторождения Рам-Джангл, Австралия [28]; III. 1 — углисто-кремнистые сланцы Ишимской Луки [15] (10 анализов); 2 — шунгиты Карелии [29], 15 анализов (данные авторов), 3 — фтаниты Каратау [26], 12 анализов; 4 — углисто-кремнистые сланцы [12], 5 — углеродистые кварциты, таскаганская свита [27], 6 — углеродисто-кремнистые сланцы, Южный Казахстан [1], 7 — графитосодержащие кремнистые сланцы, Карелия (данные авторов)

вые сланцы воскресенской свиты Западного Таймыра [7], уреньгинская свита Юго-Западного Урала (наши данные). Широкая распространенность этих отложений в докембрии и их специфический состав (повышенная глиноземистость и отсутствие карбонатных пород) позволяют выделить их в отдельную субформацию углеродистых высокоглиноземистых сланцев.

Наблюдаемое на диаграмме (рис. 1) сближение фигуративных точек на границе полей терригенно-углеродистой и карбонатно-углеродистой формаций отражает тесную сопряженность процессов терригенного и карбонатного осадконакопления, особенно в шельфовых зонах бассейнов. В целом ряде случаев эти две формации тесно ассоциируют друг с другом, зачастую образуя непрерывный терригенно-карбонатный ряд формаций (например, углеродистые филлитовидные сланцы, тесно ассоциирующие с доломитовыми сидеритоносными отложениями в позднем докембрии Кокчетавского массива — по данным авторов). Аналогичное положение занимают углеродистые отложения тимской свиты Воронежского кристаллического массива (ВКМ), которые относятся к терригенно-углеродистой формации (количество карбонатных прослоев,

по данным В.А. Казанцева [9], здесь не превышает 15–25%). В то же время они являются верхним членом оскольской серии, нижняя часть которой (роговская свита) является существенно карбонатной (более 50% разреза).

Кроме того, карбонатные породы, определяющие состав формации, как правило, наименее обогащены углеродистым веществом. Анализируются же обычно породы, наиболее богатые $C_{орг}$, вследствие чего средний состав формаций и соответственно их положение на диаграммах не всегда соответствуют их наименованию, данному им по характерным породным ассоциациям.

Учитывая все это, следует отметить, что разделение этих двух формационных типов (рис. 1) при величинах $C = 5–10\%$ и $A = +50–50$ достаточно условно и определяющим является соотношение пород в конкретных геологических разрезах.

В целом для карбонатно-углеродистых отложений докембрия характерно постепенное увеличение степени карбонатности углеродистых пород от архейских формаций (рис. 1, II, 2, 3) к верхнедокембрийским (рис. 1, I, 7).

Касаясь третьей группы углеродистых формаций — кремнисто-углеродистой, — следует отметить, что по характеру породных ассоциаций в ней можно выделить ряд субформаций. Для раннего докембрия наиболее характерны следующие: кремнисто-железисто-углеродистая, тесно ассоциирующая с формацией железистых кварцитов (например, формация Ганфлинт, Канада, по данным А.М. Гудвина [29]), и высокоглиноземистая кремнисто-графитистая субформация, тесно ассоциирующая с терригенно-углеродистыми отложениями (например, графитовые сланцы тетерево-бугской свиты Среднего Побужья, по данным В.В. Закруткина с соавторами [8]). Для более поздних отложений (например, средней протерозой) характерна карбонатно-кремнистая субформация, примером которой могут служить шунгитовые толщи Карелии [23].

Максимального развития отложения кремнисто-углеродистой формации достигают на рубеже докембрия и фанерозоя (верхний докембрий—нижний кембрий).

Петрохимическая особенность отложений этой формации — присутствие высоких содержаний свободного кремнезема. Следует отметить, однако, что в реальных геологических разрезах кремнисто-углеродистые толщи тесно ассоциируют с карбонатными и терригенно-карбонатными отложениями. В частности, в разрезе онежской серии шунгитсодержащие кремнистые сланцы тесно переслаиваются с терригенно-карбонатными и туфогенно-осадочными породами. Они подстилаются доломит-сланцевой толщей [4]. Присутствие в отложениях этой формации карбонатных прослоев и их взаимопереходы по латерали и смена карбонатных фаций кремнистыми фиксируются и в других регионах [31]. Тем не менее главное в облике этой формации — все же преобладание высококремнистых пород, обогащенных органическим веществом (ОВ). Тесная связь кремнезема и карбоната, по-видимому, определяется в этих породах их хемогенно-биогенной природой.

Анализ корреляционных соотношений между параметрами, использованными на диаграмме I (рис. 2), показал, что для карбонатно-углеродистых и значительной части терригенно-углеродистых (кроме высокоглиноземистых) формаций наблюдается четкая прямая корреляционная зависимость (рис. 2, I) между параметрами A и S , свидетельствующая о привносе основной массы кремнезема с терригенной составляющей. Для высокоглиноземистой субформации (рис. 2, II) связь между глиноземом и кремнеземом практически отсутствует, что связано с привносом в бассейн продуктов глубокой химической дифференциации (перемыв каолининовых кор выветривания). Обратная корреляционная зависимость между глиноземистостью и кремнеземом (рис. 2, III) свидетельствует о том, что концентрация кремнезема в осадке не зависит от терригенного источника и фиксация его в осадках происходит хемогенным (либо биогенным) путем.

Обратная зависимость между кремнеземом (S) и карбонатностью (C), наблюдаемая для отложений карбонатно-углеродистой и терригенно-углеродистой формаций (рис. 2, I–II), указывает на то, что в этих формациях кварц и карбонаты отлагаются независимо друг от друга (кварц связан с терригенной составляющей, карбонат отлагается хемогенным путем). Напротив, зависимость, близкая к прямой (рис. 2, III), наблюдаемая для кремнезема и карбонатности в породах кремнисто-углеродистой формации, указывает на их возможную сингенетичность, т.е. на одновременное хемогенное (либо биогенное) осаждение.

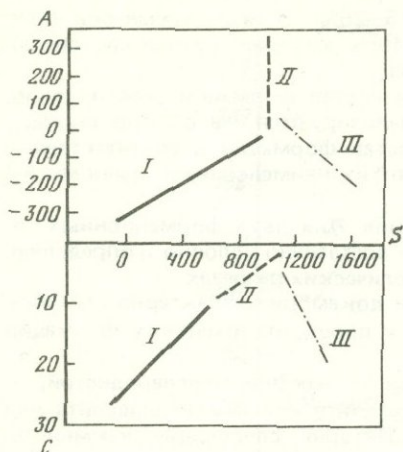


Рис. 2. Корреляционные соотношения между основными компонентами углеродистых отложений докембрия различных формационных типов

Типы: I — карбонатно-углеродистый, II — терригенно-углеродистый, III — кремнисто-углеродистый

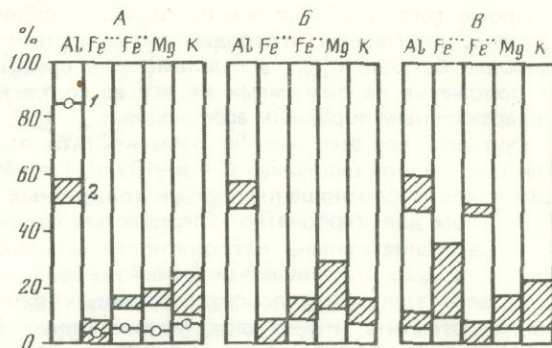


Рис. 3. Состав глинистых компонентов углеродистых метapelитов различных формационных типов

A — терригенно-углеродистый (подтипы: 1 — высокоглиноземистый, 2 — гидрослюдистый); B — карбонатно-углеродистый; B — кремнисто-углеродистый

Таким образом, проведенный петрохимический анализ с помощью предложенных диаграмм позволяет до известной степени прояснить принципы типизации углеродистых формаций по породным ассоциациям и выявить их соотношения друг с другом как по химическому составу, так и по характеру процессов, приводящих к их формированию. Так, сближение составов и характера корреляционных соотношений в рядах терригенно-карбонатных и кремнисто-карбонатных формаций является отражением сложности и непрерывности геологических процессов. Специфика конкретных формаций определяется соотношением основных компонентов: терригенная взвесь, карбонат, кремнезем в седиментационных системах формирующихся осадков.

Для терригенных компонентов особого внимания заслуживает состав глинистой части формации.

Реконструкция первичного состава глинистых компонентов докембрийских углеродистых формаций по методике информативных компонентов [17] показала, что для отложений терригенно-углеродистой формации (рис. 3, A) характерны пелиты каолинитового типа (A-1) и гидрослюдистые глины с незначительной примесью монтмориллонита (A-2). В отложениях углеродисто-карбонатной формации (рис. 3, B) преобладают пелиты существенно гидрослюдистого состава, нередко со значительной примесью монтмориллонита. Для пород кремнисто-углеродистой формации (рис. 3, B) наряду с гидрослюдистым компонентом существенное место занимают глауконит и хлориты железистого ряда. Аналогичный характер распределения глинистых компонентов фиксируется и в отложениях неметаморфизованных и слабо метаморфизованных сланцев фанерозоя, что свидетельствует об отсутствии принципиальных отличий в условиях формирования этого типа пород в докембрии и фанерозое.

Минеральный состав глинистой фракции углеродистых отложений может быть уточнен с помощью диаграмм Al-K-Mg (рис. 4), предложенных В.К. Головенком [5], с некоторыми нашими дополнениями. В частности, в правой части диаграммы достроены поля (прерывистые контуры) гидрослюдисто-монтмориллонитовых и глауконит-хлоритовых глин в параметрах: $K_2O-Al_2O_3-(MgO + Fe_2O_3)$. Фигуративные точки первично-глинистых пород трех перечисленных формационных типов достаточно четко разграничиваются на этой диаграмме в зависимости от преобладания тех или иных глинистых компонентов. Крайние положения занимают точки терригенно-углеродистой (рис. 4, зн. 1, каолинит-гидрослюдистые глины) и кремнисто-углеродистой формаций (рис. 4, зн. 2, монтмориллонит-глауконит); левая и правая части диаграммы (гидро-

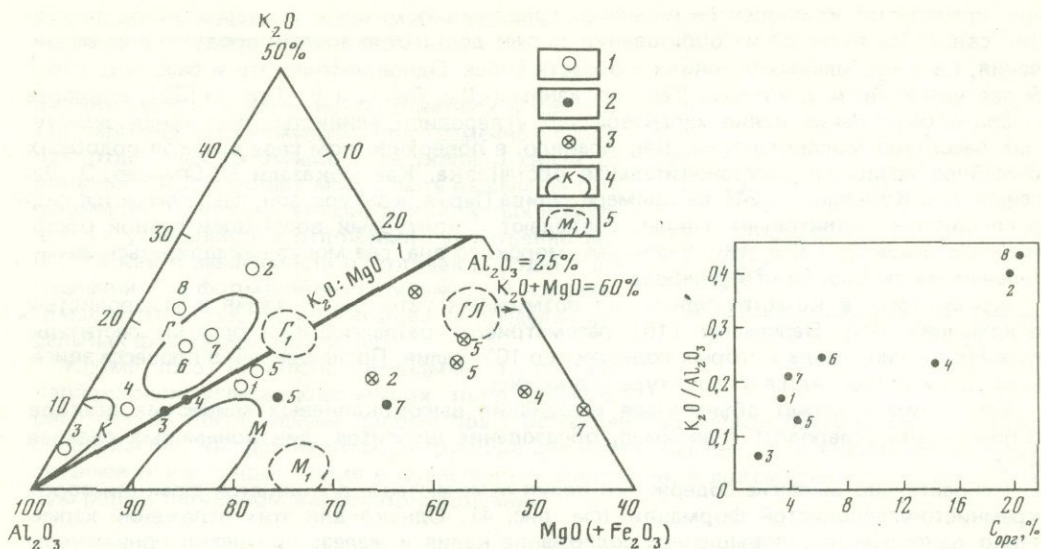
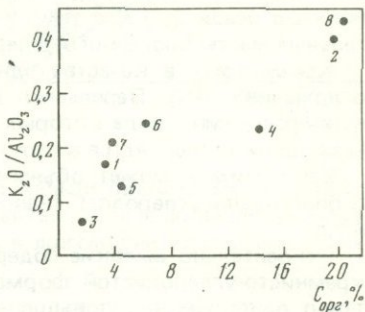


Рис. 4. Соотношение глинистых компонентов в углеродистых отложениях докембрия различных формационных типов

Типы: 1 — терригенно-углеродистый, 2 — карбонатно-углеродистый, 3 — кремнисто-углеродистый; цифры на диаграмме — конкретные формации (см. рис. 1); 4 — контуры в параметрах $Al_2O_3 - K_2O - MgO$ - поля глин (К-каолинитовых, Г — гидрослюдистых, М — монтмориллонитовых [5]); 5 — контуры в параметрах $Al_2O_3 - K_2O - (MgO + Fe_2O_3)$ (Г₁ — гидрослюды, М₁ — монтмориллонит, ГЛ — глауконит, рассчитаны по данным А.А. Предовского [18])

Рис. 5. Зависимость между величиной K_2O/Al_2O_3 и $C_{орг}$ в глинистых породах терригенно-углеродистой формации



слюдисто-монтмориллонитовые глины) — карбонатно-углеродистый тип (рис. 4, зн. 3). Для терригенно-углеродистой формации (рис. 4, зн. 1) по степени уменьшения глиноземистости с одновременным увеличением магнизиальности глинистых минералов в ряду каолинит—гидрослюда—монтмориллонит четко выделяется несколько подтипов углеродистых отложений: 1) существенно каолинитовый: свита кейв, Кольский полуостров (рис. 4, зн. 1, фигуративная точка 3); 2) гидрослюдисто-каолинитовый: уреньгинская свита, Южный Урал (рис. 4, зн. 1, фигуративная точка 4); 3) существенно гидрослюдистый: филлитовидные сланцы позднего докембрия Кокчетавского массива, высокоуглеродистые сланцы Сангиленского нагорья, некоторые горизонты шунгитов (рис. 4, зн. 1, фигуративные точки 2,6–8); 4) гидрослюдисто-монтмориллонитовый: черные филлиты, Западный Таймыр, черные сланцы протерозоя Швеции и ряда районов Финляндии [30] (рис. 4, зн. 1, фигуративные точки 1,5).

Характерно, что по своему структурному положению отложения первых двух подтипов относятся к платформенным и субплатформенным образованиям [5], третьего, по данным В.А. Соколова [23] и ряда других авторов, — к переходным от платформенных к геосинклинальным. Отложения четвертого подтипа рассматриваются как аналоги фанерозойских флишевых образований уже геосинклинального типа.

Таким образом, соотношения между перечисленными глинистыми компонентами углеродсодержащих пород достаточно четко отражают структурную позицию бассейнов, в которых происходило их формирование.

Анализ состава глинистых компонентов неметаморфизованных углеродистых формаций подтверждает основную тенденцию, отраженную на рис. 4. В частности, для диكتионемовых сланцев Прибалтики, относимых к терригенно-углеродистой формации (рис. 4, точка 8) и характеризующихся платформенными условиями формирования, устанавливается существенно гидрослюдистый состав глинистого компонента [13].

Была выявлена прямая корреляционная зависимость между содержаниями углерода и калия в глинистых породах (рис. 5). Преобладание гидрослюдистых (главным обра-

зом иллитовых) компонентов в высокоуглеродистых отложениях терригенной формации свидетельствует об их образовании за счет достаточно зрелых продуктов выветривания, т.е. о стабильных условиях в области сноса. Одновременно это и бассейны с наиболее устойчивым режимом. Так, по данным Дж. Вейна и Е. Туртло [32], наиболее высокие содержания калия характеризуют углеродисто-глинистые отложения замкнутых бассейнов морского типа. Как правило, в поверхностном слое осадков подобных бассейнов создается восстановительная обстановка. Как показали Д. Спенсер, Э. Дегенс и Дж. Кульбицки [24] на примере залива Пария, контуры зон, где отлагаются гидрослюдистые (иллитовые) глины, совпадают с контурами восстановительной обстановки в осадках, т.е. с теми участками морского дна, где могут накапливаться значительные массы биогенного углерода.

Кроме того, в качестве одного из возможных источников калия в углеродистых отложениях А.И. Перельман [16] рассматривает разлагающиеся остатки растительных организмов, зола которых содержит до 10% калия. Поглощенный в процессе эпигенеза калий закрепляется в структуре гидрослюды.

Всем этим и может объясняться ассоциация высококалийевых глинистых осадков с биогенным углеродом (например, образование шунгитов, диктионемовых сланцев и т.д.).

Относительно высокие содержания калия отмечаются и в глинистой фракции пород кремнисто-углеродистой формации (см. рис. 4). Однако для этих отложений характерно одновременно повышенное содержание калия и железа при резко пониженном содержании глинозема, что позволяет предполагать присутствие в первичных породах минерала типа глауконита.

Таким образом, состав глинистых компонентов в углеродистых отложениях — достаточно чуткий индикатор условий их формирования, зависящих от структурной позиции бассейна, а также от породных ассоциаций, которые и стали основой для разделения углеродистых отложений на три перечисленных формационных типа.

Особого внимания заслуживает анализ состава карбонатной составляющей углеродистых отложений выделенных нами двух формационных рядов: терригенно-карбонатного и карбонатно-кремнистого.

Обращает на себя внимание тот факт, что для большинства карбонатно-углеродистых отложений докембрия характерно резкое преобладание в составе карбонатов доломитовой составляющей (рис. 6).

Вторая особенность карбонатно-углеродистых пород докембрия, как правило, — их повышенная магнизиальность. В среднем отношение CaO к MgO в углеродисто-карбонатных породах приближается к 1. Это свидетельствует о том, что наряду с доломитом в породах обычно присутствуют другие магниесодержащие минералы. Отмечается также тесная ассоциация магнетитов с ОВ (горанская серия Памира, рифей Урала и т.д.).

Все это свидетельствует о насыщенности магнием как древних осадков, так и, видимо, морских вод, из которых происходило осаждение карбонатов.

Однако тесная ассоциация доломитов с биогенным углеродом позволяет предположить и биогенную или во всяком случае химико-биогенную природу этих доломитов.

Характерно, что почти все установленные органические остатки архейского и нижнепротерозойского возраста по данным Г.И. Каляева, А.М. Снежко, Э.А. Ревенко [10, 19] и ряда других авторов, заключены в породах доломитового состава.

Как показали последние исследования [22], основными карбонатостроющими организмами в раннем докембрии были биоседиментарные сообщества: цианобактерии и бактерии. Как правило, строматолитовые образования характеризуют условия с отклонениями от нормального солевого режима бассейна со сдвигом карбонатонакопления в сторону доломита.

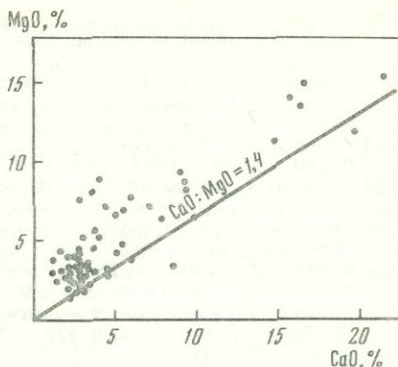
Связь доломитовых фаций с биогенным фактором подтверждается также последними экспериментальными исследованиями Г.П. Бондаренко и Г.О. Ничипоренко [3], показавшими, что выпадение протодоломита из морской воды в осадок происходит под влиянием гуминовых компонентов ОВ осадков.

Таким образом, петрохимические особенности углеродистых формаций и, в частности, соотношение в них основных породообразующих компонентов (глинистых компонентов, кремнезема, карбонатов и ОВ) подтверждают основные принципы типизации углеродистых формаций по различным породным ассоциациям. Выявляется закономерная связь отдельных формационных типов, позволяющая объединить их в форма-

Рис. 6. Соотношение CaO и MgO в породах докембрийских карбонатно-углеродистых формаций

ционные ряды терригенно-карбонатных и кремнисто-карбонатных формаций. Одновременно в пределах отдельных формационных типов в связи со спецификой их состава могут быть выделены субформации. Показано, что состав глинистых компонентов углеродистых отложений существенно меняется как в зависимости от состава породных ассоциаций (по формационным типам), так и в зависимости от структурной позиции в пределах отдельных формационных типов.

Кроме того, выявлена специфичность состава карбонатных углеродсодержащих толщ докембрия: резко преобладают доломитовых разновидностей над кальцитовыми. Это позволяет предполагать, что доломитоформирующие цианобактериальные сообщества, находящиеся в настоящее время в подавленном состоянии, в докембрии играли значительную роль в биогенном карбонатакоплении.



ЛИТЕРАТУРА

1. Анкинович С.Г., Анкинович Е.А. Условия накопления и формирования рудоносных сланцев нижнего палеозоя. — В кн.: Геохимия осадочных пород и руд. М.: Наука, 1968, с. 356–374.
2. Бельков И.В. Кизанитовые сланцы свиты кейв. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1963. 136 с.
3. Бондаренко Г.П., Нечипоренко Г.О. Экспериментальные данные о влиянии природных органических соединений на миграцию и форму осаждения свинца из морской воды. — В кн.: Всесоюз. совещ. по геохимии углерода: Тез. докл. М., 1981, с. 269–272.
4. Галдобина Л.П., Горлов В.И. Шунгитсодержащие толщ докембрия Карелии, их литологические особенности и условия формирования. — В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Недра, 1975, вып. 4, кн. 2, с. 161–163.
5. Головенко В.К. Высокоглиноземистые формации докембрия. Л.: Недра, 1977. 268 с.
6. Голубев Б.Б. О графитсодержащих сланцах нагорья Сангилен (Тува). — В кн.: Геология и полезные ископаемые: Информ. сб. ВСЕГЕИ. Л., 1960, № 28, с. 18–25.
7. Забияка А.И. Стратиграфия и осадочные формации докембрия Северо-Западного Таймыра. Красноярск: Кн. изд-во, 1974, с. 128.
8. Закруткин В.В., Закруткин В.Е., Калличкова Ю.А., Лазарева Е.П. Органическое вещество докембрия Украинского щита. — В кн.: VIII Междунар. конгр. по орган. геохимии. М.: Наука, 1977, т. 2, с. 11–13.
9. Казанцев В.А. Литология и рудоносность углеродистых отложений докембрия Курской магнитной аномалии. — В кн.: Углеродистые отложения докембрия и нижнего палеозоя и их рудоносность. Фрунзе, 1975, с. 232–235.
10. Каляев Г.И., Снежко А.М. Органическое вещество и его роль в формировании графитсодержащих пород докембрия Украины. — В кн.: Палеонтология докембрия и раннего кембрия. Новосибирск: Наука, 1976, с. 165–167.
11. Кулиш Е.А. Докембрийский фундамент материковой части Дальнего Востока и его литолого-петрографический состав. — В кн.: Стратиграфия и осадочная геология докембрия Дальнего Востока. Владивосток: Наука, 1978, с. 5–11.
12. Курдюков А.А. Окислительно-восстановительные свойства горных пород, вмещающих урановое оруденение в черных сланцах. — Литология и полез. ископаемые, 1970, № 1, с. 130–133.
13. Лоог А.Р. Граптолитовые аргиллиты (диктионемовые сланцы) Эстонии и их рудоносность. — В кн.: Углеродистые отложения докембрия и нижнего палеозоя и их рудоносность. Фрунзе: Илим, 1978, с. 66–68.
14. Малахов А.Е., Варлаков А.С., Сидоренков А.И. Петрографическая характеристика и некоторые геохимические особенности поведения элементов-примесей терригенно-карбонатных пород Саткинских месторождений магнетита. — В кн.: Геохимия, петрография и минералогия осадочных образований. М.: Изд-во АН СССР, 1963, с. 208–232.
15. Ордынец Г.Е. К вопросу о возрасте углисто-кремнистых сланцев Ишимской Луки. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1969, т. 44 (6), с. 54–60.
16. Перельман А.И. Геохимия. М.: Высш. шк., 1979. 424 с.
17. Предовский А.А. Черты эволюции состава докембрийских метapelитов восточной части Балтийского щита. — В кн.: Геохимическая эволюция метаморфических комплексов докембрия Кольского полуострова. Апатиты: Кол. фил. АН СССР, 1976, с. 15–30.
18. Предовский А.А. Реконструкция условий седиментогенеза и вулканизма раннего докембрия. Л.: Наука, 1981. 152 с.
19. Ревенко Э.А. Микрофитоциты как возможный источник накопления органического вещества в отложениях рифея Волго-Уральской области. — В кн.: Палеонтология докембрия и раннего кембрия. Новосибирск: Наука, 1976, с. 170–171.

20. Сидоренко Св.А., Сидоренко А.В. Органическое вещество в осадочно-метаморфических породах докембрия. М.: Наука, 1975. Вып. 277. 140 с.
21. Созинов Н.А., Сидоренко Св.А. О формационных типах углеродистых сланцев докембрия и фанерозоя. — Докл. АН СССР, 1976, т. 227, № 3, с. 684—688.
22. Соколов Б.С. Палеонтология докембрия. — В кн.: Палеонтология докембрия и раннего кембрия. Новосибирск: Наука, 1976, с. 4—8.
23. Соколов В.А. Геология и литология карбонатных пород среднего протерозоя Карелии. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1963. 184 с.
24. Спенсер Д., Дегенс Э., Кульбицки Дж. Факторы, управляющие распределением элементов в осадках. — В кн.: Распространенность элементов в земной коре. М.: Мир, 1972, с. 211—227.
25. Столярова Л.М. Петрология гнейсовой толщи кольской серии юго-западной части Кольского полуострова: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М.: МГУ, 1981. 23 с.
26. Холодов В.Н. Осадочный рудогенез и металлогения ванадия. М.: Наука, 1973. 262 с.
27. Шумлянский В.А., Горбунова А.М. Некоторые черты гидротермального перераспределения химических элементов в микрокварцитах рудоносной углеродисто-кремнистой формации. — Тр. Ташк. ун-та, 1967, вып. 326, с. 215—226.
28. Berkman D.A. Geology of the Rum Jungl uranium deposits. — Atom. Energy Austral., 1970, vol. 13, N 1, p. 12—20.
29. Goodwin A.M. Structure, stratigraphy and origin of iron formation, Michipicoten area, Algoma district Ontario, Canada. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1962, vol. 73, p. 561—586.
30. Marmo V. On the sulphide and sulphide-grafite schists of Finland. — Bull. Commis. geol. Finl., 1960, N 190.
31. Peltola E. On the black schists in the Outokumpu region in Eastern Finland. — Bull. Commis. geol. Finl., 1960, N 192, p. 192.
32. Vine J.D., Tourtelot E.B. Geochemistry of shale deposits: A summary report. — Econ. Geol., 1970, vol. 65, N 3, p. 253—272.

УДК 552.54 /57:551.35

С.И. ЖМУР

О РОЛИ ИЗВЕСТКОВИСТОГО НАННОПЛАНКТОНА (КОККОЛИТОФОРИД) В ОБРАЗОВАНИИ МОРСКИХ КАРБОНАТНО-УГЛЕРОДИСТЫХ ФОРМАЦИЙ

Работами последних лет показано широкое распространение карбонатно-углеродистых формаций в докембрийских и фанерозойских отложениях [10—12] и установлено, что эти формации представляют собой особый тип в ряду углеродистых формаций как с точки зрения концентрации в них полезных ископаемых, так и с точки зрения специфичности условий их образования и поведения в процессе метаморфизма.

При изучении карбонатно-углеродистых формаций исследователи, как правило, основное внимание сосредоточивали на доказательстве биогенной природы углеродистых соединений в породах (особенно для докембрийских толщ) и в меньшей степени на установлении роли биогенного фактора в образовании самих карбонатов. Открытие в последние годы широкой породообразующей роли мельчайших (от 1—2 до 10-15 мкм) простейших одноклеточных растений — кокколитофорид, имеющих фрагментарный кальцитовый скелет, значительно расширили наши представления о природе карбонатов в морском осадконакоплении, а установление в скелетной матрице ультрамикрораспространенных керогена дает возможность более достоверно судить об источнике сохранившегося в породах органического вещества (ОВ).

Причина столь позднего открытия (последние 20—25 лет) породообразующей роли кокколитофорид заключалась в том, что, будучи существенно меньше подавляющего большинства одноклеточных организмов, они при обычных гидробиологических исследованиях структуры биомассы водоемов на учитывались, хотя еще в 1923 г. В.И. Вернадский писал, что в морской воде, анализ которой сейчас производится, всегда содержится мельчайшие организмы — бактерии, наннопланктон и т.п., которые проходят через все фильтры, употребляемые при взятии пробы воды для химического анализа. Обычно считается, что количество этого микроскопического мелкого рассеянного живого органического вещества, остающегося в анализируемой воде, ничтожно. Далее он отмечал, что в действительности анализы морской воды, которые мы имеем, не дают ни состава косной, мертвой части, морской воды, ни реально существующей

в природе морской воды, всегда пропитанной жизнью. Они представляют искусственную величину, выражающую состояние наших знаний, а не выяснение реального явления природы [3].

Это положение В.И. Вернадского полностью подтвердилось. Так, последними океанографическими исследованиями установлено, что на долю кокколитов в некоторые сезонные периоды приходится до 50% и более биомассы. Особенно велика численность кокколитофорид вблизи берегов океанов (на шельфе) и во внутренних водоемах, где она достигает часто 1 млн. клеток на 1 л воды. Иногда наблюдаются и большие концентрации. Своеобразный рекорд был зафиксирован в одном из фиордов Скандинавии, где наблюдалась концентрация кокколитофорид до 37 млн. клеток на 1 л. В другие годы в этом же фиорде наблюдались концентрации до 10 млн. и более [15–17].

Проведенные С.Н. Голубевым приближенные расчеты показали, что при благоприятных условиях кокколитофориды могут обеспечить весьма высокую скорость осадкообразования — до 10 см в 1000 лет при расчете на породу удельным весом 2 г/см^3 [5, 7]. Но в действительности, как отмечалось и самим С.Н. Голубевым, такие высокие темпы образования кокколитовых илов в настоящее время не наблюдаются. Скорость накопления биогенных известковых илов варьирует от 0,4 до 1 см в 1000 лет [1]. Вероятно, это связано с тем широкоизвестным фактом о том, что кокколиты большинства видов растворяются вскоре после гибели организмов. Из 200 известных современных видов кокколитофорид лишь 30–40 видов способны сохраняться в осадках, остальные либо крайне редки, либо почти полностью разрушаются сразу после отмирания организма.

Несмотря на проведенные исследования наннопланктона в современных морских акваториях, оценить роль кокколитофорид в литогенезе в планетарном масштабе трудно, но можно считать вполне достоверным их широкое участие в накоплении карбонатных пород. Так, установлено, что целый ряд современных морских и океанических осадков представляет собой чистейшие кокколитовые илы. К примеру, выяснилось, что карбонатные осадки Черного моря, считавшиеся ранее хемогенными, по существу нацело состоят из кокколитов [2]. По оценкам различных авторов, писчий мел на 50–90% сложен кокколитами и их обломками. Некоторые токозернистые известняки мелового возраста Бельгии, Франции, Англии включают до 80% мелких кокколитофорид.

Существенно отметить установление факта вторичного окремнения кокколитов в голоценовых осадках Черного моря, а также способности их интенсивно адсорбировать на своей поверхности глинистые частицы [5–7], что позволяет глубже проникнуть в процесс образования смешанных кремнисто-карбонатных и глинисто-карбонатных осадков, а также, что немаловажно, понять причину сохранности кокколитов в агрессивных условиях сероводородного заражения, в которых, по современным представлениям, происходило накопление ОВ.

Органическое вещество в кокколитофориде заключено в цитоплазме и в скелетных образованиях — кокколитах, представляющих собой сложные минерально-органические соединения, которые в слабощелочной среде приобретают вполне определенные черты сходства по физико-химическим параметрам с керогеном горючих сланцев. К числу их относятся: высокая химическая устойчивость (соляная и плавиковая кислоты не оказывают видимого разрушающего воздействия); горение кокколитов при воздействии повышенных температур (результаты воздействия видны в электронный микроскоп); отсутствие кристаллической структуры (подтверждается методами электронной дифракции).

В настоящее время можно считать доказанным присутствие керогеноподобных органических соединений в кокколитовых илах четвертичного (Черное море) и палеогенового (Атлантический океан) возраста на том основании, что при воздействии на кокколиты из этих отложений соляной кислотой (концентрация не выше 0,01%) из целого ряда экземпляров извлекалось ОВ, по общей своей форме напоминающее кокколиты и обладающее указанными выше свойствами [5, 6].

Опытным путем установлено, что для частичного растворения десятимикронных кокколитов в течение года концентрация соляной кислоты должна измеряться долями процента. Полное медленное растворение их может происходить при определенных условиях и в природе в ходе длительных геологических процессов. Этим, видимо, и

объясняется факт обнаружения обособленного керогеноподобного компонента с волкнистым строением в голоценовых осадках Черного моря.

Образование керогеноподобного вещества из ОВ кокколитов именуется как "полимеризация", "дублирование" или "частичное обугливание". Этот процесс был воспроизведен С.Н. Голубевым [5] на культуре при воздействии на нее слабощелочными растворами, что свидетельствует о том, что указанный процесс не требует экстремальных условий и может быть обеспечен слабой щелочной средой, существующей при карбонатном осадконакоплении.

Помимо полимеризации, органический компонент ископаемых кокколитов несет и другие следы вторичных изменений, связанных с фоссилизацией, среди которых наиболее существенно обогащение его относительно тяжелыми металлами, например железом, ванадием, титаном.

Как представляется, керогеноподобный компонент может образовываться за счет ОВ, заключенного как в кальцитовом скелете кокколитов, так и цитоплазме клетки. При этом, будучи не защищенной минеральным скелетом, цитоплазма, естественно, подвергается природному растворению и в виде органических кислот уходит в круговорот ОВ морей и океанов.

В образовании ОВ карбонатно-углеродистых формаций принимали участие, безусловно, и синезеленые водоросли, в клетке которых содержится органо-минеральная матрица, подобная по своему химическому составу скелетным образованиям кокколитофорид. Но судя по соотношению синезеленых водорослей в биомассе морей и океанов, роль их в образовании ОВ была незначительна по сравнению с кокколитофоридами.

Проведенные исследования толщи отложений волжского яруса верхней юры юго-востока европейской части СССР выявили широкое присутствие кокколитофорид как в слагающих эту толщу пород карбонатных глинах, так и в прослоях горючих сланцев, что, естественно, ставит вопрос об участии органического вещества этой группы организмов в образовании керогена последних. Выполненными сотрудниками Саратовского университета электронно-микроскопическими исследованиями (Т.Ф. Букина, З.А. Яночкина) установлено, что кероген этих горючих сланцев состоит из мельчайших частиц, по облику явно соответствующих структуре кокколита.

Имеются также данные о главенствующей роли кокколитофорид в образовании ОВ битуминозных верхнеюрских глин Западной Европы [14].

Приведенные выше примеры касались лишь молодых отложений. Однако есть все основания предполагать, что кокколитофориды появились значительно раньше юрского времени. Недавно они были открыты в отложениях карбона. В общеизвестном учебнике А.Н. Криштофовича "Палеоботаника" со ссылкой на Гюмбеля есть указание на находки кокколитофорид в кембрии [8]. Имеются данные о коккоидных структурах и в докембрии, хотя Дж. Шопф считает, что трудно оценить вероятность их биогенной природы [13]. Так, С. Тейлер и Э. Баргхорн в докембрийских кремнистых сланцах железорудной формации Ганфлинт в Южном Онтарио в Канаде встретили органические остатки неопределенного систематического положения, сходные с раковинами морских планктонных жгутиконосцев, возможно, родственные кокколитофоридам [4]. А.И. Лазуренко [9], изучавший под электронным микроскопом карбонатные породы архейского возраста Среднего Побужья, установил, что среди многочисленных фоссилизированных остатков древних микроорганизмов наибольшим распространением пользуются водоросли, напоминающие кокколитофориды.

Если высказанное выше предположение о более широком возрастном диапазоне кокколитофорид верно, то, несомненно, и более широка их роль в образовании карбонатно-углеродистых формаций как доюрской части фанерозоя, так и докембрия. При этом мы имеем в виду участие их как в формировании "чистых" карбонатов, так и самих углеродистых толщ (горючих сланцев, графитов, шунгитов и т.п.), включая сюда и толщи с рассеянным тонкодисперсным ОВ. Кроме того, немаловажна их роль в концентрации ряда рудных элементов и, возможно, в формировании фосфоритов, которые присущи данному типу формаций.

ЛИТЕРАТУРА

1. Багров В. Г. Планктон Мирового океана. М.: Наука, 1974. 187 с.
2. Бакри Д. Геологическое значение кокколитов в тонкозернистых карбонатных слоях постгляциальных осадков Черного моря. — Литология и полез. ископаемые, 1970, вып. 6, с. 3—7.
3. Вернадский В. И. Избранные сочинения. М.: Изд-во АН СССР, 1960, т. 5. 422 с.
4. Войтович Г. В., Белокрыс Л. С. Следы древней жизни на Земле. — Сов. геология, 1960, вып. 4, с. 3—22.
5. Голубев С. Н. Некоторые вторичные изменения кокколитов *Emiliana huxleyi*. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1973, т. 48, вып. 1, с. 156—157.
6. Голубев С. Н. Некоторые особенности распространения кокколитов в голоценовых осадках Черного моря. — В кн.: Образ жизни и закономерности расселения современной ископаемой микрофауны. М.: Наука, 1975, с. 301—306.
7. Голубев С. Н. Некоторые кокколитофориды и методы их изучения на палеонтологическом материале: Автореф. дис.... канд. геол.-минерал. наук, М.: МГУ, 1976.
8. Криштофович А. Н. Палеоботаника. М.: Госгеолгиздат, 1947. 496 с.
9. Лазуренко В. И. О природе карбонатных пород Среднего Побужья. — В кн.: Карбонатное осадконакопление и проблема эвапоритов в докембрии. Ростов н/Д: Изд-во Рост. ун-та, 1978, с. 124—125.
10. Сидоренко А. В., Сидоренко Св. А. Органическое вещество в осадочно-метаморфических породах докембрия. М.: Наука, 1975. 115 с.
11. Сидоренко А. В., Сидоренко Св. А., Созинов Н. А. Углеродистые формации докембрия и их металлогенность. М.: Наука, 1981. 128 с.
12. Созинов Н. А., Сидоренко Св. А. Карбонатно-углеродистые формации докембрия и фанерозоя. — В кн.: Карбонатное осадконакопление в докембрии. М.: Наука, 1981, с. 23—32.
13. Шопф Дж. Краткая оценка свидетельств жизни в архее. — В кн.: Ранняя история Земли. М.: Мир, 1980. 620 с.
14. Barthel K. W. Coccolithen, Fufstaub und Gehalt an organischen Substanzen. — *Ecologiae geol. new.*, 1976, т. 69, N 3. 322—336 p.
15. McIntyre A. Coccolith concentrations and differential solution in oceanic sediments. — In: Proc. Symp. micropal. marine bottom sediments, 1971, p. 790—795.
16. McIntyre A., Be A. W. H. Modern coccolithophoridae of the Atlantic ocean: Placolithes and cirtolithes. — *Deep-Sea, Res.*, 1967, vol. 14, p. 561—591.
17. McIntyre A., Be A. W. H., Koche M. B. Modern Pacific coccolithophoridae a paleontological thermometer. — *Trans. N. Y. Acad. Sci.*, 1970, vol. 32, N 6, p. 680—691.

УДК 550.4+553.9+551.72 (470.21)

В. А. МЕЛЕЖИК, А. А. ПРЕДОВСКИЙ

ГЕОХИМИЯ РАННЕПРОТЕРОЗОЙСКИХ УГЛЕРОДИСТЫХ АССОЦИАЦИЙ КОЛЬСКОГО РЕГИОНА

Формирование основного объема протерозойских углеродсодержащих пород Кольского региона связано со второй половиной карельской эпохи, которая после решения Уфимского совещания понимается как раннепротерозойская. Относящиеся сюда углеродистые метаосадки приурочены главным образом к двум уровням докембрийского разреза [10] — суйсарскому (пильгуйярвинская, хосиярвинская и отчасти ильмозерская и соваярвинская свиты) и ладожскому (южнопеченгская, томингская и роуксинская толщи) — и в совокупности отвечают третьему главному этапу развития углеродсодержащих формаций докембрия [15]. Возможно, некоторая часть углеродистых отложений относится к верхнеятулийскому уровню разреза. Однако этот вопрос неясен и требует дополнительных исследований.

В качестве характерной особенности углеродистых пород раннепротерозойских (карельских) зон седиментации, примером чему служат зоны Печенгско-Варзугского пояса, следует отметить их постоянную связь с вулканогенными породами и активное влияние вулканических процессов на формирование ассоциаций, содержащих углеродистые отложения [9]. В некоторых областях распространения протерозойских пород (Куоляярвинская зона Северо-Карельского пояса) связь углеродистых осадков с зонами синхронного вулканизма проявлена менее отчетливо.

В карельских комплексах Кольского региона широко распространены различные типы углеродистых образований. Наиболее полно представлены терригенно-углеродистые ассоциации, в составе которых преобладают обогащенные ОВ металаевропелиты, реже металаевропсаммиты и метапсаммиты. Существенный объем в составе отдельных

толщ (томингская, роуксинская) занимают хемогенно-углеродистые отложения, представленные кремнисто-углеродистыми и карбонатно-углеродистыми породами. Подчиненное значение имеют туфогенно-углеродистые образования. Уровень содержания углеродистого вещества в породах не одинаков и, по-видимому, определяется литологическим типом осадков, фациальной обстановкой накопления и влиянием синхронных вулканических процессов.

Общезвестно, что углеродсодержащие породы различных эпох, в том числе и докембрийских, содержат в повышенных количествах серу, ряд рудных и малых элементов [6, 12–14, 16]. Сравнение химического состава углеродистых и безуглеродистых отложений раннего протерозоя Кольского региона также свидетельствует об избирательном накоплении некоторых элементов в углеродистых породах. Характерно, что для разных литологических типов пород устанавливается определенный набор элементов, накопление которых наиболее отчетливо связано с углеродсодержащими осадками. Для углеродистых метапелитов это S, Ni, Cu, V, Au, Mo, U, Ag; для карбонатных пород — Mn, Fe, Ni, V, Pb, Zn; углеродистые кремнистые породы обогащены следующими элементами: S, Ni, V, Cu, Ge, Mo, Ag, Pb, Au, B и др. При этом для каждого литологического типа углеродсодержащих осадков раннего протерозоя можно выделить свой специфический элемент, который, как правило, не встречается в повышенных количествах в других разновидностях. Для карбонатных пород таким элементом является марганец, а для углеродистых метасилицитов — германий.

Анализ корреляционных связей элементов с $C_{орг}$ и $S_{общ}$, проведенный для наиболее широко распространенных разновидностей углеродистых пород, вскрывает более полную картину. Из табл. 1 видно, что постоянная положительная связь с $C_{орг}$ и $S_{общ}$ устанавливается для таких элементов, как Cu, Ni, V, Zn, Sn, Ag. При этом в кремнистых углеродистых породах количество элементов, коррелируемых с $C_{орг}$ и $S_{общ}$, больше, чем в терригенных. Проявляющееся нередко отсутствие положительной корреляционной связи содержаний $C_{орг}$ и $S_{общ}$ с Au, Mo, Mn и рядом других элементов требует специального обсуждения, что может быть сделано на примере Mn, поведение которого в осадочном и вулканогенно-осадочном процессах раннепротерозойского времени изучено относительно лучше других элементов [9, 11]. Прежде всего необходимо отметить, что при больших выборках в карбонатных породах устанавливаются даже значимые отрицательные корреляционные связи $C_{орг}$ и Mn с высоким значением коэффициента, равным 63. Отсутствие связи $C_{орг}$ с Mn отмечали в углеродистых сланцах Печенги Н.Б. Бекасова и А.А. Аведисян [3]. В углеродсодержащих сланцах нижнего палеозоя Тянь-Шаня К.Е. Калмурзаевым и Л.А. Детьенко [5] установлена отрицательная связь содержания $C_{орг}$ и Mn. Между тем многие исследователи подчеркивают связь повышенных концентраций Mn с углеродсодержащими ассоциациями [4, 5, 12]. Создается парадоксальная на первый взгляд картина — тяготение повышенных концентраций Mn к углеродистым комплексам, с одной стороны, и отрицательная корреляционная связь между Mn и $C_{орг}$ — с другой. На наш взгляд, это объясняется тем, что связь между процессами, приводящими к накоплению высоких содержаний Mn и $C_{орг}$, довольно сложная. Для того чтобы понять ее, рассмотрим характер распределения рудных элементов, $C_{орг}$ и $S_{общ}$ в осадках в зависимости от их положения на фациальном профиле по отношению к ювенильным источникам. На рис. 1, 2 показаны кривые, характеризующие изменение количества значимых положительных корреляционных связей рудных и малых элементов с $C_{орг}$ и $S_{общ}$, а также содержаний $C_{орг}$ и $S_{общ}$ в углеродистых метасилицитах и терригенных породах в зависимости от удаления от предполагаемых участков локализации активных вулканических центров. На материалах изучения томингской толщи Имандра-Варзугской зоны можно показать, что в обоих случаях концентрация $C_{орг}$ и $S_{общ}$ выше в осадках приближенных фаций по отношению к отдаленно-вулканогенным ассоциациям углеродистых пород. Это явление отмечалось рядом исследователей и, по-видимому, характеризует биостимулирующую роль подводных вулканических и поствулканических процессов. Более сложный характер имеет связь рудных элементов с $C_{орг}$ и $S_{общ}$. Максимальное число элементов, положительно коррелируемых с $C_{орг}$ и $S_{общ}$, в большинстве случаев приходится на углеродистые ассоциации относительно отдаленных вулканогенных фаций. По-видимому, такой характер распределения обеспечивается сочетанием ряда факторов: геохимической подвижностью элементов, а также соотношением скорости седиментации, захоронения ОВ и протекания активных сорбционных и редуцирующих процессов на границе

Таблица 1. Величины значимых коэффициентов (в %) корреляции рудных и малых элементов с $C_{орг}$ и $S_{общ}$ в углеродистых терригенных и хемогенных кремнистых породах

Компонент (в скобках количество образцов)	Ti	Mn	Cu	Ni	Co	Cr	V	Zn	Mo	Ba
Терригенные породы										
$C_{орг}$ (55)	—	—	44	45	—	—	41	64	—	—
$S_{общ}$ (55)	—	—	53	58	—	45	45	44	—	—
Кремнистые породы										
$C_{орг}$ (57)	68	—	52	71	44	48	76	45	42	45
$S_{общ}$ (57)	48	—	78	68	63	40	73	56	33	35

Примечание: Прочерк — величина коэффициента ниже уровня значимости.

Таблица 1 (окончание)

Компонент (в скобках количество образцов)	Sr	B	Sn	Pb	Ga	S	P	Ag	Au	$C_{орг}$
Терригенные породы										
$C_{орг}$ (55)	—	45	46	—	—	75	—	64	—	—
$S_{общ}$ (55)	—	48	43	—	—	—	—	48	—	75
Кремнистые породы										
$C_{орг}$ (57)	—	38	47	51	46	48	—	59	—	—
$S_{общ}$ (57)	38	—	36	40	—	—	40	61	—	48

осадок—наддонная вода. В фациальных зонах вблизи источников подачи ювенильного материала в виде пирокластического материала и эксгальций скорость накопления осадочно-вулканогенных осадков настолько высока, что рудоконцентрирующий фактор отмирающего биогенного вещества (например, сорбция из наддонных вод) не успевает реализоваться вследствие быстрого захоронения органических остатков. Вместе с тем здесь же, в зонах разгрузки подводных гидротерм и эксгальций, из-за резкого изменения физико-химических условий среды осуществляется осаждение большей части рудных элементов. При этом их содержание не должно коррелироваться с $C_{орг}$, что фактически и наблюдается. Меньшая часть рудных элементов, оставшаяся в растворе, а также компоненты, обладающие большей геохимической подвижностью и устойчивостью растворимых соединений, переносятся от вулканических источников на относительно большие расстояния в область умеренно удаленных фаций. Объем пирокластического материала и скорость седиментации в этих зонах невелики, о чем свидетельствует появление в разрезе значительного объема силицитов и карбонатных осадков. Именно в этих условиях реализуются основные рудоконцентрирующие свойства ОВ: способность к прямой сорбции рудогенных элементов из иловых и наддонных вод и обеспечение восстановительной и сероводородной обстановки среды, благоприятной для осаждения халькофильных и сидерофильных элементов как в стадию формирования осадка, так и в процессе диагенетических преобразований. Именно поэтому в зоне умеренно или относительно удаленных от вулканических центров фаций максимально возможное количество рудных и малых элементов имеет тесные корреляционные связи с $C_{орг}$ и $S_{общ}$.

Возвращаясь к распределению Mn, подчеркнем, что этот элемент — типичный компонент эксгальций. С другой стороны, Mn, по-видимому, один из наиболее подвижных элементов в раннепротерозойском осадочном и вулканогенно-осадочном литогенезе [7]. Его повышенные концентрации преимущественно связаны с углеродистыми доломитами отдаленно-вулканогенных фациальных зон. Таким образом, поведение Mn в осадках различных фациальных зон обуславливает его обратное распределение отно-

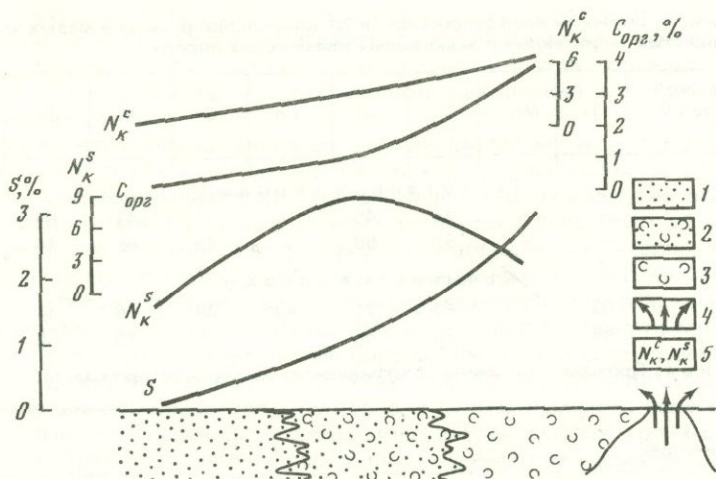


Рис. 1. Изменение величин N_K^C , N_K^S содержаний $C_{орг}$ и $S_{общ}$ в терригенных породах в зависимости от их положения на фациальном профиле по отношению к активным вулканическим центрам

1 — отдаленно-вулканогенные фации; 2 — относительно удаленные фации; 3 — фации, приближенные к подводным вулканическим центрам; 4 — активный вулканический центр; 5 — N_K^C и N_K^S — количество элементов, связанных значимыми положительными корреляционными связями соответственно с $C_{орг}$ и $S_{общ}$

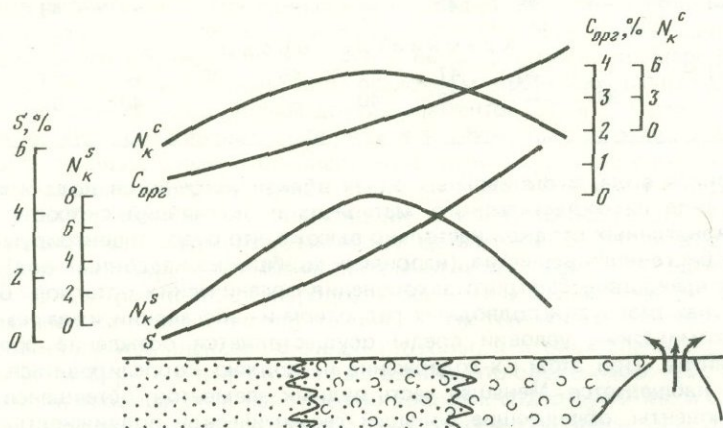


Рис. 2. Изменение величин N_K^C , N_K^S содержаний $C_{орг}$ и $S_{общ}$ в хемогенных кремнистых породах (фелитах) в зависимости от их положения на фациальном профиле по отношению к активным вулканическим центрам

Условные обозначения см. на рис. 1

сительно $C_{орг}$. Этим и объясняются наблюдаемые в ряде случаев отрицательные корреляционные связи $C_{орг}$ и Mn. Отсюда также следует, что накопление повышенных концентраций Mn в углеродистых ассоциациях определяется не уровнем содержания $C_{орг}$, а вулканогенными процессами. Поэтому связь Mn с углеродистыми породами не закономерна, а в достаточной мере случайна и имеет парагенетический характер. Она должна проявляться в углеродистых ассоциациях, сформировавшихся при активном участии эксгаляций, но не будет реализована в углеродсодержащих породах чистой осадочной линии.

Таким образом, роль ОВ как концентратора рудогенных элементов наиболее полно реализуется в умеренно удаленных от вулканических центров фациальных зонах.

Рассмотренные выше закономерности накопления Mn указывают на весьма сложный в целом характер распределения и других рудогенных элементов, в связи с чем в случай-

Таблица 2. Среднее содержание рудогенных, малых элементов, C_{орг} и S в углеродистых породах

Комплекс	C _{орг}	S	Mn	P	Cu	Ni	Co	Cr	V	Ba	Sr	Zn	Pb	Ge	Mo	U	Th	Sn	B	Ag	Au
	%		10 ⁻² %		10 ⁻³ %								10 ⁻⁴ %						10 ⁻⁵ %	10 ⁻⁷ %	
Терригенные породы																					
Печенгский свита пильгуйяри	1,5	3,8	7	10	18	16	3	24	20	27*	14*	—	16	—	5**	7	5	4	26	—	7,0***
	38	85	85	25	320	320	320	320	320	73	73	—	320	—	45	38	38	320	320	—	70
южнопеченгская толща	1,1	0,8	4	4	9	11	2	15	14	—	—	—	28	—	—	4	10	10	50	—	5,0***
	15	46	46	35	73	73	73	73	73	—	—	—	73	—	—	25	25	73	75	—	11
Имандра-Варзугский ильозерская свита	1	0,06	4	2	16	9	1	25	44	29	9	9	18	2	12	—	—	4	—	2	26
	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	—	—	8	—	8	8
томингская и роуксинская толщи	1,4	1,9	4	2	16	12	3	22	24	37	14	26	31	—	6	3	6	5	37	2	7
	55	50	50	50	65	65	65	65	65	65	65	50	50	50	50	24	24	50	65	50	30
Куоляярвинский соваярвинская толща	3,6	0,05	7	5	5	10	3	16	15	16	9	7	2	2	2	—	—	3	110	—	—
	16	53	53	53	53	53	53	53	53	15	15	53	25	25	25	—	—	25	53	52	—
Карбонатные породы																					
Имандра-Варзугский томингская и роуксинская толщи	0,4	0,04	65	1	1	1	1	2	1	28	21	14	30	1	3	0,5	2	4	22	0,5	6
	15	15	15	15	15	15	15	15	15	15	15	15	15	15	15	10	10	15	15	15	9
Кремнистые породы																					
То же	2,5	1,3	4	4	17	10	3	14	18	16	15	22	70	3	9	1	2	11	46	5	18
	57	57	57	57	57	57	57	57	57	57	57	57	57	57	57	11	11	57	57	57	57
Куоляярвинский соваярвинская толща	8,0	0,02	2	1	2	3	—	11	11	—	—	1	—	—	3	—	—	3	—	—	—
	5	8	8	8	8	8	8	8	8	—	—	8	8	8	8	—	—	8	—	—	—

* Данные из работы А.М. Ахмедова, С.П. Атамановой [1].

** Данные из работы Н.Б. Бекасовой, А.А. Аведисян [3].

*** Данные из работы А.М. Ахмедова с соавторами [2].

Примечание. В числителе — среднее содержание, в знаменателе — количество анализов, по которым рассчитаны средние.

ных и неполных выборках могут возникать неинформативные относительно конкретных геохимических явлений корреляционные связи. Вопрос этот, по-видимому, нуждается в дополнительных целенаправленных и специальных исследованиях.

Сравнение геохимических особенностей углеродистых пород различных стратиграфических уровней и разновозрастных толщ географически и структурно разобобщенных комплексов Кольского полуострова выявляет значительную неоднородность их состава. Данные табл. 2 и приведенные ниже ассоциации различных типов углеродистых пород раннего протерозоя свидетельствуют о том, что основная часть заонежско-суйсарских (свита пильгуйarvi) и ладожские (южнопеченгская, томингская и роуксинская толщи) углеродистые осадки специализированы на более широкий круг элементов по сравнению с наиболее ранними заонежско-суйсарскими и верхнеятулийскими (ильмозерская свита, соварвинская толща). Сравнение разновозрастных верхнеятулийских углеродистых ассоциаций в пределах различных структурных зон — Имандра-Варзугской и Куолярвинской — свидетельствует о большей металлоносности углеродистых осадков имандра-варзугского комплекса, что прямо отражает различную долю участия в формировании пород синхронных вулканических процессов.

Ассоциации элементов, присущие различным литологическим типам пород в пределах Печенгской, Имандра-Варзугской и Куолярвинской зон, приводятся ниже. В целом можно говорить, что набор элементов отвечает углеродистым образованиям сапропелевого ряда [4]. Некоторая специализация фтанитов и лидитов на Ge требует для своего объяснения дополнительных исследований.

Тип породы, толща	Ассоциация элементов
Терригенные породы	
пильгуйарвинская толща	P, (Cu, Ni, Cr, U)
южнопеченгская толща	Pb, Sn,
ильмозерская свита	V, Mo, Au, Cu, Cr, Ag
томингская и роуксинская толща	Pb, Zn, Cu, Cr, Ag
соварвинская толща	B
Карбонатные породы	
томингская и роуксинская толща	Pb, Mn
Фтаниты и лидиты	
томингская и роуксинская толща	Pb, Mo, Cu, Ag, Au, Zn, Sn (Ge)
соварвинская толща	—

ЛИТЕРАТУРА

1. Ахмедов А.М., Атаманова С.П. Барий и стронций в метасадочных породах среднепротерозойского печенгского комплекса. — В кн.: Петрология, минералогия и геохимия. Апатиты: Кол. фил. АН СССР, 1974, с. 236—241.
2. Ахмедов А.М., Гавриленко Б.В., Предовский А.А. К геохимии золота в метаморфизованных осадочных породах печенгского комплекса. — В кн.: Материалы по геологии и металлогении Кольского полуострова. Апатиты: Кол. фил. АН СССР, 1972, вып. 3, с. 211—216.
3. Бекасова Н.Б., Авдисян А.А. Геохимические особенности сульфидно-углеродистых сланцев продуктивной толщи Печенги. — В кн.: Геохимические критерии перспектив рудоносности метаморфических комплексов докембрия. Апатиты: Кол. фил. АН СССР, 1978, с. 43—51.
4. Вульчин Е.И. Главнейшие черты геохимии микроэлементов в каустобиолитах Украины и связанные с ними полезные ископаемые. Киев: Наук. думка, 1975, с. 69—75.
5. Калмурзаев К.Е., Детыненко Л.А. О конкреционных связях химических элементов в породах черносланцевой формации. — В кн.: Углеродистые отложения докембрия и нижнего палеозоя и их рудоносность. Фрунзе: Илим, 1978, с. 55—56.
6. Краускопф К.Б. Осадочные месторождения редких металлов. — В кн.: Проблемы рудных месторождений. М.: Изд-во иностр. лит., 1968, с. 375—425.
7. Мележик В.А. Некоторые геохимические черты раннепротерозойской седиментации (Кольский полуостров). — В кн.: Материалы 2-й науч.-теор. конф. молодых ученых Геол. ин-та Кол. фил. АН СССР. Апатиты, 1980, с. 5—24, Деп. № 328—81. (Сер. Геохимия и полезные ископаемые).
8. Мележик В.А. О геохимических критериях первичных условий докембрийской седиментации. — В кн.: Геохимия и условия формирования осадочных толщ докембрия Кольского полуострова. Апатиты: Кол. фил. АН СССР, 1980, с. 79—90.
9. Мележик В.А., Предовский А.А. Специфика соотношения процессов вулканизма и седиментации на среднепротерозойском этапе развития зоны Имандра-Варзуга. — В кн.: Следы жизнедеятельности древнейших организмов и проблемы реконструкции палеогеографических обстановок прошлого. Апатиты: Сев. фил. Геогр. о-ва СССР, 1978, с. 78—85.
10. Предовский А.А. Реконструкция условий седиментогенеза и вулканизма раннего докембрия. Л.: Наука, 1980. 152 с.

11. *Предовский А.А., Федотов Ж.А., Ахмедов А.М.* Геохимия печенгского комплекса. Л.: Наука, 1974. 139 с.
12. *Сердюченко Д.П., Созинов Н.А.* Роль организмов и органического вещества в формировании осадочных месторождений докембрия. — В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Недра, 1975, вып. 4, кн. 2, с. 245—249.
13. *Сидоренко Св.А., Сидоренко А.В.* Органическое вещество в осадочно-метаморфических породах докембрия. М.: Наука, 1975. 138 с.
14. *Созинов Н.А.* О геохимических особенностях углеродисто-кремнистой формации. — Литология и полез. ископаемые, 1969, № 1, с. 78—92.
15. *Теняков В.А., Сидоренко Св.А.* Новые актуальные аспекты исследования системы выветривание—осадконакопление—метаморфизм. — В кн.: Терригенные породы раннего докембрия. Апатиты: Кол. фил. АН СССР, 1977, с. 21—39.
16. *Peltola E.* On the black schists in the Outokumpu region in eastern Finland. — Bull. Commis. geol. Finl., 1960, N 192.

УДК 551.72 (470.21)

А.А. ПРЕДОВСКИЙ, Св.А. СИДОРЕНКО, В.А. МЕЛЕЖИК,
В.И. БОЛОТОВ, Н.Б. БЕКАСОВА, В.В. ЛЮБЦЕВ, А.А. БАСАЛАЕВ

ПАРАГЕНЕЗ УГЛЕРОДИСТЫХ ПОРОД И ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ОРГАНИЧЕСКОГО УГЛЕРОДА В МЕТАОСАДОЧНЫХ ТОЛЩАХ ДОКЕМБРИЯ КОЛЬСКОГО РЕГИОНА

В предлагаемой статье рассматривается и обсуждается полученный авторами новый материал по содержанию, распределению органического углерода ($C_{орг}$) в метаосадочных образованиях Кольского региона и по составу парагенезисов, в которых участвуют первично-осадочные углеродистые отложения. Иллюстрации и выводы базируются более чем на 1000 определений $C_{орг}$ в породах, выполненных в лаборатории газов и битумов Геологического института Кольского филиала АН СССР.

Изучавшиеся авторами метаосадочные породы относятся к разным стратиграфическим уровням разреза докембрия региона. Схема распространенности главных метаморфических комплексов докембрия Кольского региона показана на рис. 1.

Гранитоидные полигенные образования древнейшего доархейского фундамента, представленные плагиогнейсо-гранитами, гранодиоритами и другими породами (табл. 1), по данным исследования 50 проб с учетом данных О.А. Беляева [9], В.И. Болотова, Н.Л. Балабонова и А.А. Иванова [10] характеризуются наиболее низким и равномерным фоновым содержанием $C_{орг}$. Среднее — 0,009 мас.% при разбросе от 0,007 до 0,016 мас.%, что близко к фоновому значению $C_{орг}$ в магматитах [24]. Стметим, что среди пород древнейшего фундамента отсутствуют образования с достоверными реликтовыми признаками первично-осадочного происхождения. Низкое содержание $C_{орг}$ в этих породах может быть связано и с многократным наложением процессов метаморфизма и ультраметаморфизма исходных пород.

Архейская часть разреза докембрия, объединяющая раннеархейские кольский и в основном с ним коррелирующийся беломорский комплексы, а также сопоставляющиеся между собой верхнеархейские тундровые и гранулитовый комплексы (табл. 1), характеризуется наряду с метавулканическими присутствием метаосадочных пород и увеличением вверх по разрезу их разнообразия. Распределение $C_{орг}$ в собственно архейских породах изучено по материалам анализов примерно 170 проб. Кроме того, использованы данные по содержанию $C_{орг}$ в гнейсовых толщах О.А. Беляева [9], Н.Л. Балабонова [1], И.А. Петерилье, Т.А. Федковой и М.А. Паловой [24], А.И. Ивлиева и В.И. Пожиленко [13]. Средние содержания $C_{орг}$ в различных породах кольского и беломорского комплексов колеблются от 0,007 до 0,016 мас.% при максимальном значении от 0,002 до 1,35 мас.%. Для верхнеархейских гранулитового и тундрового комплексов пределы колебания средних содержания $C_{орг}$ от 0,008 до 1,65 мас.% при крайних минимальных и максимальных значениях соответственно 0,003 и 7,7 мас.%. Повышенные содержания $C_{орг}$ в кольском и беломорском комплексах установлены в сульфидсодержащих метасиликатах железорудных ассоциаций, первично-глинистых метаграувакк и первично-гидрослюдисто-хлоритовых метапелитах с примесью сульфидного вещества. В тунд-

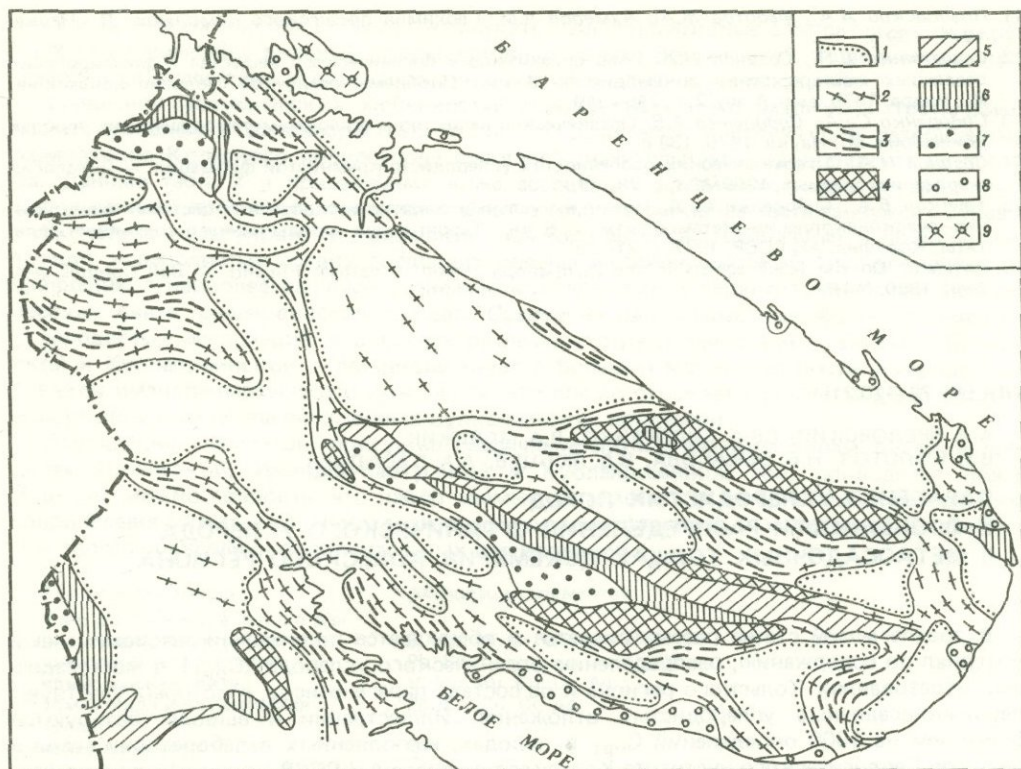


Рис. 1. Обобщенная схема распространения главных метаморфических комплексов докембрия Кольского региона (данные В.Г. Загородного)

1 — площади сплошных или частных выходов плагиогранитоидных пород древнейшего фундамента (катархей или доархей); 2 — кристаллические сланцы, гнейсы и магматиты в основном коррелирующихся кольского и отчасти беломорского комплексов (ранний или нижний архей), в том числе в виде разобщенных зон на площади доархей; 3 — то же, тундрового и коррелирующегося с ним гранулитового комплексов (поздний или верхний архей); 4, 5 — раннепротерозойский кейвский комплекс, включая сланцеватые толщи собственно кейвского уровня (4) и перекрывающие образования стрельнинской серии (5), соответствующие сумию Карелии; 6 — нижняя часть карельского комплекса (включая сариолийский и ятулийский уровни, т.е. главным образом породы печенгской и варзугской серий Кольского региона); 7 — верхняя часть карельского комплекса (от заонежского уровня и выше, т.е. в основном породы южнопеченгской и томингской серий Кольского региона); 8 — верхний рифей; 9 — венд (8, 9 — по В.В. Любцову, В.Е. Гендлеру, А.А. Предевскому [17])

ровом комплексе такими породами являются сульфидсодержащие и первично-глинистые метаграувакки, сульфидоносные железистые метасилициты, основные и пикритовые метатUFFиты, а в гранулитовом — первично-гидрослюдасто-хлоритовые метапелиты и первично-глинистые метаграувакки и основные метатUFFиты.

Типичные конкретные примеры содержания S_{org} в первично-вулканических и осадочных породах архейских комплексов приводятся в табл. 2. На рис. 2, 3 отражен характер распределения S_{org} в ранне- и позднеархейских толщах, представительный для всей территории региона.

Нижепротерозойская часть разреза докембрия, представленная кейвским комплексом в его полном объеме [27], т.е. от червуртской свиты сланцевого разреза Кейв до верхов сейдореченской свиты стрельнинской серии (аналога сумийской серии Карелии), интересна тем, что к ней приурочены первые значительные по объему массы углеродистых отложений, относящиеся к осадкам чистой терригенной линии с типогенным присутствием в первичном составе каолинита [8, 25, 35, 39]. Распределение S_{org} в породах рассматриваемых толщ выявлено по данным исследования примерно 120 проб, в том числе относящихся к коллекциям И.В. Белькова [8], А.П. Белолипецкого,

Таблица 1. Схема расчленения и корреляции супракrustальных образований архея Кольского региона

Комплекс	Свита	Состав метаморфических пород	Первичный состав
Тундровый и гранулитовый	Тальинская, вещьяруская, вороньютундровская, леб- бязинская, бабозерская, кислогубская, яруйиок- ская, порьегубская	Глиноземистые гнейсы и сланцы, биотитовые мусковит-биотитовые, реже амфибол-биотито- вые сланцы, кварциты, кислые гранулиты	Пелиты, полевошпат-кварце- вые псаммиты, аркозы, квар- циты, лавы и туфы средне- го состава, кислые вулка- ниты
	Лявозерская, полмост- тундровская, кучинтун- дровская, песчаноозер- ская, плоскотундровская, кандалакшская, лувенг- ская, понойская	Амфиболиты, амфиболо- вые гнейсы, биотит-амфи- боловые, иногда с грана- том гнейсы, биотитовые и гранат-биотитовые, ино- гда ставролитсодержащие гнейсы, кислые гранули- ты, карбонатные породы	Базальты, андезито-базальты, андезиты, терригенные осад- ки грауваккового состава, средне-основные туффиты, иногда пелиты, карбонатные породы
Кольский и беломорский	Лоухская, вырнимская, чапомская, волчьезер- ская	Глиноземистые, биотито- вые с гранатом, двулю- дяные гнейсы	Пелиты, псаммиты субграу- ваккового и грауваккового состава
	Хетоламбинская, аннам- ская, каскамская, сер- говская, железорудная толща Примандровского района	Амфиболиты, амфиболо- вые, биотит-амфиболовые гнейсы, лейкократовые сланцы гнейсы с подчи- ненными им биотитовыми, гранат-биотитовыми гней- сами, железистые кварциты	Базальты, андезито-базальты, андезиты, кислые вулкани- ты, псаммиты граувакково- го состава, туффиты, хемо- генные силициты
Баренцево- морский древней- ший фундамент	Не выделены	Плагиограниты, гранито- гранодиорито- и диорито- гнейсы, биотитовые и биотит-амфиболовые плагиогнейсы, чарнокиты, мигматиты	Плутоническая полигенная ассоциация гранодиоритов- тоналитов—плагиогранитов

Ю.И. Ильина, А.А. Предовского [7]. Средние содержания S_{org} в породах собственно кейвского уровня изменяются в пределах 0,01—1,95 мас. % при максимальных колебаниях 0,006—4,5 мас. %. Для пород верхней части комплекса (стрельнинской серии) эти значения составляют соответственно 0,009—0,1 и 0,003—0,6 мас. %. Повышенные содержания S_{org} в собственно кейвском уровне (рис. 4) установлены для первично-каолинистых глин с примесью гидрослюд и в меньшей мере для первично-монтмориллонитовых глин пачки А с примесью лептохлоритового материала. В стрельнинской серии (рис. 6) носителями повышенных концентраций S_{org} являются первично-гидрослюдисто-монтмориллонитовые глины с примесью лептохлоритового материала.

Данные И.В. Белькова [8], Св.А. Сидоренко и А.В. Сидоренко [32] свидетельствуют о накоплении первично-каолинистых углеродистых отложений Кейв в спокойном мелководном бассейне. Несмотря на влияние синхронного или предшествующего вулканизма на породы пачки А [25], высокоглиноземистые метаосадочные породы Кейв представляют собой первый в истории раннего докембрия региона период чисто терригенного осадконакопления, обусловленный глубоким предшествующим и синхронным выветриванием пород областей питания и значительной осадочной дифференциацией вещества, связанной со стабилизацией тектонического режима [26, 32, 39].

Если в нижней части кейвского комплекса содержание S_{org} в целом уменьшается вверх по разрезу, то для его верхней, стрельнинской части, выявляется обратная картина (рис. 5). Распределение S_{org} в различных типах метаосадочных пород, в зависимости от фациальных условий и в разрезе стрельнинской серии показано в табл. 3 и 4.

В целом среди первично-осадочных образований стрельнинской серии преобладают породы терригенного ряда, зрелость и степень дифференциации которых возрастают вверх по разрезу. В самой верхней — сейдореченской — свите метаосадочных пород (от-

Таблица 2. Содержание $S_{орг}$ в различных типах пород собственно архейской части разреза Кольского региона (в мас. %)

Комплекс	Порода	Первичный состав	Число проб	$S_{орг}$, мас. %	Среднее
Гранулитовый (преимущественно верхняя часть разреза)	Гранат-графитовые сланцы	Гидрослюдисто-хлоритовые пелиты	2	0,36—2,46	1,41
	Силлиманит-гранат-биотитовые гнейсы	Монтмориллонит-гидрослюдистые пелиты	7	0,10—0,93	0,40
	Гранат-плагиоклаз-кварцевые гранулиты	Кварциты	4	0,01—0,05	0,027
	Кварц-полевошпатовые гранулиты	Аркозы	4	0,003—0,02	0,008
	Биотит-кварц-полевошпатовые гнейсы	Граувакки	5	0,02—0,04	0,034
	Двупироксеновые, амфибол-биотит-пироксеновые гнейсы	Туфы основного — среднего состава	2	0,005—0,02	0,012
	Гранат-пироксеновые кристаллосланцы	Вулканисты основного состава	2	0,01—0,02	0,015
Тундровый	Графит-пирротинсодержащие биотитовые плагиосланцы	Граувакки	17	0,017—7,7	0,705
	Графит-пирротинсодержащие амфибол-биотитовые плагиосланцы	Туфы и туффиты андезито-базальтового состава	10	0,029—7,6*	1,65
	Графитсодержащие амфиболовые кварциты	Сульфидно-углеродистые хемогенные силициты	3	0,0245—0,23	0,12
	Пирротин-кварц-гранит-куммингтонитовые породы	Сульфидсодержащие марганцево-железистые силициты	9	0,032—2,015	0,64
	Гранат-диопсидсодержащие амфиболиты	Лавы, туфы и туффиты основного состава	10	0,013—0,32*	0,0285
Кольский и беломорский	Мономинеральные амфиболиты	Лавы, туфы и туффиты пикритового состава	4	0,015—0,12*	0,083
	Рудные железистые кварциты	Железистые силициты	3	0,011—0,03	0,012
	Слаборудные железистые кварциты	То же	10	0,0019—0,20	0,0106
	Безрудные сульфидно-силикатные кварциты	"	1	1,35	—
	Кианитовые кварциты с сульфидами	Сульфидоносные каолинистые пелиты	5	0,0046—0,024	0,016
	Нодулярные глиноземистые гнейсы	Монтмориллонитовые пелиты	5	0,0069—0,022	0,015
	Глиноземистые гнейсы	Шамозит-монтмориллонит-гидрослюдистые пелиты	7	0,0056—0,017	0,015
	Лейкократовые биотитовые гнейсы	Субграувакки	8	0,0037—0,02	0,0092
	Лейкократовые биотитовые плагиогнейсы	Туффитовые субграувакки	9	0,004—0,016	0,0085
	Гранат-биотитовые гнейсы	Граувакки	11	0,071—0,042	0,014
	Гранат-амфибол-биотитовые гнейсы	Туффитовые граувакки	3	0,0065—0,012	0,0075
	Кварц-двуслюдяные гнейсы (лептиты)	Кератофиры	5	0,0004—0,027	0,0076
	Биотит-роговообманковые плагиогнейсы	Андезито-базальты и андезиты	8	0,0066—0,031	0,0155
	Плагиоамфиболиты — гранативые амфиболиты	Базальты	13	0,0039—0,016	0,0091

* Содержания $S_{орг}$, превышающие 0,1 мас. %, относятся к туффитам.

Литологическая колонка	$S_{орг}$, мас. %		Породы	Первичный состав
	$n \cdot 10^{-3}$	$n \cdot 10^{-2}$		
			Бiotитовые плагиогнейсы с маломощными прослоями амфибол-биотитовых гнейсов	Тuffитовые субграуакки, субграуакки
			Грубое чередование биотит-амфиболовых плагиогнейсов и амфиболитов	Вулканыты андезитового, базальтового состава
			Бiotитовые плагиогнейсы с пластами амфиболитов	Тuffитовые субграуакки, основные лавы, туфы
			Грубое чередование амфиболитов, биотитовых и биотит-амфиболовых плагиогнейсов	Базальты, андезиты, тuffитовые субграуакки
			Железистые кварциты и биотитовые плагиогнейсы	Железистые силициты и субграуакки
			Грубое чередование амфиболитов, биотитовых и биотит-амфиболовых плагиогнейсов, изредка прослои гранат-силлиманит-биотитовых гнейсов	Базальты, андезиты, тuffитовые субграуакки, грауакки, изредка пелиты железисто-хлорит-гидрослюдистые
			Бiotитовые плагиогнейсы с пластами амфиболитов, амфиболиты	Субграуакки, лавы и туфы основного состава

Рис. 2. Распределение средних содержаний $S_{орг}$ в разрезе аннамской толщи (мощность 800–1600 м) кольского комплекса Аллареченского района

ложений мелководного бассейна) появляются метапелиты первично-гидрослюдисто-лептохлорит-монтмориллонитового состава, которые обнаруживают наиболее высокое среднее содержание $S_{орг}$ — 0,45% мас. % (максимальное до 0,61 мас. %) сравнительно с общим невысоким фоном по этому компоненту у всех метаосадочных пород серии. Необходимо отметить усиливающееся к поздним этапам формирования серии влияние на седиментогенез процессов синхронного основного и пикритового вулканизма.

Среднепротерозойская, собственно карельская часть разреза докембрия региона (рис. 1, 2, табл. 5) объединяет супракrustальные образования, развитые в пределах Печенгско-Варзугского пояса, Усть-Понойской зоны и Пана-Куолаярвинской зоны, входящей в состав Северо-Карельского пояса карелид. Распределение $S_{орг}$ в тол-

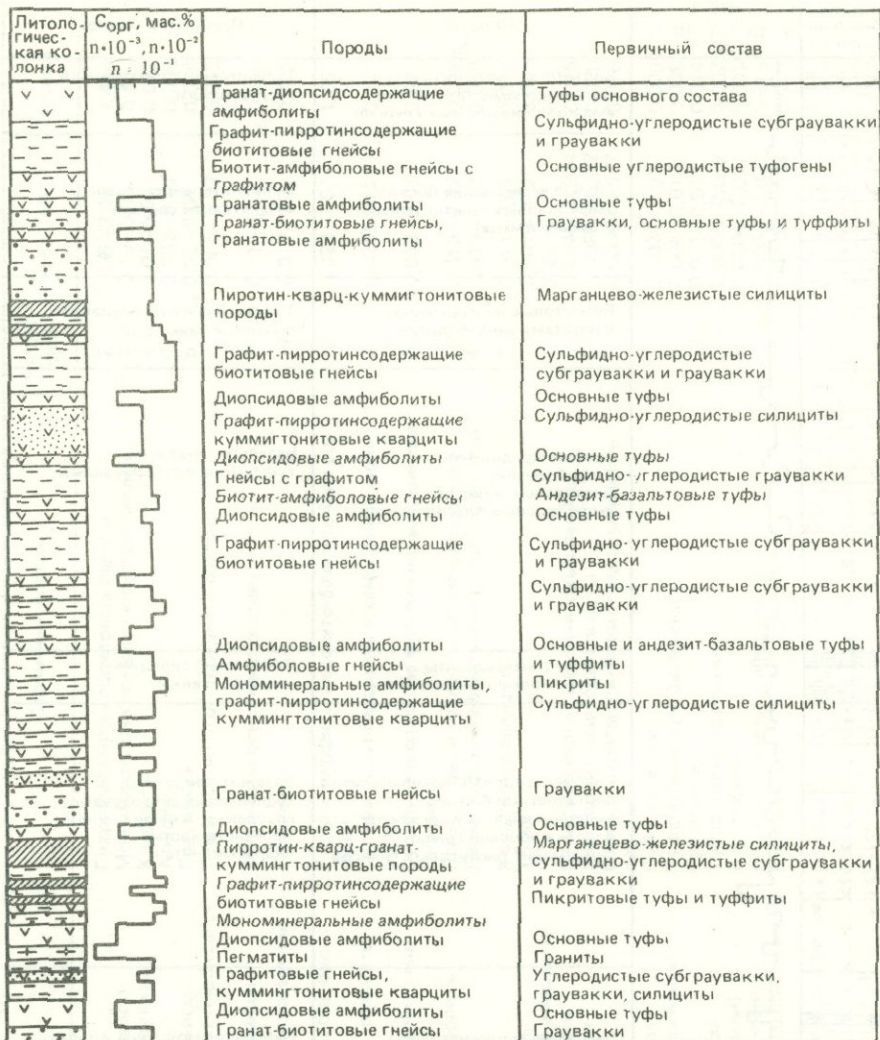


Рис. 3. Распределение средних содержаний $S_{орг}$ в разрезе вешьяурской толщи (мощность 600–1000 м) тундрового комплекса Аллареченского района (с учетом данных Н.Л. Балабоина)

цах карелия изучено по более чем 800 пробам, причем наибольшая их часть приходится на продуктивную (четвертую осадочную) печенгскую толщу, представляющую особый интерес в связи с приуроченностью к ней никеленосных интрузий и детально исследованную в рассматриваемом аспекте [2, 4, 5].

Обобщенные данные по распределению $S_{орг}$ в метасадочных породах изученных уровней разреза карелия помещены в табл. 6. Там же перечислены наиболее типичные породы, содержащие повышенные концентрации $S_{орг}$. Наиболее полно в карельском комплексе представлены терригенно-углеродистые ассоциации, основные носители $S_{орг}$ в которых — метапелиты, метааллевропелиты и реже метааллевропсаммиты и метапсаммиты. Вверх по разрезу комплекса увеличивается в объеме отдельных толщ хемогенно-углеродистые ассоциации, в которых обогащены $S_{орг}$ кремнистые и в меньшей мере карбонатные породы [20]. В составе тех и других ассоциаций, тяготея ко вторым, содержатся углеродистые туфогенные образования, чаще всего основного, реже пикритового и среднего состава [21].

Закономерности распределения $S_{орг}$ в метасадочных породах карелия при тенден-

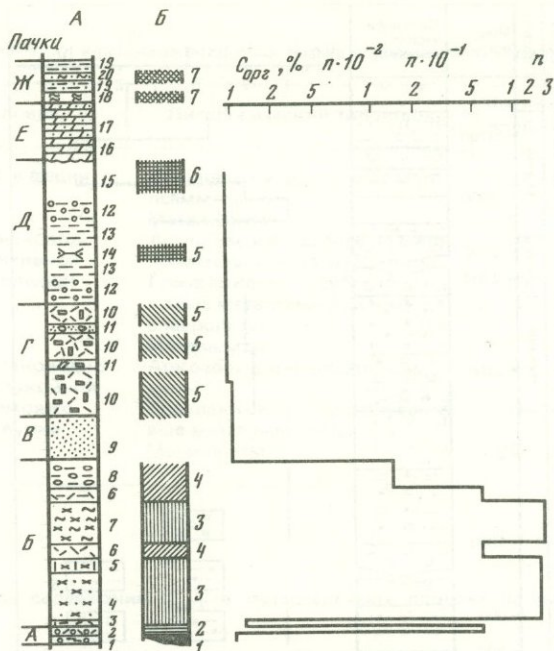


Рис. 4. Литологическая колонка (А; по И.В. Белькову [7]), размещение типов метапелитов по первичной природе (Б; по А.П. Белопицацкому, Ю.И. Ильину и А.А. Предовскому [9]) и кривая распределения $C_{орг}$ (В) в породах собственно кейвского сланцевого комплекса

Для А (сланцы): 1 — гранат-мусковитовые, 2 — гранат-ставролитовые, 3 — слюдяно-кианитовые, 4 — конкреционно-параморфические кианитовые, 5 — кианитовые, 6 — порфиробластические ставролит-кианитовые, 7 — волокнистые и конкреционные кианитовые, 8 — ставролит-кианитовые плагиосланцы, 9 — мусковитовые, 10 — кианит-ставролитовые плагиосланцы, 11 — ставролит-мусковит-кварцевые, 12 — мусковит-кварцевые, 13 — двуслюдяные, 14 — кианит-ставролит-двуслюдяные, 15 — порфиробластические двуслюдяные сланцы с гранатом и ставролитом; 16 — доломиты; 17 — диопсидсодержащие карбонатные породы и карбонатные метапесчаники; 18 — двуслюдяные сланцы с гранатом и ставролитом; 19 — гранат-двуслюдяные гнейсы; 20 — двуслюдяные гематитовые сланцы с гранатом-ставролитом. Для Б. Первичный тип метапелитов: 1 — лептохлорит-гидрослюдистый, 2 — лептохлорит-монтмориллонитовый, 3 — каолинитовый, отчасти гидрослюдисто-каолинитовый, 4 — гидрослюдисто-каолинитовый, 5 — каолинит-гидрослюдистый, 6 — лептохлорит-каолинит-гидрослюдистый, 7 — монтмориллонит-гидрослюдистый

ции увеличения содержания вверх по разрезу являются достаточно сложными, что связано с варьирующим влиянием палеотектонических, палеоклиматических, палеовулканических и других факторов.

Для обсуждения некоторых общих закономерностей распределения $C_{орг}$ в разрезе карельского комплекса можно обратиться к более детально изученным отдельным районам и объектам. В этом отношении представительна Печенгская зона (рис. 6). Обобщенные данные по карельскому комплексу региона содержатся в табл. 5 и 6.

Распределение $C_{орг}$ в разрезе карелия, по-видимому, свидетельствует о необходимости пересмотра объема и границ существующих серий. Так, например, родство пильгуярвинской свиты и южнопеченгской серии указывает на возможность их объединения в рамках верхнего подкомплекса карелия с выделением пильгуярвинской толщи в ранге серии и расчленением ее в свою очередь на свиты. Аналогично этому лежащие ниже толщи могут быть выделены в составе нижнего подкомплекса карелия с разделением его на серию, аналогичную ятулийской (свиты куэзсарви и коласйоки), и редуцированную сариолийскую (свита ахмалахти).

Рассматриваемая здесь граница нижнего и верхнего подкомплексов карелия уже обсуждалась нами как крупный палеоклиматический рубеж в протерозое, имеющий важное корреляционное и геосторическое значение [27, 28, 36].

Аналогичные сведения, основанные на детальных исследованиях В.А. Мележика

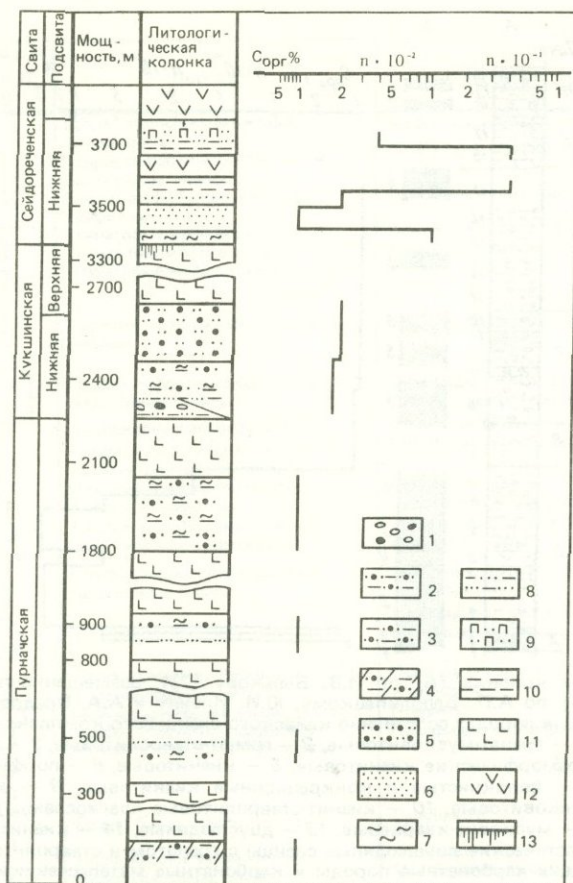


Рис. 5. Схема распределения $C_{орг}$ в разрезе стрельнинской серии (сумийский уровень общего разреза докембрия)

1 — полимиктовые конгломераты основания кукшинской свиты; 2 — биотит (серицит, хлорит) - кварц-полевошпатовые сланцы (граувакковые метасаммиты и метаалевролиты); 3 — биотит (серицит, хлорит) - полевошпат-кварцевые сланцы (субграувакковые метасаммиты и метаалевролиты); 4 — карбонатсодержащие биотит-кварц-полевошпатовые сланцы (граувакковые метасаммиты); 5 — полевошпат-кварцевые сланцы (метааркозы); 6 — кварциты; 7 — кварц-серицитовые сланцы (первично гидрослюдистые с примесью монтмориллонита, метапелиты); 8 — серицит-хлорит-полевошпат-карцевые сланцы (граувакковые метаалевролиты); 9 — кварц-серицит-хлоритовые, кварц-хлоритовые, кварц-гранат-хлоритовые сланцы (первично лептохлорит-монтмориллонит-гидрослюдистые метапелиты); 10 — пикритовые метатфуфы; 11 — базальтовые метапорфириты; 12 — метадиабазы; 13 — реликты коры выветривания

[20], могут быть приведены для Имандра-Варзугской зоны, отличающейся от района Печенги тем, что граница верхнего и нижнего подкомплексов карелия здесь, вероятно, проходит внутри ильмозерской свиты (по уровню появления углеродистых метасадочных пород), по-видимому, отвечающей по объему коласйокской и пильгуйярвинской свитам Печенги.

Представляют интерес закономерности распределения $C_{орг}$ в метасадках, обусловленные фаціальными и палеогеографическими условиями их накопления. Они в определенной мере отражены в обобщенном виде в табл. 7 и на рис. 7. Обращают на себя внимание три существенные закономерности. Во-первых, в обобщенном фаціальном ряду осадочных пород повышенными содержаниями $C_{орг}$ выделяются отложения застойных и лагунных фаций мелководных зон в отличие от потоковых, прибрежных и относительно глубоководных, т.е. выделяется некоторая оптимальная область накопления и захоронения органического вещества (ОВ) в осадках (а может быть, опти-

Таблица 3. Содержание $S_{орг}$ в фациальных типах пород стрельнинской серии

Фациальные условия	Литологический тип породы	Число проб	$S_{орг}$, мас. %	Среднее
Дельтовые и потоковые фации	Кварцевые и аркозовые метапсаммиты	12	0,003—0,021	0,009
	Метапелиты	4	0,009—0,031	0,020
Прибрежные фации мелководного бассейна (зона активной динамики среды накопления)	Аркозовые и кварцевые метапсаммиты и метаалевролиты	10	0,008—0,060	0,031
	Граувакковые и субграувакковые метапсаммиты и метаалевролиты	15	0,005—0,028	0,016
	Метапелиты	7	0,035—0,210	0,105
Прибрежные фации мелководного бассейна (зона со спокойной динамикой среды. Возможно влияние синхронного вулканизма)	Аркозовые метаалевропсаммиты	5	0,008—0,020	0,014
	Граувакковые и субграувакковые метаалевролиты	11	0,024—0,070	0,045
	Метапелиты	8	0,045—0,610	0,450

Таблица 4. Изменение содержания $S_{орг}$ в метаосадочных породах по разрезу стрельнинской серии

Свита	Порода	$S_{орг}$, мас. %
Сейдореченская	Кварцевые и аркозовые метапсаммиты и метаалевролиты	0,009
	Граувакковые и субграувакковые метапсаммиты	0,039
	Метапелиты	0,29
Кукшинская	Аркозовые метапесчаники	0,022
	Граувакковые и субграувакковые метапесчаники	0,020
Пурначская	Граувакковые и субграувакковые метапсаммиты и метаалевролиты	0,012

Таблица 5. Схема корреляции среднепротерозойских (собственно карельских) толщ северо-востока Балтийского щита*

Уровень разреза в ранге серий или подкомплексов	Зона			
	Имандра-Варзугская	Печенгская	Усть-Понойская	Куолярвинская
	Толща, свита	Толща, свита	Свита	Толща
Ладожский	Толщи томингской серии	Толщи южнопеченгской серии		Хосиярвинская (Куолярвинская)
Заонежский**	Ильмозерская свита	Пильгуйярвинская	Трехостровская	Соваярвинская
Ятулийский	Умбинская свита	Куэtságярвинская свита		Ниваярвинская
Сариолийский	Полисарская свита	Ахмалахтинская свита	Русингская	Панаярвинская

* Схема корреляции составлена с использованием стратиграфических схем В.Г. Загородного и соавторов [11], Н.Б. Бекасовой и Г.Ю. Пушкина [6], В.З. Негруцы и др. [22], Т.Ф. Негруцы [23] и материалов авторов.

** Заонежско-Суйсарский, в прежних публикациях авторов [26, 27].

Таблица 6. Обобщенные данные по содержанию $C_{орг}$ в метасадочных породах основных уровней разреза карелия (средний протерозой)

Основные уровни разреза в ранге подкомплексов и серий (в скобках число проб)	Наиболее распространенные породы	Первичная природа наиболее распространенных пород с повышенным содержанием $C_{орг}$	$C_{орг}$, мас. %	Разброс средних значений $C_{орг}$ в разных породах
Ладожский (60)	Граувакковые метаалевропсаммиты, хлоритовые, хлорит-серицитовые сланцы (метапелиты), сульфидно-углеродистые метасилициты, метатUFFиты, доломиты	Монтмориллонит-гидрослюдистые глины, фтаниты, лидиты, основные туффиты, доломиты	0,1—10,3	0,8—2,5
Заонежский (700)	Сульфидно-углеродистые граувакковые метапсаммиты, метаалевролиты, серицит-хлоритовые сланцы (метапелиты), туфы и туффиты	Монтмориллонит-гидрослюдистые глины, граувакковые глинистые алевролиты	0,02—25	0,2—5
Ятулийский (30)	Пестроцветные хемогенные доломиты и известняки, строматолитовые известняки, кварцевые и аркозовые метапсаммиты, серицитовые сланцы (метапелиты)	Гидрослюдистые глины	0,004—0,2	0,01—0,07
Сарийолийский (10)	Полимиктовые конгломераты, гравелиты, граувакковые метапсаммиты	Не установлена	0,004—0,07	0,01—0,05

мальная и для жизнедеятельности фитопланктона). Во-вторых, от пород нормального типа в сторону понижения общего фона по $C_{орг}$ отклоняются мелководные осадки зон активного вулканизма, проявившегося в обстановках, близких к аридным. В-третьих, оцутимое повышение общего содержания $C_{орг}$ отмечается для мелководных осадков зон активного вулканизма, происходившего в климатических условиях, близких к гумидным.

В связи с изложенным, может быть, следует подчеркнуть преимущественную приуроченность древнейших строматолитовых и онколитовых образований к породным парагенезам, обнаруживающим признаки аридности условий накопления, и практическое их отсутствие в отложениях верхнего карельского подкомплекса. Эта особенность согласуется и с данными по условиям образования и распространения фанерозойских строматолитов.

Наиболее детально изучена в фаціальном отношении и типична для верхнекарельского подкомплекса, в нашем понимании, продуктивная, или пильгуярвинская, осадочная толща (света) Печенгского синклинория [2—5, 12, 29, 38]. Она характеризуется устойчивым повышенным фоном по $C_{орг}$ для всех метасадочных пород, который составляет 0,4—7 мас. % (в том числе для метапелитов 2—7 мас. %). При этом в фаціальном ряду, как это отмечалось выше и для карельского комплекса в целом, наибольшее содержание $C_{орг}$ устанавливается для отложений мелководья (в среднем 3,26 мас. % для всех типов пород и 4,4 мас. % для метапелитов). Основная масса (или ресурс) $C_{орг}$ продуктивной толщи (примерно 75% от общего количества) сосредоточена в лачке В [29].

Заметим, что с распределением $C_{орг}$ закономерно, хотя и не прямолинейно, согласно исследованиям Н.Б. Бекасовой и А.А. Аведисян [4], связано распределение сульфидной серы, что немаловажно для определения перспектив рудоносности базит-гипербазитовых интрузий, приуроченных к продуктивной толще [27].

Ряд признаков указывает на возможную связь повышенных концентраций биогенного $C_{орг}$ в продуктивной толще Печенги с синхронными вулканическими, точнее, поствулканическими процессами поступления газов и гидротермальных растворов в мелководный бассейн, в котором накапливались отложения продуктивной толщи.

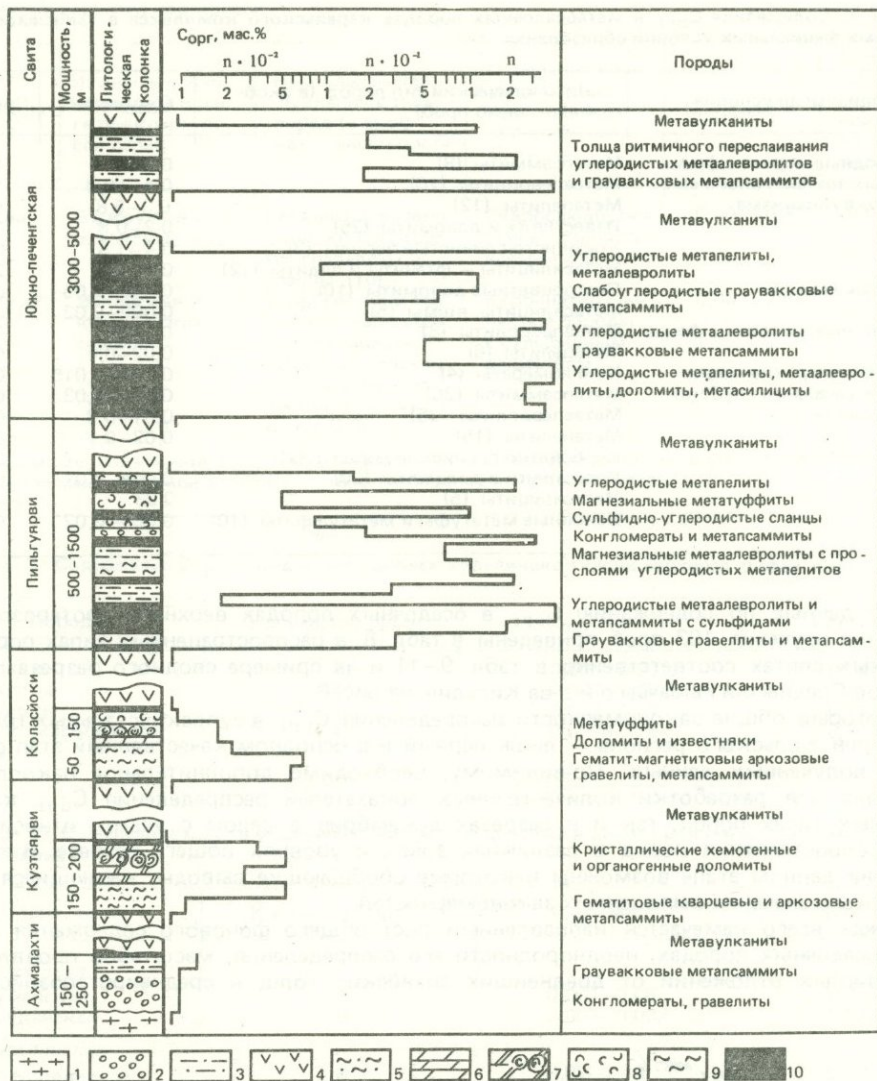


Рис. 6. Распределение $S_{орг}$ в разрезе карельских супракрустальных образований Печенгского синклинория с использованием данных И.А. Петерсилье и А.М. Ахемедова [28, 29]

1 — породы фундамента; 2 — конгломераты и гравеллиты; 3 — метасаммиты; 4 — метавулканыты; 5 — аркозы; 6 — доломиты; 7 — хомогенные и органогенные доломиты и известняки; 8 — метатUFFиты; 9 — металаево-литы; 10 — углеродистые породы

В то же время особенность толщи — отсутствие заметных количеств вулканического и, в частности, туфового материала на уровне развития метапелитовых и углерод-содержащих пород. В определенной мере это может быть связано не с отсутствием синхронной вулканической явления седиментации, а с влиянием влажного климата, способствовавшего быстрому разложению вулканогенного материала в условиях достаточно высокой общей стабилизации тектонического режима.

Рифейский и вендский комплексы, обычно рассматриваемые в составе верхнего протерозоя, в отношении распределения $S_{орг}$ были исследованы В.В. Любцовым на северо-западе региона [15–19]. Разрезы этих комплексов характеризуются отсутствием вулканических пород и осадочных образований, несущих следы влияния синхронного вулканизма, и отсутствием собственно регионально-метаморфических изменений. Обоб-

Таблица 7. Содержание $C_{орг}$ в метасадочных породах карельского комплекса в зависимости от первичных фациальных условий образования

Фациальные условия	Литологический тип пород (в скобках — число проб)	$C_{орг}$, мас. %	Среднее
Мелководные морские фации гумидных зон активного синхронного вулканизма	Метасаммиты (8)	0,2—8	1,7
	Метаалевролиты (10)	0,4—10,3	1,6
	Метапелиты (12)	0,3—5,8	0,8
	Известняки и доломиты (25)	0,2—0,8	0,4
	Кремнисто-глинистые породы (3)	0,4—1,5	0,8
	Метасилициты — фтаниты и лидиты (12)	0,1—7,6	2,5
То же, аридных зон	Петроцветные доломиты (10)	0,003—0,05	0,03
	Метасилициты, яшмы (5)	0,005—0,03	0,01
Мелководные застойные фации	Метаалевролиты (8)	0,1—1	0,4
	Метапелиты (6)	0,02—0,4	0,2
Прибрежно-морские мелководные и умеренно глубоководные фации	Конгломераты (4)	0,004—0,015	0,01
	Метасаммиты (25)	0,004—0,03	0,02
	Метаалевролиты (35)	0,01—0,2	0,05
	Метапелиты (15)	0,02—0,1	0,07
	Карбонатно-глинистые породы (2)		0,01
	Известняки и доломиты (20)	0,004—0,07	0,04
	Метасилициты (5)	0,03	0,01
	Основные метатUFFы и метатUFFиты (10)	0,004—0,02	0,01

ценные данные по содержанию $C_{орг}$ в осадочных породах верхнего протерозоя на основании изучения 103 проб приведены в табл. 8, в распространенных типах пород и осадочных свитах соответственно в табл. 9—11 и на примере сводного разреза полуостровов Среднего и Рыбачьего и о-ва Кильдин на рис. 8.

Некоторые общие закономерности распределения $C_{орг}$ в супракраустальных толщах докембрия Кольского региона — лишь первый и в основном качественный этап обобщения полученных данных. По-видимому, необходимо дополнительное накопление материала для разработки количественных показателей распределения $C_{орг}$ как в отдельных типах пород, так и в разрезах докембрия в целом с учетом относительного распространения пород в различных зонах и уровнях общего разреза. В то же время на данном этапе возможны некоторые обобщающие выводы, касающиеся геологического значения выявленных закономерностей.

Прежде всего намечается направленный рост общего фонового содержания $C_{орг}$ в метасадочных породах, неоднородности его распределения, масштабов проявления углеродистых отложений от древнейших архейских толщ к среднепротерозойским,

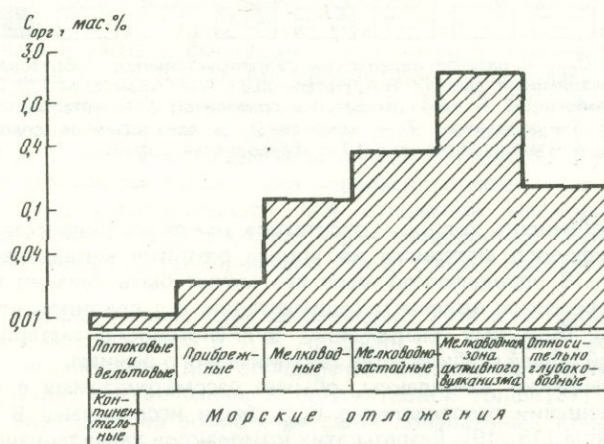


Рис. 7. Распределение $C_{орг}$ в карельских метасадочных породах зоны имандра-Варзуга, различающихся по первичной фациальной принадлежности

Таблица 8. Обобщенные данные по содержанию $C_{орг}$ в осадочных породах рифейского и вендского комплексов верхнего протерозоя

Комплекс	Изученные уровни разреза в ранге подкомплексов серий	Наиболее распространенные типы пород (в скобках — число проб)	Первичная природа пород с повышенным содержанием $C_{орг}$	$C_{орг}$, мас. %	Разброс средних значений $C_{орг}$ в разных породах
Вендский	Баргоутная и эйновская серии	Песчаники, алевролиты, конгломераты, гравелиты и сланцы (10)	Гидрослюдистые глины, глинистые алевролиты	0,001—0,6*	0,01—0,3
Рифейский	Волоковая и кильдинская серии	Терригенная и терригенно-карбонатная ассоциации: песчаники, алевролиты, сланцы, известняки, доломиты (93)	Карбонатно-глинистые породы с сульфидным веществом	0,001—2,48	0,01—0,43

* По-видимому, содержание $C_{орг}$ в черных сланцах цыпнаволоцкой свиты верхов венда выше, чем указанное максимальное значение, но их опробование не производилось.

Таблица 9. Содержание $C_{орг}$ в осадочных породах кильдинской серии верхнего рифея о-ва Кильдин

Порода	Количество проб	$C_{орг}$, мас. %	Среднее
Песчаники	30	0,009—0,92	0,097
Алевролиты	20	0,007—1,47	0,21
Известняки	11	0,022—0,47	0,11
Глинисто-карбонатные породы	4	0,0026—0,64	0,17

Таблица 10. Содержание $C_{орг}$ в осадочных свитах кильдинской и волоковой серий верхнего рифея о-ва Средний

Серия, свита	Количество проб	$C_{орг}$, мас. %	Среднее
<i>Волоковая</i>			
Пуманская	4	0,007—0,06	0,031
Куюканская	9	0,007—0,032	0,022
<i>Кильдинская</i>			
Каруррвинская	8	0,02—2,48	0,38
Землепахтинская	3	0,009—0,016	0,012
Пропелонская	5	0,04—0,17	0,08
Палвинская	8	0,006—0,04	0,02
Иерновская	8	0,006—0,15	0,046
Кутовая	4	0,002—0,17	0,011

Таблица 11. Содержание $C_{орг}$ в осадочных свитах кильдинской серии верхнего рифея о-ва Кильдин

Свита	Количество проб	$C_{орг}$, мас. %	Среднее
Сланцевоозерская	6	0,010—0,027	0,026
Придорожная	4	0,007—0,090	0,042
Песцовоозерская	5	0,016—0,103	0,048
Чернореченская	7	0,007—0,885	0,324
Безымянная	10	0,001—0,29	0,077
Коровинская	16	0,009—0,64	0,160

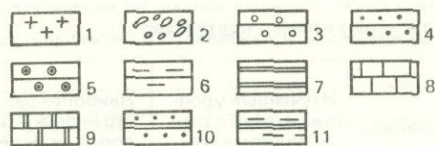
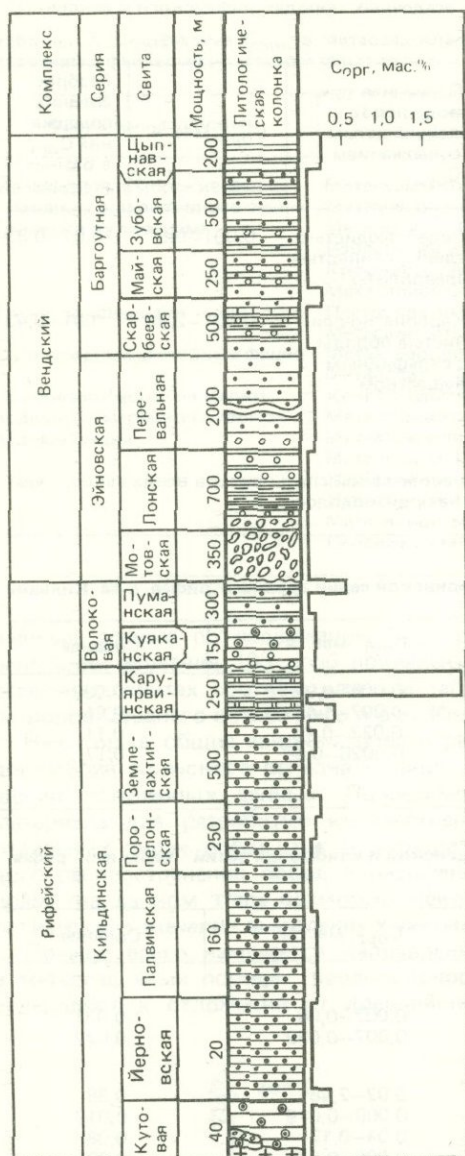


Рис. 8. Распределение $C_{орг}$ в разрезе осадочных образований рифея и венда полуостровов Среднего и Рыбачьего

1 — граниты и гранито-гнейсы основания; 2 — конгломераты; 3 — гравелиты; 4 — субграувакковые, полевошпат-кварцевые и граувакковые песчаники с горизонтами кварцевых; 5 — полевошпат-кварцевые и аркозовые песчаники; 6 — алевролиты; 7 — пелиты; 8 — известняки; 9 — доломиты; 10 — пелитовые песчаники; 11 — алевролиты и пелитовые алевролиты

карельским. При этом происходит закономерная смена парагенезов пород сложных вулканогенно-осадочных и терригенных в архее собственно терригенными в нижнем протерозое и вновь вулканогенно-осадочными и осадочными в карельское время.

Размещение углеродистых, т.е. обогащенных $C_{орг}$, отложений в разрезе докембрия региона весьма неравномерно и обнаруживает ряд максимумов, вероятно всего отражающих этапы активного накопления биогенного вещества в связи с неравномерным и направленным развитием докембрийского органического мира Земли [30, 31, 33, 34, 37]. Первичный состав самих углеродистых отложений обнаруживает признаки эволюционного изменения во времени. Так, на архейских уровнях наиболее обогащены $C_{орг}$ породы туфогенно-терригенного ряда с присутствием в первичном составе гидрослюдисто-железисто-хлоритовых пелитов, кремнистого вещества и сульфидов. Для нижнепротерозойских толщ характерно присутствие углеродистых продуктов в глинистых отложениях ряда гидрослюда-каолинит, отчасти монтмориллонит-

лептохлорит, для карельского комплекса — в разнообразных породах. Среди них преимущественным распространением в комплексе в целом пользуются монтмориллонит-гидролюдистые и гидролюдистые пелиты, граувакковые глинистые алевролиты. В верхних частях разреза карелия в числе углеродистых пород существенное место занимают кремнистые (фтаниты, лидиты), а также карбонатные породы и основные туффиты.

Литолого-петрогеохимические особенности углеродистых пород и парагенных отложений позволяют ставить вопрос о палеоклиматической типизации метаосадочных толщ докембрия региона. Намечаются два крупных уровня развития углеродистых отложений, по-видимому, формировавшихся в условиях, близких к гумидным климатическим обстановкам, т.е. достаточно влажных и по температурному режиму способствовавших, с одной стороны, процессам выветривания исходных пород, а с другой — мощному проявлению биогенных процессов и накоплению ОВ. Первый из этих уровней — нижекейвский, характеризующийся преобладанием пород собственно терригенной осадочной линии, а второй — верхнекарельский, отмеченный влиянием синхронного с седиментацией вулканизма, — основного и пикритового. Существенно, что верхнекарельским — заонежским и ладожским — толщам предшествуют ятулийские — с комплексом признаков накопления осадочных пород в условиях, близких к аридным. Намеченные палеоклиматические особенности метаосадочных толщ делают необходимыми дальнейшие детальные литолого-геохимические исследования с использованием методов сравнительного анализа изучаемых докембрийских и хорошо изученных фанерозойских толщ, эталонных для определенного типа палеоклиматических обстановок.

По-видимому, немаловажно значение выявленных закономерностей распределения $C_{орг}$ в метаосадочных толщах для их расчленения, сравнения и корреляции. О необходимости пересмотра и уточнения некоторых стратиграфических границ, в частности внутренних границ и рубежей карелия, выше уже говорилось. Подчеркнем здесь еще раз специфические отличия в рассмотренном аспекте парагенезов пород, относящихся (в нашей схеме деления) к верхнему архею, нижнему и среднему протерозою. Заслуживает внимания и еще одна особенность состава и строения разреза докембрия региона: относительное расположение в разрезе двух устойчивых уровней развития углеродистых отложений (нижекейвского и верхнекарельского) и находящегося между ними красноцветного (аридного) ятулийского уровня. Эта "вилка", как показывают первые результаты сопоставления данных по удаленным регионам, по-видимому, может быть использована для целей не только межрегиональной, но и межконтинентальной корреляции.

ЛИТЕРАТУРА

1. Балабин Н.Л., Осокин А.С. Геохимическая специализация графитсодержащих гнейсов и сланцев Нотозерского антиклинория. — В кн.: Геохимические критерии перспектив рудоносности метаморфических комплексов докембрия. Апатиты: Кол. фил. АН СССР, 1978, с. 33—43.
2. Бекасова Н.Б. Литолого-фациальное расчленение продуктивной толщи рудного поля Печенги. — В кн.: Стратиграфические подразделения докембрия Кольского полуострова и их корреляция. Апатиты: Кол. фил. АН СССР, 1978, с. 113—122.
3. Бекасова Н.Б. Литогенетические типы пород продуктивной толщи рудного поля Печенги. — В кн.: Геохимия и условия формирования осадочных толщ докембрия Кольского полуострова. Апатиты: Кол. фил. АН СССР, 1980, с. 49—62.
4. Бекасова Н.Б., Аведисян А.А. Геохимические особенности сульфидно-углеродистых сланцев продуктивной толщи Печенги. — В кн.: Геохимические критерии перспектив рудоносности метаморфических комплексов докембрия. Апатиты: Кол. фил. АН СССР, 1978, с. 43—51.
5. Бекасова Н.Б., Аведисян А.А. Особенности строения продуктивной толщи Печенги и закономерности распределения в ней органического вещества. — В кн.: Геология и полезные ископаемые Кольского полуострова. Апатиты: Кол. фил. АН СССР, 1978, с. 38—44.
6. Бекасова Н.Б., Пушкин Г.Ю. Стратиграфия центральной части Имандра-Варзугской структуры. — В кн.: Материалы по геологии и металлогении Кольского полуострова. Апатиты: Кол. фил. АН СССР, 1972, вып. 3, с. 28—34.
7. Белоплицкий А.П., Ильин Ю.И., Предовский А.А. Первичная природа и эволюция состава метapelитов кейвского сланцевого комплекса. — В кн.: Первичная природа и геохимия метаморфических пород докембрия Кольского полуострова. Апатиты: Кол. фил. АН СССР, 1979, с. 3—15.
8. Бельков И.В. Кианитовые сланцы свиты Кейв. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1963. 321 с.
9. Беляев О.А. Древнейший фундамент Терской структурной зоны. — В кн.: Геологическое строение и развитие структурных зон докембрия Кольского полуострова. Апатиты: Кол. фил. АН СССР, 1980, с. 3—14.

10. Болотов В.И., Балабонин Н.Л., Иванов А.А. Размещение и условия формирования рудопроявлений марганца в метаморфических толщах архея Аллареченского района. — В кн.: Природа и хозяйство Севера. Мурманск: Сев. фил. Геогр. о-ва СССР, 1981, вып. 9, с. 24—27.
11. Загородный В.Г., Бекасов Н.Б., Пушкин Г.Ю. и др. Особенности среднепротерозойского вулканогенно-осадочного литогенеза на Кольском полуострове. — В кн.: Материалы по геологии и металлогении Кольского полуострова. Апатиты: Кол. фил. АН СССР, 1972, вып. 4, с. 3—7.
12. Загородный В.Г., Мирская Д.Д., Суслова С.Н. Геологическое строение печенгской осадочно-вулканогенной серии. М.; Л.: Наука, 1964. 208 с.
13. Ивлиев А.И., Пожиленко В.И. Марганцевоносные породы докембрийских супракрустальных комплексов. — В кн.: Геохимическая эволюция метаморфических комплексов докембрия Кольского полуострова. Апатиты: Кол. фил. АН СССР, 1976, с. 108—114.
14. Келлер Б.М., Королев В.Г., Крылов И.Н. Достижения в разработке общей стратиграфической шкалы докембрия СССР. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1977, № 11, с. 16—21.
15. Любцов В.В. К литологии и геохимии рифейских отложений северо-запада Кольского полуострова. — В кн.: Литология и осадочная геология докембрия. М.: Наука, 1973, с. 251—254.
16. Любцов В.В. Основные этапы седиментации кильдинской серии верхнего рифея северо-запада Кольского полуострова. — В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Недра, 1975, вып. 4, кн. 1, с. 231—235.
17. Любцов В.В., Гендлер В.Е., Предовский А.А. Черты геологии и корреляции отложений верхнего рифея и венда северо-запада Кольского полуострова. — В кн.: Стратиграфические подразделения докембрия Кольского полуострова и их корреляция. Апатиты: Кол. фил. АН СССР, 1978, с. 122—129.
18. Любцов В.В., Петерсилье И.А., Предовский А.А. Углеводороды и органический углерод в отложениях верхнего рифея северо-запада Кольского полуострова. — Докл. АН СССР, 1979, т. 247, № 4, с. 912—916.
19. Любцов В.В., Предовский А.А. Закономерности распределения органического вещества и углеводородных газов в осадочных толщах верхнего рифея и венда Кольского полуострова. — В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Наука, 1981, вып. 7, кн. 1, с. 181—186.
20. Мележик В.А. Метасилициты имандра-варзугского комплекса. — В кн.: Первичная природа и геохимия метаморфических пород докембрия Кольского полуострова. Апатиты: Кол. фил. АН СССР, 1979, с. 27—38.
21. Мележик В.А., Предовский А.А. Геохимические особенности фациальных типов углеродистых пород из зон активного вулканизма: (Ранний протерозой Кольского полуострова). — В кн.: Литология и осадочная геология докембрия: Тез. докл. Алма-Ата: Наука, 1981, с. 93—95.
22. Негруца В.З., Богданов Ю.Б., Воинов А.С., Негруца Т.Ф. Основные этапы экзогенного развития Балтийского щита в докембрии и их геохронологические рубежи. — В кн.: Литология и осадочная геология докембрия. М.: Наука, 1973, с. 106—108.
23. Негруца Т.Ф. Палеогеография и литогенез раннего протерозоя области сочленения карелид и беломорид. Л.: Изд-во ЛГУ, 1979, 254 с.
24. Петерсилье И.А., Федкова Т.А., Павлова М.А. Газы и органическое вещество в породах гранулитового комплекса архея Кольского полуострова. — Геохимия, 1979, № 12, с. 1883—1888.
25. Предовский А.А. Основные геохимические факторы формирования сульфидных медно-никелевых месторождений Печенги. — В кн.: Материалы по геологии и металлогении Кольского полуострова. Апатиты: Кол. фил. АН СССР, 1970, вып. 1, с. 67—76.
26. Предовский А.А. Черты эволюции состава докембрийских метapelитов восточной части Балтийского щита. — В кн.: Геохимическая эволюция метаморфических комплексов докембрия Кольского полуострова. Апатиты: Кол. фил. АН СССР, 1976, с. 15—30.
27. Предовский А.А. Реконструкция условий седиментогенеза и вулканизма раннего докембрия. Л.: Наука, 1980. 152 с.
28. Предовский А.А., Мележик В.А., Любцов В.В. и др. Парагенезис и условия формирования карбонатных пород докембрия восточной части Балтийского щита. — В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Наука, 1981. Вып. 6. Карбонатное осадконакопление в докембрии, с. 71—76.
29. Предовский А.А., Федотов Ж.А., Ахмедов А.М. Геохимия печенгского комплекса. Л.: Наука, 1974. 139 с.
30. Сидоренко Св.А. Главнейшие возрастные "эпохи" и основные геолого-тектонические условия накопления биогенного органического вещества в докембрии. — В кн.: Палеонтология докембрия и раннего кембрия: Тез. докл. Новосибирск: Наука, 1976, с. 26—28.
31. Сидоренко Св.А. Биолитогенез в докембрии. — В кн.: Литология и осадочная геология докембрия: Тез. докл. V Всесоюз. совещ. Алма-Ата: Наука, 1981, с. 7—9.
32. Сидоренко Св.А., Сидоренко А.В. Органическое вещество в осадочно-метаморфических породах докембрия. М.: Наука, 1975. 139 с.
33. Соколов Б.С. Органический мир Земли на пути к фанерозойской дифференциации. — Вестн. АН СССР. Сер. 4, Геология, 1976, № 1, с. 126—143.
34. Соколов Б.С. Палеонтология докембрия. — В кн.: Палеонтология докембрия и раннего кембрия. Л.: Наука, 1979, с. 5—16.
35. Соколов Л.В. Свита Кейв. — В кн.: Геология СССР. М.: Госгеолтехиздат, 1958, т. 27, ч. 1, с. 180—246.
36. Теняков В.А., Корякин А.С., Кулиш Е.А., Предовский А.А. Осадочная геология глубокометаморфизованных комплексов докембрия и их металлогения (петрохимический и геохимический аспекты): Междунар. семинар ООН "Минеральные месторождения докембрия". М.: ИЛС АН СССР, 1979. 33 с. Препр.

37. *Теняков В.А., Сидоренко Св.А.* Новые актуальные аспекты исследования системы выветривание—осадконакопление—метаморфизм. — В кн.: Терригенные породы раннего докембрия. Апатиты: Кол. фил. АН СССР, 1977, с. 21—39.
38. *Увадьев Л.И.* Туфогенно-осадочные породы рудного поля Печенги. — Сов. геология, 1968, № 7, с. 31—41.
39. *Харитонов Л.Я.* Структура и стратиграфия карелид восточной части Балтийского щита. М.: Недра, 1966. 360 с.

УДК 552.5 (571.5) (575.1) + 551.71

Е.П. АКУЛЬШИНА, С.В. САРАЕВ, Г.М. ПИСАРЕВА

СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА УСЛОВИЙ ОБРАЗОВАНИЯ ЧЕРНОСЛАНЦЕВЫХ ТОЛЩ ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА И ЦЕНТРАЛЬНЫХ КЫЗЫЛКУМОВ

В последние годы все большее внимание исследователей привлекают углеродистые отложения (в частности, черные сланцы), что обусловлено в первую очередь установленной тесной парагенетической связью их с многими полезными ископаемыми. Нами приводятся основные результаты сравнительного изучения черносланцевых толщ двух золоторудных районов: Енисейского кряжа (сухопитская серия) и Центральных Кызылкумов (ауминза-бесапанский комплекс).

В сухопитской серии Енисейского кряжа ниже-среднерифейского возраста выделяются следующие свиты (снизу вверх): кординская (микроструктурные биотитовые сланцы с прослоями кварцитов и конгломератов), горбилоская (серцит-хлоритовые сланцы, часто с магнетитом), удерейская (филлиты, глинистые, алеврито-глинистые и алевритовые сланцы с редкими прослоями песчаников), погорюйская (алевроитовые, алеврито-глинистые, глинистые сланцы с прослоями песчаников, кварцитов) и сосновская (карбонатно-глинистые сланцы, глинистые известняки, известняки и доломиты). В разрезе серии повышенной кларковой золотоносностью характеризуется удерейская свита [3]. Отложения этой свиты вмещают большую часть золоторудных месторождений и рудопоявлений.

Один из вариантов литолого-стратиграфического расчленения древних вулканогенно-осадочных образований в районе Южного Тамдытау [2] предполагает следующую последовательность отложений (снизу вверх): ауминзинская свита (слюдяные сланцы и слюдяные кварциты), нижнетасказганская подсвита (кремнистые породы с подчиненными прослоями углеродистых сланцев, карбонатных пород, метавулканитов основного состава и метатерригенных пород), верхнетасказганская подсвита (слюдисто-кварцевые и кварц-слюдистые сланцы, филлиты, метапесчаники, редкие линзы силицитов); нижнебесапанская подсвита (кварцито-песчаники, филлиты; подстилают подсвиту базальные гравелиты), верхнебесапанская подсвита — "пестрый бесапан" (алевролиты, песчаники с прослоями гравийных пород полимиктового состава, филлиты, глинистые сланцы, прослой и линзы силицитов), подсвита "зеленый бесапан" (песчаники с прослоями глинистых сланцев, редкие линзы гравелитов). Наибольший интерес представляют отложения подсвиты "пестрый бесапан", обладающие повышенной кларковой золотоносностью и вмещающие большую часть золоторудных месторождений и рудопоявлений Центральных Кызылкумов.

Рассматриваемые черносланцевые отложения двух районов претерпели близкие по степени проявления постседиментационные и метаморфические изменения: от стадий метагенеза (подсвиты "пестрый бесапан", "зеленый бесапан", нижнебесапанская, свиты сосновская, погорюйская, удерейская, частично горбилоская) до мусковит-хлоритовой (горбилоская, верхнетасказганская, частично нижнебесапанская подсвиты) и биотитовой (частично верхнетасказганская, кординская свиты) субфаций регионального метаморфизма. Кроме этого, локальное развитие получил купольный и контактовый метаморфизм, связанный со становлением гранитоидных интрузий. Степень постседиментационных преобразований находится в зависимости также от содержания углеродистого вещества в породах.

Петрохимические параметры состава типов пород ауминза-бесапанского комплекса и сухопитской серии

Свита, под-свита	Тип породы	F	M	A	K	$\frac{Na_2O}{K_2O}$	$\frac{Al_2O_3}{Na_2O}$	$\frac{Al_2O_3}{SiO_2}$	$\frac{Fe + Mn}{Ti}$
"Зеленый бесапан"	Глинистые сланцы	0,147		103	27	0,29	13,89	0,32	9,5
	Алевритистые сланцы	0,071		51	-12	0,97	5,04	0,17	6,7
	Песчаники	0,048		26	-14	1,18	4,74	0,12	8,9
"Пестрый бесапан"	Силициты	0,01		3	1	0,34	10,6	0,01	28,25
	Карбонаты		0,746	7	1	0,28	14,28	0,06	14,4
	Глинистые сланцы	0,144		119	28	0,28	15,53	0,35	7,9
	Алевритистые сланцы	0,049		45	-20	1,24	4,47	0,15	5,5
Нижнебесапанская	Песчаники	0,036		31	-16	1,43	4,35	0,10	6,8
	Метааргиллиты	0,176		99	11	0,50	8,51	0,33	9,6
	Метаалевролиты	0,079		36	-39	2,08	3,43	0,17	8,4
Верхнетасказганская	Метапесчаники	0,057		34	-25	1,85	3,87	0,12	7,8
	То же	0,208		141	26	0,34	13,17	0,47	9,25
		0,05		49	-26	1,44	4,15	0,16	5,6
Сосновская		0,037		19	-20	1,65	3,28	0,08	5,8
	Карбонаты		0,019	-3	-1	1,71	0	0	16,9
	Карбонатно-терригенные породы		0,18	33	-5	0,84	5,23	0,15	16,1
Погорюйская	Алеврито-глинистые сланцы	0,097		78	4	0,59	7,43	0,22	7,9
	Глинистые сланцы	0,093		92	8	0,55	7,86	0,27	6,6
	Алевритистые сланцы	0,086		79	1	0,63	7,24	0,23	7,1
Удерейская	Песчаники	0,035		23	-17	1,4	3,62	0,09	13,4
	Глинистые сланцы	0,150		131	15	0,37	16,38	0,33	9,2
	Алевритистые сланцы	0,155		100	10	0,38	16,66	0,24	8,6
Горбилоская	Карбонаты		0,81	15	6	0,11	28,33	0,17	13,3
	Карбонатно-глинистые породы		1,01	55	8	0,42	9,67	0,21	9,75
	Метааргиллиты	0,17		118	10	0,46	12,82	0,32	10,5
	Метаалевролиты	0,142		71	13	0,44	8,40	0,23	9,4
Кординская	То же	0,131	60	60	12	0,48	7,48	0,23	10,8

Примечание: $F = (MgO + Fe_2O_3) : SiO_2$; $M = MgO : CaO$; $A = Al_2O_3 - (CaO + K_2O + Na_2O)$; $K = K_2O - Na_2O$; F, M, A, K — рассчитываются в формульных количествах [4, 5].

При изучении черносланцевых отложений были выделены следующие типы пород: метааргиллиты, метаалевролиты, метапесчаники, силициты, карбонаты, смешанные карбонатно-терригенные породы.

Петрохимические параметры типов пород черносланцевых толщ приведены в таблице. Анализ данных этой таблицы показывает, что основность (параметр F) в глинистых породах ауминза-бесапанского комплекса снижается снизу вверх по разрезу до подсвиты "пестрый" и "зеленый бесапан". Эта же тенденция наблюдается и для глинистых пород сухопитской серии. Значения параметра F для глинистых пород подсвиты "пестрый бесапан" и удерейской свиты сопоставимы. Частная глиноземистость (параметр A) и коэффициент зрелости (Al_2O_3/Na_2O) глинистых пород достигают высоких значений в свитах, характеризующихся повышенной золотоносностью. Кроме этого, высокие значения глиноземистости и химической зрелости глинистых по-

род характерны в Центральных Кызылкумах и для предшествующих, но не подстилающих подсвиту "пестрый бесапан" отложений. Значения частной глиноземистости и химической зрелости глинистых пород удерейской свиты несколько превышают таковые для подсвиту "пестрый бесапан". Алюмо-кремневый модуль для глинистых пород большинства рассматриваемых свит Кызылкумов и Енисейского кряжа одинаков и имеет повышенное значение лишь для верхнетасказганской подсвиту. Коэффициент $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ и имеющий противоположную направленность параметр К, характеризующие в какой-то степени химическую зрелость породы и (или) влияние вулканизма на осадкообразование, достигают экстремальных значений в глинистых породах подсвиту "пестрый бесапан" и удерейской свиты, указывая, таким образом, на возможно наименьшее по сравнению с другими свитами влияние процессов вулканизма при образовании осадков этих свит. Более низкие по сравнению с удерейской свитой величины коэффициента $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ и, естественно, наиболее высокие параметры К характерны для глинистых пород подсвиту "пестрый бесапан". Значения железо-марганцево-титанового модуля, предложенного Н.М. Страховым для установления в осадках эксгальвативного материала, для глинистых пород рассматриваемых отложений соответствуют величинам, типичным для терригенных пород.

Если в химическом составе глинистых пород двух рассматриваемых районов наблюдается много общих черт, то метаалевриты существенно различаются по абсолютным значениям всех петрохимических характеристик. В наиболее общем виде это различие заключается в том, что алевролитовые породы ауминза-бесапанского комплекса по химическому составу тяготеют к песчаникам, а метаалевролиты сухопитской серии — к метаргиллитам. В метаалевролитах свит сухопитской серии достаточно контрастно происходит изменение по разрезу частной глиноземистости и коэффициентов зрелости, максимальные значения которых приурочены, так же как и для глинистых пород, к метаалевролитам удерейской свиты. Вариации этих параметров в разрезе ауминза-бесапанского комплекса имеют сглаженный характер. Абсолютные значения их выше в алевролитовых породах сухопитской серии. Величины алюмо-кремневого модуля очень близки для метаалевролитов различных свит каждого из районов и колеблются от 0,15 до 0,17 для ауминза-бесапанского комплекса и от 0,22 до 0,24 для сухопитской серии. Наиболее контрастно различаются метаалевролиты сравниваемых районов по значениям параметров К и $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$. Если в метаалевролитах сухопитской серии, так же как и в глинистых сланцах, наблюдается преобладание калия над натрием, то в метаалевролитах ауминза-бесапанского комплекса соотношение щелочей соответствует величинам, характерным для песчаников. Величины железо-марганцево-титанового модуля для рассматриваемого типа пород соответствуют нижнему пределу его значений для типично терригенных пород.

Максимальные значения основности в метапесчаниках ауминза-бесапанского комплекса характерны для нижебесапанской подсвиту. Частная глиноземистость и коэффициент химической зрелости песчаников имеют сглаженный характер распределения по разрезу. Судя по коэффициенту минеральной зрелости, наибольшей зрелости достигли породы верхнетасказганской свиты и подсвиту "пестрый бесапан"; подобными же значениями коэффициента характеризуются и песчаники погоруйской свиты.

По химическому составу глинистые породы ауминза-бесапанского комплекса и сухопитской серии наиболее близки к группе гидрослюдистых глин, выделяемой А.А. Предовским [5], хотя для глинистых и алеврито-глинистых пород нижебесапанской подсвиту и сосновской свиты характерны переходные к монтмориллонитовым глиням осадки.

Металесчаники и метаалевролиты верхнетасказганской подсвиту по химическому и минеральному составу относятся к аркозам и субграуваккам, часть метаалевролитов этой подсвиту принадлежит грауваккам. Большая часть кластогенных пород нижебесапанской подсвиту является граувакками, меньшая — субграувакками; большая часть песчаников и алевролитов подсвиту "пестрый бесапан" соответствует аркозам, меньшая — субграуваккам. Метаалевролиты кординской свиты относятся к грауваккам, песчаники погоруйской свиты — к аркозам. Алевролитовые породы горбилоской, удерейской и сосновской свит близки по составу к глинистым породам соответствующих свит.

Рассчитанные по методике А.А. Предовского приблизительные количественные оценки интенсивности выветривания и степени осадочной дифференциации во время

формирования отложений ауминза-бесапанского комплекса и сухопитской серии указывают на то, что толщам, характеризующимся повышенной кларковой золотоносностью, соответствуют уровни относительно высокой интенсивности выветривания.

Изучение характера распределения концентраций 14 элементов (В, Р, V, Cr, Mn, Fe, Co, Ni, Cu, Zn, Ga, Sr, Ba, Pb) по типам пород (песчаники—алевролиты—аргиллиты—мергели—карбонаты) показало, что в удерейской свите и подсвите "пестрый бесапан" наблюдается сглаженно-упорядоченный тип распределения элементов с некоторыми чертами пестрого, коэффициент распределения (K_p) равен соответственно 0,86 и 0,79. Пестрый тип распределения характерен для Ni и Fe в удерейской свите и для Sr, Ba, P — в подсвите "пестрый бесапан".

Сглаженно-упорядоченным распределением элементов характеризуются горбилоская свита ($K_p = 0,86$) и верхнетасказганская ($K_p = 0,93$). Подсвиты нижнебесапанская ($K_p = 0,64$), "зеленый бесапан" ($K_p = 0,36$), свиты погорюйская ($K_p = 0,29$), сосновская ($K_p = 0,64$) характеризуются пестрым и переходным от пестрого к упорядоченному типам.

В результате изучения глинистого вещества, выделенного из пород разных петрографических типов, выявлены цикличное строение и условия образования черносланцевых толщ Енисейского кряжа и Южного Тамдытау. В пределах сухопитской серии Енисейского кряжа глинистое вещество сложено в основном гидрослюдой и хлоритом, в верхней части отмечается обогащение монтмориллонитом. Направленно и периодически в пределах серии меняется зрелость глинистого вещества. Периодичность выражается в чередовании повышений и понижений зрелости в горбилоской, удерейской, погорюйской и сосновской свитах на фоне общего ее понижения. На стратиграфических уровнях с повышенной зрелостью в кординской, удерейской, погорюйской и сосновской свитах установлено увеличение концентрации Pb, Zn, V, Cu, Cr, Co и других элементов в глинистом веществе. Известные рудопроведения и рудная минерализация свинца, цинка и золота также приурочены к этим стратиграфическим уровням.

Большую часть сухопитского периода (кординское, горбилосское, удерейское и погорюйское время) в областях, поставлявших глинистый материал в бассейн седиментации, климат был аридным. Гумидизация произошла лишь в сосновское время. В горбилосское, удерейское и погорюйское время в горбилоской зоне Енисейского кряжа существовали прибрежные обстановки. В течение сухопитского периода при устойчивом существовании аридного климата происходило понижение интенсивности химического выветривания и преобладало регрессивное развитие бассейнов седиментации. Направленность и периодичность процесса осадконакопления способствовали образованию нескольких уровней высокой зрелости глинистого вещества, обогащенного рудными и другими элементами.

В районе Южного Тамдытау в подсвите "пестрый бесапан" глинистое вещество характеризуется полиминеральным составом с преобладанием гидрослюды. В верхнетасказганской подсвите главные компоненты — гидрослюда и хлорит. Содержание каолинита в обеих подсвитах увеличивается снизу вверх, гидрагиллит и бёмит встречаются в верхних горизонтах. В глинистом веществе подсвит верхнетасказганской и "пестрый бесапан" содержание марганца, титана, бора, цинка, свинца, меди, никеля и золота повышено относительно других подразделений ауминза-бесапанского комплекса; содержание золота значительно превышает кларковое в сланцах.

Ауминза-бесапанский комплекс имеет сложное цикличное строение, в пределах которого подсвиты верхнетасказганская и "пестрый бесапан" представляют собой самостоятельные осадочные циклы. Верхнетасказганский цикл образовался при усилении химического выветривания от слабого в начале до интенсивного в конце при усиливающейся аридизации климата, на фоне которой чередование гумидных и аридных периодов сменилось затем устойчивым аридным климатом при трансгрессивном режиме бассейна, обусловившем последовательную смену обстановок прибрежных прибрежно-морскими и в самом конце — морскими [1]. Подсвита "пестрый бесапан" — осадочный цикл крупного порядка, состоящий из циклов более мелкого порядка, формирование которых протекало при нарастании химического выветривания от слабого до сильного. При тенденции общего его усиления были периодические понижения и повышения. Одновременно происходила гумидизация климата, на фоне которой чередовались аридные и гумидные эпохи. В первой половине бесапанского времени прояви-

лась тенденция трансгрессии, осложнявшейся регрессиями и трансгрессиями меньшего порядка. При регрессиях возникали пресноводные и прибрежные обстановки, при трансгрессиях — прибрежно-морские и морские. Во второй половине пестробеспанского времени при общем регрессивном развитии бассейна в районе Южного Тамдытау преобладали прибрежные обстановки.

Повышенное содержание золота в ауминза-беспанском комплексе отмечается на стратиграфических уровнях, осадки которых имеют глинистое вещество высокой зрелости и образование которых происходило при чередовании гумидных и аридных климатических условий (преобладали последние) в пресноводных, прибрежных и прибрежно-морских обстановках.

Таким образом, в результате изучения разрезов черносланцевых толщ в двух удаленных друг от друга районах были сделаны следующие выводы:

1. В литолого-геохимической характеристике пород, слагающих эти толщи, существует много общих черт.

2. Степень постседиментационных и метаморфических преобразований рассмотренных отложений двух районов как в целом, так и частей разреза, обладающих повышенной кларковой золотоносностью, одинакова. Она характеризуется переходом от фаций метазенита к зеленосланцевой фации регионального метаморфизма.

3. Изменение химизма пород снизу вверх по разрезу в направлении к золотоносным уровням разреза и в перекрывающих их отложениях имеет общие тенденции для двух районов, выражающиеся в наиболее высокой химической зрелости пород свит, обладающих повышенной кларковой золотоносностью. Высокие значения интенсивности выветривания свидетельствуют о стабилизации тектонического режима области питания во время накопления золотоносных свит.

4. Осадки рассматриваемых черносланцевых толщ накапливались в мелководных опресненных прибрежных обстановках с восстановительным характером среды.

5. При сравнении золотоносных свит "пестрый беспан" с удерейской выявлено, что первая имеет более грубозернистый состав терригенных пород и большее разнообразие типов пород.

Глинистое вещество адсорбирует Fe, Ni, Cu, Pb, Zn, Cr, V, B, Au и другие элементы. В результате этого процесса накапливались огромные массы рудных элементов в осадочных толщах. Палеогеографические реконструкции показывают, что стратиформные рудопоявления и месторождения приурочены к уровням зрелого глинистого вещества, завершающим циклы осадконакопления [6]. Интенсивность рудопоявлений зависит от степени химического выветривания и климата на водосборной суше, от фациальных обстановок и режима бассейна седиментации. Благоприятные условия для концентрации некоторых рудных элементов в осадке — интенсивное химическое выветривание при чередовании гумидных и аридных климатических условий; морские обстановки седиментации при значительной трансгрессии для свинца и цинка, прибрежные и прибрежно-морские для меди и золота. Уровням, завершающим циклы осадконакопления более крупного порядка, соответствуют более мощные рудопоявления. Отмеченное выше дает основание считать, что источник значительной части рудных компонентов в стратиформных месторождениях — глинистое вещество вмещающих пород.

ЛИТЕРАТУРА

1. Акульшина Е.П., Писарева Г.М. Состав глинистого вещества, строение и условия осадконакопления ауминза-беспанского комплекса Южного Тамдытау. — В кн.: Сравнительный анализ морского осадконакопления в докембрии и палеозое. Новосибирск: Наука, 1980, с. 128—139.
2. Воронков А.К. Литология и условия формирования верхнепротерозойских вулканогенно-осадочных и осадочно-метаморфических толщ в Центральных Кызылкумах: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Ташкент, Геол. ин-т АН УзССР, 1974. 24 с.
3. Петров В.Г. Золото в опорных разрезах верхнего докембрия западной окраины Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1976. 216 с.
4. Предавский А.А. Геохимическая реконструкция первичного состава метаморфизованных вулканогенно-осадочных образований докембрия. Апатиты: Кол. фил. АН СССР, 1970. 114 с.
5. Предавский А.А. Реконструкция условий седиментогенеза и вулканизма раннего докембрия. Л.: Наука, 1980. 152 с.
6. Стратиформные свинцово-цинковые месторождения в отложениях венда юго-восточной Якутии. Новосибирск: Наука, 1979. 230 с.

В.Т. САФРОНОВ

О СОДЕРЖАНИИ МИКРОЭЛЕМЕНТОВ В ОСНОВНЫХ ТИПАХ УГЛЕРОДСОДЕРЖАЩИХ ПОРОД ДОКЕМБРИЯ

Всестороннее изучение докембрийских осадочно-метаморфических толщ имеет большое научное и практическое значение. Это объясняется прежде всего тем, что многие полезные ископаемые находятся в древнейших толщах Земли. С этих позиций одно из наиболее перспективных направлений осадочной геологии докембрия — изучение углеродсодержащих и углеродистых отложений, формировавшихся уже с раннего архея. Для всех древнейших геологически документируемых стратифицированных комплексов (район Исуа, Юго-Западная Гренландия — 3,76 млрд. лет; район Унгава, Лабрадор, Канада — 3,6 млрд. лет; система Свазиленд, Южная Африка — 3,4 млрд. лет) довольно характерны углерод-графитсодержащие сланцы, гнейсы, карбонатные и кремнистые породы [19, 23].

Находки в раннедокембрийских породах остатков низших водорослей, органических соединений, данные по изотопии углерода, серы, кислорода и другие факты убедительно говорят о возникновении жизни около 4 млрд. лет назад и биогенной природе углеродистого органического вещества (ОВ), находящегося в отложениях докембрия [23, 33, 38]. Таким образом, углеродистое ОВ и углеродистые породы формировались на протяжении всей геологической истории Земли, причем углеродистый материал (в виде тонкорассеянного углерода, шунгита, графита) встречается во всех осадочно-метаморфических разностях пород (сланцах, гнейсах, кварцитах, конгломератах и т. д.) [26].

Геохимическое своеобразие углеродсодержащих толщ — обогащенность их рудными элементами (V, U, Au, Fe, Mo, Cu, P и ряд других), причем содержания этих элементов обычно коррелируются с содержанием в них углеродистого ОВ биогенного происхождения. Однако надо отметить, что концентрация металлов в углеродсодержащих породах не определяется только валовым количеством углеродистого вещества, а в значительной мере зависит от степени насыщенности вод палеобассейна седиментации этими элементами. Первичное накопление металлов в углеродсодержащих породах в большинстве случаев не дает промышленных концентраций (см. прил. 1—4 в конце статьи) и обуславливает в основном повышенные содержания их по сравнению с толщами, не содержащими заметных количеств углеродистого вещества. Обогащенность данных пород рядом элементов объясняется тем, что как в процессе жизнедеятельности, так и после захоронения ОВ сорбирует из окружающей среды широкий набор элементов. Наибольшие концентраций элементов отмечаются в углеродсодержащих и углеродистых породах, прошедших лишь зеленосланцевую стадию метаморфизма, так как метаморфизм более высоких ступеней приводит к разрушению металлоорганических комплексов и сорбционных связей при превращениях органического углеродистого вещества в графитоид и графит. Рудные элементы, освобождаясь в процессе метаморфизма, образуют свои собственные устойчивые минералы или концентрируются в других минералах, или выносятся за пределы породы.

Исследования Св.А. Сидоренко и А.В. Сидоренко [29] показали, что в докембрии из группы углеродсодержащих пород наиболее развиты углеродсодержащие сланцы и гнейсы.

В сланцах в зависимости от степени метаморфизма углеродистое ОВ может присутствовать в виде тонкораспыленного углерода, графитита и графита. Содержание $C_{орг}$ в сланцах колеблется от долей процента до 10% и более (см. прил. 1, А) [26]. Эти углеродсодержащие (углистые, графитистые, графитовые) сланцы обычно содержат в разных количествах ряд микроэлементов (см. прил. 1, А). Особую разновидность данных сланцев представляют собой черные пиритовые сланцы — сульфидная фация железорудных формаций, содержащих значительные количества пирита (до 40%) и углерода (до 29%).

В гнейсах углеродистое ОВ обычно находится в виде единичных чешуек графита или небольших скоплений его (полосок, гнезд). Содержание графита может достигать десятков процентов (о-в Мадагаскар, СССР), но в общем количество графита в

гнейсах обычно невелико [26], так же как и концентрации ряда микроэлементов (см. прил. 1, Б). Это объясняется тем, что в условиях средней и высокой ступеней метаморфизма происходит "выгорание" $C_{орг}$, разрушение металлорганических соединений и сорбционных связей и как результат этого — "обеднение" высокометаморфизованных пород органическим углеродом и рядом металлов.

Довольно широко распространены в докембрии и кремнистые породы (кварциты, кварцито-песчаники), часть из которых содержит в своем составе тонкораспыленный углерод или графитовую минерализацию. Концентрация углерода (или графита) в данном типе пород обычно не достигает больших значений (см. прил. 2) [26], и поэтому определяющую роль в концентрации микроэлементов в кварцитах иногда играет не $C_{орг}$ (из-за малых его содержаний), а присутствие в составе пород аутигенных минералов (пирит, пирротин и др.), глинистой и вулканогенной составляющих (см. прил. 2). Но в тех кремнистых породах, где содержатся значительные количества $C_{орг}$, взаимосвязь его с биофильными элементами проявляется довольно четко. Так, проведенные сравнения [18] углеродистых метасилицитов (среднее содержание $C_{орг} = 5\%$) с обычными кремнистыми породами ($C_{орг} = 0,02\%$) показали, что в первых в 88 раз возрастает концентрация S, более чем на порядок V, Cu, P, в 6 раз Ni. Такая же тенденция отмечается для углистых и безуглистых кварцитов и сланцев среднего протерозоя Урала [1].

Углеродистое ОБ (в виде тонкораспыленного углерода, шунгита, графита) встречается и в различных карбонатных отложениях докембрия [27]. Однако количество $C_{орг}$ в породах, за редким исключением, не достигает больших значений [27] и, по-видимому, сопоставимо с его распространенностью в карбонатных породах фанерозоя (0,2—0,3% С). Для углерод-графитосодержащих карбонатных пород характерно постоянное повышенное содержание Mn и Sr (прил. 3), причем концентрация Mn иногда достигает больших значений (в карбонатных породах нижнего протерозоя КМА — до 9%; в углисто-карбонатных породах рифея Енисейского кряжа — до 29%) [32]. Значительные содержания Mn и Sr в данных породах, по-видимому, объясняются, кроме биофильности этих элементов, спецификой карбонатных пород, содержащих эти элементы в повышенных количествах по сравнению с другими литогенетическими типами пород. Интересно отметить, что в некоторых графитистых мраморах Балтийского щита и Восточного Саяна содержатся повышенные концентрации таких элементов, как Al [4, 25], которые не характерны ни для карбонатных пород, ни для $C_{орг}$ сапропелевого типа.

Большое научное и практическое значение имеют докембрийские конгломераты, некоторые из которых рудоносны (золото-урановое месторождение Витватерсранд в ЮАР; урановое месторождение Блайнд-Ривер, Канада). Для всех известных золото-урановых конгломератов характерно постоянное присутствие в их составе углеродистого вещества (или графита), причем наиболее обогащены им конгломераты Витватерсранда, имеющие возраст 2,3—2,7 млрд. лет. Для данных конгломератов характерна ассоциация золота с тухолитом (агрегат углеродистого вещества и уранита), элементный состав которого следующий (в %): С — 72,68, Н — 3,36, N — 0,14, золы — 16,75, O — 6,69; причем в золе содержится (в %): U_3O_8 — 8,48, PbO — 1,84, ThO_2 — 0,27, TR — 0,07, P_2O_5 — 0,15, Au — 0,28 [6]. В последнее время установлено [39], что уран и золото в данном месторождении сорбировались уже около 2,5 млрд. лет назад растениями типа грибов и лишайников, т. е. многоклеточными организмами.

В цементе золотоносных конгломератов Тарква (Гана) содержатся концентрации следующих элементов (в %): $C_{орг}$ — 0,6, Cu — 0,031, S — 0,335, Zr — 0,15, Au + Ag — 0,069 [6]. Ураноносный конгломерат одного из районов СССР содержит 0,9% $C_{орг}$ и 1,5 Fe_{пид}, причем урановые минералы (настуран, уранит, коффинит) тесно связаны с сульфидами (пиритом, галенитом и др.) и ОБ. Кроме того, наблюдается урансодержащий битум двух генераций: в виде овальных включений размером до 0,5 мм и более поздний, который выполняет трещины длиной до 10 см [7]. Исследования современных осадков, углеродистых пород фанерозоя и экспериментальные данные [7] показывают, что необходимые условия для обогащения осадков и пород как золотом, так и ураном — высокие содержания в них ОБ и сероводородная среда седиментогенеза. Геохимическое сходство условий концентрации Au, U и Mo в фанерозое, по-видимому, может объяснить и условия накопления высоких содержаний этих элементов в углеродистых сланцах и в металлоносных конгломератах докембрия.

Приложение 1. Содержание микроэлементов в углеродсодержащих сланцах и графитовых гнейсах докембрия

Порода (число проб)	Возраст	Микроэлементы, г/т	Содержание Сорг, %	Источник
1	2	3	4	5
А. Сланцы				
Углеродистые	PR ₂	Cr — 100, Ni — 70, V — 250, Cu — 100, Co — 10, Pb — 37, Mo — 10, U — 8,4, P — 500, Th — 16, Zr — 210, La — 30, Y — 39, Zn — 100, Rb — 110, Li — 21, Mn — 930, Ti — 7800, Sr — 422, Ag — 0,5	Не опр.	[13]
Углеродистые метапелиты	PR ₂	Cu — 260, V — 190, Mn — 2100, Au — 1,	2,0	[18]
Черные	PR ₂	S — до 53 200, P — до 1300, V — до 1288, Ni — до 393, Cr — до 520, F — 1500, Zn — 900, Cu — 800	4—13,36	[41]
Углеродсодержащие (7)	PR ₂	Cr — 40—232, Ni — 11—92, V — 64—265, Cu — 11—155, Co — 8—55, Pb — 3—11, Ga — 4—55, Ge — 0,9—2,8, Mo — < 0,5—0,6, Ti — 1500—16 380	2,61—8,8	Данные автора
Черные	PR ₁₋₂	Cu — 280, Co — 90, V — 340, Mn — 1900, Au — 0,026	Не опр.	[3]
Углеродистые	PR ₁₋₂	Y — до 66, Ce — до 91, Nd — до 73, ΣTR — 240		[32]
Черные кианитовые	PR ₁	Cr — 28, Ni — 6—35, Co — 3—10, Ba — 500 — 860, Sr — 59—170, V — 110—250, Mn — 200, Cu — 28—50, Ga — 38—82, Hf — 19—28, Zr — 550—810, Sc — 16—22, Zn — 27—43, Ti — 4320—8040, Rb — 11—57	до 2,72	[31]
Кианит-кварцевые (10)	PR ₁	Cr — 40—135, Ni — 38—122, V — 36—175, Cu — 20—150, Co — 13—115, Pb — 3—45, Ga — 8—30, Ge — 2,3—10, Mo — 1—2,5, Ti — 1800—3600, S _{пир} — до 18 500	0,14—3,23	Данные автора
Графитистые	PR ₁	Cr — 34—210, Ni — 19—330, V — 28—147, Cu — 46—369, Co — 6—80, Ge — 1,1—2,6, Ti — 1890—4740, Mn — 674—1800, S — 29 500—55 300, P — 290—370, Sr — 56—160, Ba — 150—560	Не опр.	[36]
Графитистые породы		S — 15 000, P — 9000	1—2% графита	[40]
Углисто-сланцевые (5)	PR ₁	V — 160, Ni — 60, Cu — 110, Pb — 20, Zn — 400, B — 20, Zr — 210, Mo — 20, U — 3,6, Y — 70, Th — 5,4, Ti — 4000	2,14—7,4	[14]
Углисто-кремнистые (17)	PR ₁	V — 300, Ni — 70, Cu — 210, B — 30, Zn — 290, B — 10, Zr — 760, Mo — 50, U — 19,9, Y — 160, Th — 6,1, Ti — 5000	2,99—11,97	[14]
Филлитовидные углистые (5)	PR ₁	V — 310, Ni — 10, Cu — 40, Pb — 20, Zn — 20, B — 10, Zr — 350, Mo — 24, U — 5, Y — 40, Th — 11,5, Ti — 3600	6—10	[14]

Приложение 1 (продолжение)

1	2	3	4	5
Углеродистые (5)	PR ₁	B — до 400, P — до 110, Se — 20—80, U — 7,5	Не опр.	[8]
Графитовые	AR	V — 1000	"	[42]
Б. Гнейсы				
Графитовые	PR ₁	Cr — 180, Ni — 150, V — 290, Co — 40, Cu — 220, Mn — 950, Ti — 2390, Ga — 20, Sr — 330, Y — 30, Zr — 180, Yb — 9, U — 7,5	1,5—12,41	[35]
Графитовые	PR ₁	V, Zn, Zr	2—3% графита	[21]
Графитсодержащие (8)	PR ₁	Cr — 270, Ni — 52, V — 241, Cu — 37, Co — 21, Ga — 44, Ge — 1,9, Mo — 1,7, Pb — 21, Ti — 5800, Zr — 147	0,37	Данные автора
Графитсодержащий с FeS ₂ (1)	AR ₂	Cr — 155, Ni — 80, V — 112, Cu — 66, Co — 47, Pb — 38, Mo — 5,6, S — 10 000, Ti — 4560, Mn — 233	7,9	То же
Графитовые (2)	AR ₂	Cr — 136, Ni — < 10, V — 99, Cu — 20, Co — < 10, Pb — 33, Ga — 26,5, Ge — 1,8, Mo — 5,3, Ti — 2760, Mn — 233	18,16	"
"	AR ₁	Cr — 112, Ni — 29, V — 71, Co — 51, Pb — 54, Ga — 34, Mo — 4,6, Ti — 2200, Mn — 2300, Y — 29, Sr — 280, Yb — 5,2, Ba — 1520, Li — 11, Zr — 200, Rb — 165, Sc — 22	До 4—5%	[17]
Турмалиносодержащий графитовый (1)	3	Ti — 3300, Mn — 465, P — 963, B — 1643, F — 1400, Cl — 1200, S — 13 600	2,08	[28]
Глины и сланцы фанерозоя		Cr — 100, Ni — 95, V — 130, Cu — 57, Co — 20, S — 3000, Ag — 0,5, B — 100, Mn — 670, Ge — 2, Ce — 50, U — 3,2, Nd — 23, P — 770, Mo — 2, Au — 0,001, Y — 30, Se — 0,6, Ti — 4500, Zr — 200, Pb — 20, Zn — 80	1	[10]

В разрезах всех известных докембрийских регионов земного шара встречаются пачки, слои и пласты, почти полностью состоящие из углеродистого вещества. Сюда прежде всего можно отнести шунгитовые породы Южной Карелии (возраст 1,65—1,8 млрд. лет), анализ ОВ которых показал, что оно содержит (в %): C_{орг} — 35,9—98,77, H — 0,25—0,9, золы — 0,45—56,9 [9]. В докембрии Канадского щита среди отложений верхнего гурона (штат Мичиган) встречаются линзы (до 1,5—2 м в длину и около 1 м мощности) антрацитоподобной породы, анализ одного образца которой дал такой состав (в %): C — 94,04, H — 0,78, N — 1,2, S — 0,32 [44]. Подобные углеродистые образования известны и из других районов развития докембрия: Гренландии, Эквадора, Воронежского кристаллического массива (ВКМ) и др. Возраст почти всех этих "чисто" углеродистых отложений находится в интервале 1,7—2,1 млрд. лет. Это — крупнейшая "эпоха" накопления углеродистых отложений в докембрии [30]. В данных породах

Приложение 2. Содержание микроэлементов в углеродсодержащих кварцитах докембрия

Порода (число проб)	Возраст	Микроэлементы, г/т	Содержание $C_{орг}$, %	Источник
Кварцит Черный (1)	PR ₂	S — 18 300, F — 800	0,37	[41]
Углистые (22)	PR ₂	V — до 800, Cr — 44, Co — 3, Ni — 19, Y — 4, Mo — 4, B — 19, Pb — 8, Zn — 20	Не опр.	[1]
То же (1)	PR ₂	Cr — 198, Ni — 64, V — 122, Cu — 20, Co — 30, Pb — < 10, Ga — 5, Ge — 1, Mo — 1,9	0,07	Данные автора
"	PR ₂	Cr — 48, Ni — 13, V — 27, Cu — 70, Co — 16, Pb — < 10, Ga — < 5, Ge — < 1, Mo — < 1,9	0,1	То же
Темно-серый (1)	PR ₂	Cr — 19, Ni — 10, V — 70, Cu — 35, Co — 14, Pb — < 10, Ga — < 5, Ge — < 1, Mo — < 1,5	1,12	"
То же	PR ₂	Cr — 40, Ni — 27, V — 64, Cu — 155, Co — 14, Pb — 8, Ga — 4, Ge — 0,9, Mn — 15 700	2,9	"
Лидиты	PR ₁	Mn — 40, V — 110, Cu — 90, Ni — 120, Cr — 100, Co — 22, Zn — 150, Ti — 440, Pb — 15	8,540 (OB)	[11]
Кварциты Слоистые (9)	PR ₁	Ni — 20, V — 80, Cu — 90, Pb — 30, B — 10, Zr — 100, Mo — 7, Ti — 4000, U — 1, Y — 30	0,27–1,1	[14]
Кремнистые песчаники (23)	PR ₁	Ni — 50, V — 70, Cu — 80, Pb — 20, Zn — 70, Zr — 400, Mo — 0,4, Ti — 3000, U — 1,2, Y — 30	0,2–1,74	[14]
С графитом (1)	AR ₁	Ni — 36, V — 6, Y — 12, La — 33, Zr — 220, Co — 6,3, Mn — 190, Ba — 280, Sr — 50, Li — 20, Rb — 50, B — 16	Не опр.	[17]
Песчаники	PZ–KZ	Cr — 35, Ni — 2, V — 20, Co — 0,3, Pb — 7, Mo — 0,2, Ge — 0,8, S — 240, F — 270, Be — 35, Zn — 16, Zr — 220, Y — 40, U — 0,45, Ti — 1500		[43]

содержание $C_{орг}$ достигает максимальных значений, в повышенных количествах наблюдаются здесь и микроэлементы (см. прил. 4), хотя обычно и не отмечается прямой зависимости концентрации элементов от $C_{орг}$. Так, проведенные исследования шунгитовых пород [11] показали, что в них наблюдается прямая зависимость содержаний металлов от алюмосиликатной составной породы и обратная от количества $C_{орг}$. В исследованных графитах разного возраста [37] и горючих сланцах фанерозоя [22] также не отмечается прямой зависимости концентрации ряда элементов от $C_{орг}$. По-видимому, для каждого элемента имеются определенные пределы концентраций $C_{орг}$, в которых наблюдается прямая зависимость данного элемента от содержания $C_{орг}$, причем количество последнего ниже или выше этого предела нарушает эту зависимость. Так, например, для золота установлено, что тесная корреляционная связь его с $C_{орг}$ начинается со значения $C_{орг} = 0,5\%$ [5] и исчезает при значительных количествах OB [20].

Как видно из приведенных данных (см. прил. 1–4), наибольшие количества микроэлементов обычно приурочены к углеродистым первично-глинистым образованиям (различные углерод-графитсодержащие гнейсы) и высокоуглеродистым породам, т.е. от-

Приложение 3. Содержание микроэлементов в углеродсодержащих карбонатных породах докембрия

Порода (число проб)	Возраст, млрд. лет	Повышенные содержания элементов, г/т	Содержание $C_{орг}$, %	Источник
Фитогенные карбонатные породы	PR ₂	Mn — до 2000, Cu — до 27, Co — до 10, Ga — до 17, U — до 1,2, V — до 46	Не опр.	[16]
Графитистые известняки, мраморы, органогенные доломиты, известняки	PR ₂	Sr, V, Ge, Cl, J, P — до 52 000	"	[4]
Доломиты	PR ₂	Mn — до 17 050, FeO, Ni, V	Среднее — 0,2%	[18]
Графитистые мраморы	PR ₁	Cu, Mn, F, Fe, K, V, Rb, Al	2–5% графита	[25]
Доломиты	PR ₁	Mn — 500, V — 120, Cu — 9, Ni — 10, Cr — 41, Ti — 500, Sr — 100	1,45–2,09% (OB)	[11]
Черные известняки (2)	1,75	Mn — 2858–4418, Mo — 0,5–0,7, Zn — 32–51, Cu — 5	2,32–5,25	Данные автора
Графитовый мрамор	PR ₁	B — 250, P — 79	До 5% графита и пирита	[24]
Доломитовые образования (каliche)	2	Mn, B	до 5% OB	[34]
Карбонатные, карбонатно-терригенные породы	PR ₁	Fe сульф — 140 000, P — до 54 550, Mn — до 90 000	До 30–40	[33]
Мраморы, кальцифиры	1,75–2,2	Sr, V, Y	Графит до 2–3%	[21]
Известняк мраморизованный (2)	PR ₁	V — 20, Ni — 10, Cu — 30, Mo — 3, Y — 20, Ti — 800, U — 0,6	$C_{орг}$ — до 4,7%	[14]
Мрамор доломитовый (7)	PR ₁	V — 150, Ni — 40, Pb — 10, Cu — 50, Zn — 100, B — 10, Zr — 150, Y — 50, Mo — 1, U — 0,9	$C_{орг}$ — 0,08–0,49	[14]
Углистые известняки	AR–PR	До 100 TR	Не опр.	[15]
Мраморы, кальцифиры	AR–PR ₁	V, Sr, B	"	[12]
Графитовые мраморы	AR	Sr — 910–3000	"	[2]
Карбонатные породы	PZ–KZ	V — 20, Ni — 20, Cu — 4, Mn — 1100, Zn — 20, Sr — 610, Pb — 9, Mo — 0,4, P — 400, B — 20, Zr — 19, U — 2,2, Y — 30		[43]

ложениям, которые и в фанерозое обычно содержат несколько повышенные количества микроэлементов, что еще раз говорит о принципиальном сходстве геохимических процессов в докембрии и фанерозое.

Содержащийся в ныне доступных докембрийских породах $C_{орг}$ — лишь незначительный остаток того OB, которое захоронялось в докембрии. Но и этого количества было достаточно для образования мощных толщ углеродсодержащих пород, которые в настоящее время прослеживаются на значительные расстояния, например графитовые сланцы и гнейсы Украинского щита на расстояние около 300 км, графитовые породы на о-ве Мадагаскар — на 650 км, а черносланцевые отложения Балтийского щита на расстояние около 550 км.

Таким образом, присутствие значительных количеств $C_{орг}$ в породах докембрия и биогенная концентрация элементов (Mo, Cu, Au, V и др.) привели к громадному их накоплению в углеродсодержащих и углеродистых породах, которые в свою очередь могли служить источником рудного вещества для некоторых стратиформных и жиль-

Приложение 4. Содержание микроэлементов в высокоуглеродистых отложениях докембрия

Порода (число проб)	Возраст, млрд.лет	Микроэлементы, г/т	Содержание $C_{орг}$, %	Источник
Углисто-графитистые породы (1)	PR ₂	Cr — 143, Ni — 18, V — 177, Cu — 15, Co — 21, Pb — < 3, Ga — 37, Ge — 1,2, Mo — < 0,5, Ti — 3060, P — 44, Mn — 54	20,49	Данные автора
То же	PR ₂	Cr — 132, Ni — 34, V — 245, Cu — 11, Co — 5, Pb — 4, Ga — 31, Ge — 1,1, Mo — 2,4, Ti — 5100, P — 44, Mn — 54	24,83	То же
Шунгиты (7)	PR ₁	Σ TR — 69, Ce — 24, Nd — 16, La — 16	34—65	[32]
Шунгиты II пачки	PR ₁	Cr — 250—400, Ni — 160—400, V — 200—640, Cu — 100—200, Co — 10—50, Pb — 10—32, Ti — 2700—3000, Mn — 40—300, Zn — 170—900, Ag — 1—6, Sr — 100	20—75	[11]
Шунгиты I пачки	PR ₁	Cr — 300, Ni — 100, V — 100, Cu — 80, Co — 20, Ti — 4000, Mn — 700, Zr — 3000—10 000	До 35—75	[11]
Графитистые породы (1)	PR ₁	Cr — 122, Ni — 92, V — 241, Cu — 45, Co — 20, Pb — 13, Ga — 38, Ge — 2, Mo — 0,5, Ti — 4620, Mn — 233	17,1	Данные автора
То же	PR ₁	Cr — 90, Ni — 300, V — 197, Cu — 139, Co — 38, Pb — 29, Ga — 20, Ge — 1,2, Mo — 4,1, Ti — 4620, Mn — 233	40,8	То же
То же, (2)	PR ₁	Cr — 85, Ni — 183, V — 155, Cu — 108, Co — 18, Pb — 10, Ge — 1,6, Mo — 2,9, Ti — 4050, Mn — 155, S — 12 600	33,05	"
Графиты (104)		Cr — 149, Ni — 63, V — 336, Cu — 33, Co — 10, Pb — 19, Ga — 15, Ge — 2,5, Mo — 11, Ti — 2346, Mn — 295, Zn — 35, Ag — 0,19	Не опр.	[37]
Горючие сланцы	J ₃ —Pg ₂	Cr — 34—210, Ni — 46—1300, V — 100—2900, Cu — 10—29 000, Co — 8—47, Pb — 4,3—94, Ga — 15—50, Ge — 2—6,4, Mo — 8—2100, Zn — 94—700, Ag — 0,2—16	30	[22]

ных месторождений. Но для реализации возможностей образования месторождений такого типа необходимы два основных условия: 1) чтобы углеродсодержащие и углеродистые породы, содержащие рассеянные сингенетичные рудные элементы, были вовлечены в сферу последующих рудообразующих процессов (регионального и контактового метаморфизма, гидротермальной деятельности); 2) чтобы имелись благоприятные рудолокализирующие структуры (зоны трещиноватости, флексурные перегибы и др.).

ЛИТЕРАТУРА

1. Алексеев А.А. Геология, вещественный состав и условия образования метаморфических пород нижней части суваньякского комплекса хребта Уралтау: Автореф. дис. . . канд. геол.-минерал. наук. Свердловск, Горн. ин-т, 1969. 28 с.
2. Андрианов М.А. Особенности строения и вещественного состава карбонатной толщи слюдянской серии докембрия на месторождении "Перевал". — В кн.: Карбонатное осадконакопление и проблема эвапоритов в докембрии. Ростов н/Д: Изд-во Рост. ун-та, 1978, с. 90—92.
3. Ахмедов А.М., Воинов А.С., Негруца В.З. Черносланцевые формации карельского комплекса восточной части Балтийского щита и их геохимическая специализация. — В кн.: Терригенные породы раннего докембрия. Апатиты: Кол. фил. АН СССР, 1977, с. 114—115.
4. Ахмедов А.М., Сметанникова О.Г., Татарский Б.В. Эволюция состава и металлоносность кар-

- бонатных формаций докембрия северо-восточной части Балтийского щита.—В кн.: Карбонатное осадконакопление и проблема эвапоритов в докембрии. Ростов н/Д: Изд-во Рост. ун-та, 1978, с. 162—164.
5. *Баскаков М.П., Сеницына В.Н.* О соотношениях содержаний органического углерода и золота в углеродистых породах. — Зап. Узб. отд-ния Всесоюз. минерал. о-ва, 1976, вып. 29, с. 176—178.
 6. *Беззубов А.И., Бывших Ю.И., Дементьев П.К.* и др. Уран в древних конгломератах. М.: Госатомиздат, 1963. 188 с.
 7. *Белевцев Я.Н., Грецишников Н.П.* Седиментационно-диагенетическое накопление урана в докембрийских конгломератах. — В кн.: Терригенные породы раннего докембрия. Апатиты: Кол. фил. АН СССР, 1977, с. 142—146.
 8. *Бергман И.А., Савинова Е.Н.* К геохимии фосфора и бора в породах криворожской серии в связи с решением проблемы генезиса докембрийских железистых формаций. — Геохимия, 1978, № 8, с. 1188—1197.
 9. *Борисов П.А.* Карельские шунгиты. Петрозаводск: Карелия, 1956. 165 с.
 10. *Виноградов А.П.* Средние содержания химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры. — Геохимия, 1962, № 7, с. 555—571.
 11. *Галдобина Л.П., Голубев А.И.* Шунгитсодержащие вулканогенно-осадочные породы Южной Карелии. — В кн.: Литология и геохимия раннего докембрия. Апатиты: Кол. фил. АН СССР, 1977, с. 14—18.
 12. *Гиммельфарб Г.Б.* Карбонатные отложения докембрия южной и юго-западной частей Алданского щита: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М.: ВИМС, 1971. 30 с.
 13. *Горцевский А.А.* Геохимические особенности некоторых осадочных, метаморфических и интрузивных пород районов развития докембрия в Центральном Казахстане. — Геохимия, 1977, № 10, с. 1567—1582.
 14. *Жданова Л.В.* Геохимические особенности протерозойской кремнисто-сланцевой формации. — Геология и геофизика, 1974, № 10, с. 83—89.
 15. *Калустин Ю.Л.* Докембрийские карбонатные породы СССР и содержание в них редких элементов-примесей. — В кн.: Карбонатное осадконакопление и проблема эвапоритов в докембрии. Ростов н/Д: Изд-во Рост. ун-та, 1978, с. 96—98.
 16. *Крылов Н.С.* Литолого-геохимические особенности докембрийских фитогенных и хемогенных карбонатных пород. — В кн.: Палеонтология докембрия и раннего кембрия. Л.: Наука, 1979, с. 99—103.
 17. *Кулиш Е.А.* Высокоглиноземистые метаморфические породы нижнего архея Алданского щита. Хабаровск, 1973. 370 с.
 18. *Мележик В.А.* Литология и геохимия среднепротерозойских метаосадочных пород зоны Имандра—Варзуга (Кольский полуостров): Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Воронеж: Воронеж. ун-т, 1977. 20 с.
 19. *Наги Б.А., Наги Л.А.* Органическое вещество в древних осадках Земли. — В кн.: Корреляция докембрия. М.: Наука, 1977, т. 1, с. 236—256.
 20. *Поликарпочкин В.В., Коротаева И.Я.* Распределение золота в осадочных породах Ундино-Дайнской депрессии. — Геохимия, 1976, № 3, с. 396—404.
 21. *Полуновский Р.М.* Литолого-петрографические особенности, стратиграфия и металлогения гнейсовой серии Центрального Приазовья: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М., МГУ, 1970. 28 с.
 22. *Поплавко Е.М., Иванов В.В., Орехов В.С.* и др. Особенности металлоносности горючих сланцев и некоторые предположения об их генезисе. — Геохимия, 1978, № 9, с. 1411—1418.
 23. *Ранняя история Земли.* М.: Мир, 1980. 620 с.
 24. *Розен О.М., Сидоренко Св.А., Ближниченко Л.М.* К вопросу о формационном анализе докембрийских метаморфических комплексов. — Сов. геология, 1972, № 3, с. 44—56.
 25. *Савельев А.А.* Слоистость осадочных пород и ее трансформация при метаморфизме. М.: Наука, 1977. 200 с.
 26. *Сафронов В.Т.* Углеродистое вещество в различных типах осадочно-метаморфических пород докембрия. — В кн.: Накопление и преобразование сидикахитов. М.: Наука, 1979, с. 112—119.
 27. *Сафронов В.Т.* О биогенном происхождении углеродистого органического вещества карбонатных пород докембрия. — В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Наука, 1981, вып. 6, с. 97—103.
 28. *Сердюченко Д.П.* Архейские турмалиновые и другие метаосадочные гнейсы Приазовья в связи с палеогеографическими условиями их образования. — Докл. АН СССР, 1976, т. 227, № 4, с. 950—953.
 29. *Сидоренко Св.А., Сидоренко А.В.* Органическое вещество в осадочно-метаморфических породах докембрия. М.: Наука, 1975. 115 с.
 30. *Сидоренко Св.А., Теняков В.А.* О глобальных "эпохах" накопления в докембрии высокоуглеродистых формаций. — Докл. АН СССР, 1978, т. 242, № 1, с. 172—176.
 31. *Сидоренко А.В., Теняков В.А., Розен О.М.* и др. Пара- и ортоамфиболиты докембрия. М.: Наука, 1972. 212 с.
 32. *Созинов Н.А., Сидоренко Св.А., Дерягин А.А.* О металлоносности углеродистых формаций докембрия. — В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Наука, 1979, вып. 5, с. 206—216.
 33. *Соколов Б.С.* Органический мир Земли на пути к фанерозойской дифференциации. — Вестн. АН СССР, 1975, № 1, с. 126—143.
 34. *Сочава А.В., Савельев А.А., Шуляшко И.К.* Каличе в среднепротерозойских отложениях Центральной Карелии. — Докл. АН СССР, 1975, т. 223, № 6, с. 1451—1454.

35. Стрыгин А.И., Кобзарь В.Н., Казаков Л.Р. О субстрате гнейсов Южного Побужья. — В кн.: Петрография докембрия Русской платформы. Киев: Наук. думка, 1970, с. 316—328.
36. Чернов В.М., Горькавец В.А. Главные закономерности распределения химических элементов в вулканогенных железисто-кремнистых формациях докембрия Карелии. — В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Недра, 1971, вып. 2, с. 280—297.
37. Янда И., Шроль Е. Геохимические исследования графитовых пород. — В кн.: Доклады советских геологов. 21-я сес. МГК. М.: Мир, 1964, вып. III, с. 15—31.
38. Gerwin R. Biologischer Kohlenstoff in 3,8 Milliarden Jahre altem Sedimentgestein. — *Naturwiss. Rdsch.*, 1979, Bd. 32, N 12, S. 485—487.
39. Hallbauer D.K. The plant origin of the Withwatersrand carbon. — *Miner. Sci. and Eng.*, 1975, vol. 7, N 2, p. 111—131.
40. Makela K. On the stratigraphy and petrography of the Tuomivaere iron formation in Sotkamo, northern Finland. — *Bull. Geol. Soc. Finl.*, 1976, vol. 48, N 1/2, p. 71—86.
41. Peltola E. On the black schists in the Outokumpu region in eastern Finland. — *Bull. Commis. geol. Finl.*, 1960, N 192, p. 126.
42. Rose E.R. Uranium and vanadium content of assorted rocks in Canada. — *Pap. Geol. Surv. Canada*, 1970, N 1, pt B, p. 63—64.
43. Turekian K.K., Wedepohl K.N. Distribution of the elements in some major units of the Earth's crust. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1961, vol. 72, N 2, p. 174—192.
44. Tyler E.S., Baghoorn E., Barret L.P. Antracitic coal from precambrian upper Huronian black shale of the Iron River district, northern Michigan. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1957, vol. 68, N 10, p. 1293—1304.

УДК 553.91 : 550.442 : 72 (470.22)

А.И.ГОЛУБЕВ, Л.П.ГАЛДОБИНА

УГЛЕРОДСОДЕРЖАЩИЕ ПОРОДЫ ЗАОНЕЖСКОЙ СВИТЫ НИЖНЕГО ПРОТЕРОЗОЯ КАРЕЛИИ И ИХ ГЕОХИМИЧЕСКАЯ СПЕЦИАЛИЗАЦИЯ

Черносланцевые формации в настоящее время привлекают все большее внимание исследователей в связи с комплексным использованием их как минерального сырья, а также как коллектора многих рудных компонентов. Большой научный и практический интерес представляют собой широко распространенные на территории Карелии углеродсодержащие образования заонежской свиты и ее аналогов, относящиеся к нижнему протерозою. Наибольшее площадное распространение эти образования получили в акватории Онежского озера, где занимают площадь более 10 тыс. км². Значительные площади углеродсодержащие породы данного уровня занимают также в районах Приладожья, Пана-Куолаярвинского синклиория, несколько меньшие — в пределах Куккосузерской, Суоярвской и Туломозерской структурных зон.

В зависимости от активности тектонических движений, особенно складчатых, в различных структурно-формационных зонах породы имеют разную степень метаморфических изменений. Наименее изменены (до стадии зеленых сланцев) породы Онежской мульды. Здесь образования заонежской свиты представлены алевролитами, туфами, туффитами, доломитами, кремнистыми осадками, шунгитовыми породами, лавами основного состава и породами осадочно-вулканогенного ряда общей мощностью до 600 м. Согласно принятой стратиграфической схеме [7] образования заонежской свиты представлены двумя подсвитами: нижней, существенно песчано-глинисто-карбонатной мощностью до 200 м, и верхней; вулканогенно-осадочной углеродсодержащей мощностью до 600 м. Наиболее интересны как в практическом, так и теоретическом плане углеродсодержащие образования верхней подсвиты, которая в районе Онежской мульды состоит из трех пачек.

Первая пачка сложена шунгитсодержащими витро- и литовитрокластическими туфами и туффитами основного состава, альбит-хлоритовыми, шунгит-альбит-хлоритовыми породами, доломитами с прослоями кремнистых (лидитоподобных) пород, потоками лав базальтового и андезито-базальтового состава, а также шунгитовыми породами с хлорит-альбитовой минеральной основой (нижний продуктивный горизонт).

Вторая пачка представлена шунгитосодержащими и шунгитистыми литокластическими, витрокластическими и кристаллокластическими туфами и туфоалевролитами андезито-базальтового состава, кварц-хлоритовыми, кварц-серицитовыми и кварц-се-

рицит-биотитовыми породами, доломитами, известняками и известковистыми туффитами, слоями лидитов, лавовыми потоками андезито-базальтового состава с сульфидной минерализацией и миграционным шунгитом, развитым по трещинам и в миндалинах, а также пластами-линзами шунгитовых пород с кварц-серицитовой минеральной основой (средний продуктивный горизонт).

Третья пачка сложена шунгитсодержащими доломитами, туфоалевролитами, кварц-биотит-хлоритовыми породами и лавами основного состава.

Такое четкое разделение на нижнюю и верхнюю подсвиты прослежено в образованиях, аналогичных заонежской свите на всей территории юго-восточной части Балтийского щита (Соваярвинская, Хирвинаволоцкая, Соанлахтинская, Питкярантская и другие свиты). В этих структурно-фациальных зонах также развиты аналогичные образования заонежской свиты, однако разделение их на пачки производится с некоторой долей условности. Это связано с тем, что в ряде структур углеродсодержащие породы хорошо сохраняют первичные структуры и текстуры, иногда лишь реликты, а при более высокой степени метаморфизма породы практически не содержат их; при этом отмечается сильная перекристаллизация первичного состава. Чаще всего породы превращены в графитистые и графитсодержащие кристаллические сланцы кварц-серицит-хлоритовые, биотит-кварцевые, биотит-амфиболовые, амфиболовые, эпидот-биотит-амфиболовые, полевошпат-кварцевые, полевошпат-амфиболовые, гранат-амфиболовые и др. Карбонатные породы изменяются до скарированных доломитов и известняков, содержащих тремолит и актинолит, а также скарнов пироксен-полевошпатового, актинолит-пироксенового и магнетит-пироксенового составов.

Палеофациальными исследованиями установлено, что формирование пород заонежской свиты протекало в бассейне с восстановительными физико-химическими условиями осадконакопления (необходимыми как для накопления углерода, так и выпадения сульфидов) при довольно спокойной динамике среды [4]. Процесс осаждения был усложнен излияниями лав заонежского типа вулканизма. Вулканические излияния оказали существенное влияние как на процессы осадконакопления (накопление отложений субмаринных эксплозий, перемещенной тefры, аккумулятивных равнин, фумарольных полей), так и на геохимическую специализацию комплекса в целом [1].

В химическом составе пород верхней подсвиты заонежской свиты и ее аналогах из других структурно-формационных зон устанавливаются некоторые закономерности (табл. 1). Содержание SiO_2 в породах постепенно увеличивается вверх по разрезу от первой ко второй пачке, где залегают слои кремнистых пород (лидитов). Соответственно в породах уменьшается содержание Al_2O_3 и MgO , наблюдается некоторое изменение основности пород. Сумма щелочей в породах остается более или менее постоянной, но резко различна в соотношениях K_2O и Na_2O . В породах первой пачки резко преобладает Na_2O , а во второй — K_2O , в породах третьей пачки щелочи содержатся в равных количествах (данные не приводятся). Это — основной критерий разделения по составу шунгитовых пород нижнего и среднего продуктивных горизонтов, а также их практической значимости и геохимической специализации.

В целях изучения малых элементов, выяснения зависимости их концентрации от вещественного состава пород, установления их генетической природы, условий формирования и выявления горизонтов, перспективных на цветные металлы, были использованы полуколичественные и количественные спектральные анализы. В табл. 2 приведена группа рудогенных элементов, которые, по нашему мнению, наиболее информативны. Все перечисленные разновидности пород содержат незначительные концентрации рудогенных элементов, но наиболее низкие содержания отмечаются в карбонатных и кремнистых (лидитоподобных) породах. Однако, несмотря на это, наблюдается приуроченность тех или иных элементов к определенным разновидностям пород в той или иной структуре, что и позволяет говорить об их геохимической специализации.

М е д ь. Наиболее высокие и ровные содержания отмечаются в породах Куолярвинской структуры, а также в шунгитсодержащих алевролитах, туфах и туффитах второй пачки Онежской мульды.

Н и к е л ь. Повышенные концентрации содержат породы Онежской мульды, особенно углеродсодержащие туфы и туффиты второй пачки.

К о б а л ь т. Содержания довольно низкие, однако отмечается несколько повышенная концентрация в породах Онежской мульды.

Т и т а н. Высокими концентрациями характеризуются углеродсодержащие туфы и

Таблица 1. Химические составы углеродсодержащих пород заонежской свиты Карелии

Элемент	Кремнистые породы		Карбонатные породы			Алевриты, туфы, туффиты
						I пачка
	1	3	1	2	4	1
SiO ₂	95,86	88,52	7,67	19,40	35,92	46,08—63,00
TiO ₂	0,02	0,23	0,06	0,10	0,21	0,57—1,64
Al ₂ O ₃	0,11	1,95	0,92	2,23	4,99	11,10—16,11
Fe ₂ O ₃	0,10	0,09	0,60	0,53	0,73	0,62—8,84
FeO	0,97	2,44	1,08	1,68	3,30	1,91—13,20
MnO	0,013	0,031	0,32	0,10	0,22	0,03—0,19
MgO	0,37	1,76	5,04	17,48	9,97	2,52—10,52
CaO	Не опр.	0,42	45,38	28,00	16,61	0,28—10,31
Na ₂ O	0,10	0,09	0,02	0,05	0,25	1,81—6,02
K ₂ O	0,18	0,02	0,01	0,30	3,62	0,10—2,52
П.п.п.	2,20	4,54	Не опр.	Не опр.	Не опр.	4,40—20,41
H ₂ O	0,30	0,16	0,06	0,07	0,09	0,05—0,60
C _{орг}						

Примечание. Структуры: 1 — Онежская, 2 — Янисъярвинская, 3 — Суоярвинская, 4 — Куолярвинская. Анализы выполнены в химической лаборатории института (ГИ КОФ АН СССР); аналитики Т.М. Брагина, В.А. Кукина, Г.Н. Пунка, Р.Ф. Сарафанова.

Таблица 1 (окончание)

Элемент	Алевриты, туфы, туффиты	Нижний продуктивный горизонт			Средний продуктивный горизонт	
	II пачка					
	1	1	3	4	1	2
SiO ₂	45,85—67,46	39,36	49,61	38,04	45,76	47,63
TiO ₂	0,16—2,32	0,62	0,98	0,77	0,42	0,53
Al ₂ O ₃	5,73—17,21	12,41	11,24	9,30	5,55	6,51
Fe ₂ O ₃	3,16—12,67	3,38	2,30	0,50	3,22	5,43
FeO	Не опр.	Не опр.	8,44	2,50	Не опр.	Не опр.
MnO	0,02—0,14	0,05	0,09	0,03	0,03	0,04
MgO	1,57—9,92	3,23	9,53	3,69	1,00	4,13
Na ₂ O	0,14—8,27	0,62	0,35	1,19	0,14	0,46
K ₂ O	0,08—3,71	4,67	1,30	2,40	0,35	0,12
П.п.п.	1,67—5,75	0,12	0,03	1,13	2,00	1,43
H ₂ O	6,31—27,36	35,02	15,98	40,33	41,71	34,29
C _{орг}	0,17—0,70	0,68	0,68	0,19	1,02	1,06
		29,0	12,6	39,8	35,7	29,50

туффиты первой пачки Онежской мульды и подобные образования Суоярвинской структуры. Очень низкие содержания Ti в кремнистых и карбонатных породах Онежской мульды по сравнению с аналогичными образованиями других структур, вероятно, свидетельствуют о незначительном поступлении пирокластического материала при хемогенном и карбонатном осадкообразовании.

Таблица 2. Содержания микроэлементов (г/т) в углеродсодержащих породах заонежской свиты Карелии

Элемент	Кремнистые породы				Карбонатные породы			
	1	2	3	4	1	2	3	4
Cu	90	27	25	180	20	86	30	270
Co	80	15	18	21	30	13	17	36
Ni	86	160	31	39	20	15	33	62
Ti	440	4100	3400	4800	500	2900	2800	3500
V	220	160	130	140	100	34	92	150
Cr	120	280	330	270	300	100	76	140
Zn	70	100	—	—	17	—	100	—

Примечание. Названия структур (1—4) см. в табл. 1. Анализы выполнены в лаборатории института (ИГ КОФ АН СССР); аналитики Г.Д.Епишина, Т.А.Цыба.

Таблица 2 (окончание)

Элемент	Алевролиты, туфы, туффиты и их метаморфизованные разновидности							Нижний продуктивный горизонт	Средний продуктивный горизонт
	1 пачка				2 пачка				
	1	2	3	4	1	2	3		
Cu	100	47	56	110	200	38	100	30	150
Co	80	31	41	45	40	21	55	20	30
Ni	140	120	74	150	300	61	90	100	180
Ti	7000	5400	7500	7000	5000	6500	8600	3000	3000
V	600	390	260	280	3000	240	280	100	400
Cr	400	350	180	250	300	340	180	300	350
Zn	—	200	180	—	700	160	110	—	200

В а н а д и й. Высокие и аномально высокие содержания отмечаются в углеродсодержащих туфах и туффитах Онежской мульды, особенно в образованиях второй пачки. Наиболее низкие концентрации V отмечаются в карбонатных породах Янисъярвинской и Суоярвинской структур.

Х р о м. Отмечается довольно постоянная концентрация в породах Онежской мульды, хотя явной приуроченности не наблюдается.

Ц и н к. Высокие концентрации отмечаются только в породах второй пачки Онежской мульды. Такая приуроченность объясняется тем, что в углеродсодержащих породах встречаются прослойки и линзочки перетолженных руд с полиметаллами.

Таким образом, можно заметить, что углеродсодержащие породы Онежской мульды, особенно в верхней части разреза, характеризуются высокими содержаниями V, Ti, Ni, Co, Cu, Cr, Zn, Куолярвинской структуры — Cu, Co, Ni, а для остальных структур какой-либо приуроченности концентраций микроэлементов не наблюдается (возможно, из-за недостаточного количества аналитического материала).

Для высокоуглеродистых (шунгитовых) пород различной минеральной основы и перекрывающих их образований были выполнены массовые определения углерода, сопровождаемые спектральными анализами. Анализ фактического материала с составлением диаграмм показал четкую обратную зависимость между содержанием углерода и количеством Cu, Ni, Ti, V, Cr, Zn. Сравнительная характеристика содержаний указан-

ных элементов в шунгитовых породах с различным вещественным составом подтвердила их прямую зависимость от минерального состава пород. Наиболее благоприятны для концентрации цветных металлов шунгитовые породы с минеральной основой калиевого ряда [2].

Рудогенные элементы цветных металлов в углеродсодержащих породах присутствуют в основном в форме сульфидов. Следует заметить, что, несмотря на общую зараженность сульфидами всех пород заонежской свиты, наблюдается приуроченность рудного вещества к породам второй пачки, т.е. шунгитистым туффитам. В зависимости от степени метаморфизма рудная минерализация относится к пиритовому типу, а рудное вещество находится в виде пирита или пирротина. Для фации зеленых сланцев (Онежская мульда) характерно образование пирита с подчиненными количествами халькопирита, сфалерита и пирротина [5]. Формы нахождения сульфидов разнообразны: слои, послойная вкрапленность, гнезда, конкреции, глобулы, рубашки вокруг обломков пород и минералов, жилки и прожилки. Среди оруденелых сланцев по условиям образования выделяются первично-осадочная и метаморфогенно-гидротермальная рудные минерализации [3].

В составе руд спектральными и химическими анализами отмечены Zn, Ni, Co, Cu, в меньших количествах Ag, Mo, Pb, Au. Содержание цветных металлов в конкрециях и стяжениях увеличивается на порядок и выше против концентрации их во вмещающих туффитах с послойной рудной вкрапленностью.

Изучение сульфидной минерализации показало, что при вторичном перераспределении сульфидов в стадию эпигенеза и метаморфизма происходит концентрация Cu, Co, Ni, Zn, Pb, Ag, Au.

Пирротиновая минерализация в углеродсодержащих породах Онежской мульды не характерна. Пирротин встречается только в том случае, если наблюдается перекристаллизация мелкозернистого пирита в прослой массивного пирита, а также в зонах тектонической активизации, в которых вместо шунгита образуется графитит, а пирит замещается пирротином.

Пирротиновая минерализация характерна для структур с амфиболитовой фацией метаморфизма. Наиболее четко пирротинизация первично-осадочных пиритовых руд проявлена в Янисьярвинской структуре и в обрамлении куполов Приладожья. Здесь отчетливо наблюдается перекристаллизация углеродсодержащих пород, а углерод из шунгитовой формы переходит в графитит, неполнокристаллический графит и, наконец, в явнокристаллический графит. Однако этот ярко выраженный процесс пирротинизации в данном конкретном случае не приводит к образованию значительных концентраций цветных металлов. Подобные изменения характерны в более древних углеродсодержащих породах лопия, вмещающих колчеданные месторождения [6]. При этих процессах происходит мобилизация ряда рудогенных элементов (Cu, Co, Ni, Pb, Zn, As и др.) и отложение их в форме сульфидов в метаморфогенных рудах. Содержания же цветных металлов в пирротиновых рудах, как правило, на порядок и более выше, чем в первично-осадочной пиритовой руде.

Источники рудного вещества в углеродсодержащих породах Карелии — вулканические эманации трех фаз заонежского вулканизма. При фациальных и палеовулканологических построениях на территории Онежской мульды в области активного подводного вулканизма четко оконтурилась зона гидротермального поля наиболее активной второй фазы заонежского вулканизма. В разрезе заонежской свиты данная зона представлена шунгитовыми породами второго пласта среднего продуктивного горизонта и перекрывающими их шунгитистыми туффитами, которые, как указывалось, и являются наиболее перспективными для поисков цветных металлов. Связь процессов рудообразования с проявлениями вулканизма, пластовая форма рудных тел, сохранившиеся первичные структуры пород и руд, характер сульфидной минерализации и другие данные позволяют говорить об однотипности процессов рудообразования в черносланцевых образованиях заонежского комплекса и в аналогичных черносланцевых формациях Балтийского щита в целом.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Галдобина Л.П., Голубев А.И.* Шунгитсодержащие вулканогенно-осадочные породы Южной Карелии и их геохимические особенности. — В кн.: Литология и геохимия раннего докембрия. Апатиты: Кол. фил. АН СССР, 1977, с. 14—18.
2. *Галдобина Л.П., Голубев А.И.* Некоторые данные по геохимии шунгитовых пород заонежской свиты. — В кн.: Шунгитовые породы Карелии. Петрозаводск: Карелия, 1981, с. 11—21.
3. *Галдобина Л.П., Голубев А.И.* Углеродистые (шунгитсодержащие) породы Онежской мульды и их металлогеническая специализация. — В кн.: Металлогения Карелии. Петрозаводск: Карелия, 1982, с. 133—143.
4. *Галдобина Л.П., Горлов В.И.* Фациально-циклический анализ шунгитсодержащих толщ заонежской свиты (верхний ятулий) Карелии. — В кн.: Геология и полезные ископаемые Карелии. Петрозаводск: Карелия, 1975, с. 103—109.
5. *Голубев А.И., Галдобина Л.П.* Рудоносность шунгитсодержащих пород протерозоя Карелии. — В кн.: Литология и осадочная геология докембрия: Тез. докл. Всесоюз. совещ. Алма-Ата, 1981, с. 104—105.
6. *Рыбаков С.И.* Метаморфизм осадочно-вулканогенных формаций раннего докембрия Карелии. Петрозаводск: Карелия, 1980. 135 с.
7. *Соколов В.А., Галдобина Л.П., Рылев А.В.* К геологии верхнего ятулия—суйсария. — В кн.: Проблемы геологии среднего протерозоя Карелии. Петрозаводск: Карелия, 1972, с. 133—181.

УДК (543.8 + 549.8 + 553) : 551.72 (575.1—15)

А.М.АКРАМХОДЖАЕВ, Д.М.СУРГУТАНОВА

РАССЕЯННОЕ ОРГАНИЧЕСКОЕ ВЕЩЕСТВО РИФЕЙ-ВЕНДСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЗАПАДНОГО УЗБЕКИСТАНА И СВЯЗЬ ЕГО С РУДНЫМИ ПОЛЕЗНЫМИ ИСКОПАЕМОСТИ И УГЛЕВОДОРОДАМИ

Достижения советской геологической науки в познании докембрия убедительно показали не только чрезвычайно важную роль этих образований для решений ряда коренных проблем начального этапа седиментогенеза и происхождения жизни на земле, но и их огромное практическое значение для наращивания запасов многих важнейших ценных и редких полезных ископаемых, источником и вместителем которых они часто являются. Этот факт существенно изменил геолого-экономическую значимость докембрийских пород и сделал их предметом всесторонних специальных исследований, проводимых в различных научно-исследовательских и производственных организациях страны. В частности, на территории Узбекистана в результате проделанных работ в этом направлении установлено, что докембрийские образования имеют широкое развитие в пределах горных районов Западного Узбекистана и характеризуются в структурном отношении двухэтажным строением.

Нижний этаж сложен дислоцированными метаморфизованными кристаллическими породами, хорошо прослеживающимися по всей территории. Верхний мегаэтаж представлен слабодислоцированной толщей хемогенно-терригенных пород, метаморфизованных в условиях зеленосланцевой фации.

Детальные литолого-фациальные и геохимические исследования показали, что породы, слагающие верхний мегаэтаж, имеют рифей-вендский возраст и образуют три свиты (или ритмосвиты): узунсайскую, тасказганскую (или сувликсайскую и кокпатасскую) и беспанскую, а в их пределах выделяются ритмопачки и т. д. [4].

Узунсайская ритмосвита мощностью 360—500 м условно отнесена к среднему рифею; она изучена в Северном Нуратау, где слагает ядро северо-нуратинского антиклинория и прорвана интрузивами гранодиоритов [4, 21, 22]. Свиту на 60% слагают биотит-мусковит-альбит-кварцевые, кварц-серицит-углеродисто-биотитовые, турмалин-хлорит-углеродисто-кварцевые и турмалин-хлорит-хиастолит-кварцевые сланцы. В резко подчиненном количестве присутствуют метапесчаники и метаалевролиты олигомиктового состава.

Тасказганская, или сувликсайская, ритмосвита и ее аналоги характеризуются двухчленным строением: внизу преобладают кремнисто-вулканогенные породы с зеленой и серой окраской, более глубоководные, а в верхней части — кремнисто-карбонатные,

почти черные, мелководные. В породах практически полностью отсутствуют акцессорные минералы и обломки пород; характерные минеральные ассоциации — кварц-серицит-хлоритовые в кремнистых прослоях, кальцит-доломит-хлоритовые в карбонатах, альбит-эпидот-хлоритовые в метавулканитах. Содержание $C_{орг}$ достигает 3,5%. В породах свиты отмечается упорядоченное распределение малых элементов с повышенным фоном редких и рассеянных: меди, ванадия, фосфора, железа, хрома и свинца.

Бесаяпанская ритмосвита (верхний рифей—венд?) обнажается в тектонических блоках Южного Тамдытау, Ауминзатау, Северного Нуратау. К бесаяпанской ритмосвите относится только нижняя часть рассматриваемого разреза, сложенная преимущественно слюдисто-кварцевыми сланцами и микросланцами биотит-хлорит-кварцевого состава [4, 21, 22]. В подчиненном количестве присутствуют серые олигомиктовые мелкозернистые песчаники. Мощность свиты — 300 м. Для разреза свиты характерно поглубение материала снизу вверх; темно-серая окраска, двух- и реже трехкомпонентная ритмичность; тонкая горизонтальная слоистость; метаморфизм пород не выше фации зеленых сланцев. Мы полагаем, что исходными породами были глины с высоким кремниевым модулем. Отложение этих осадков происходило в морских, относительно мелководных условиях. Количество биомассы в бассейнах того времени было достаточным для того, чтобы ОВ, хотя и в небольших количествах, накапливалось в осадках и стало впоследствии постоянным и обязательным компонентом рифейских и вендских пород.

Комплексные геохимические исследования рифей-вендских отложений — такие, как изучение органического вещества (ОВ) в прозрачных шлифах, химико-битуминологический, спектральный, золото-спектральный, нейтронно-активационный и силикатный анализы, позволили выделить два типа рассеянного органического вещества (РОВ), определить его морфологические разновидности на разных стратиграфических уровнях и установить определенную связь концентрации ОВ с рядом полезных ископаемых [4, 6–8].

Типы РОВ в рифей-вендских породах Западного Узбекистана близки к типам, выделенным Св.А.Сидоренко и А.В.Сидоренко [28].

I тип — дисперсное органическое вещество (ДОВ) — разновидность углеродистого вещества, наиболее характерная для сланцевых прослоев сувликсайской свиты Северного Нуратау, где углеродистые частицы мельчайших размеров (менее 0,01 мм) находятся в тесной связи с минеральными компонентами пелитовой размерности.

При пятнистом распределении ДОВ встречается лишь в отдельных участках породы. Количество ОВ при этой форме не превышает 0,40%, ХБА — 1,79%.

Сгустковая форма ДОВ распределена в породе довольно равномерно; она имеет овальные, удлинённые очертания. Очень часто эта форма ориентирована по слоистости пород, что подтверждает выводы многих исследователей о сингенетичности ОВ, которое при процессах преобразования породы начинает довольно быстро перераспределяться, образуя новые морфогенетические типы. Свидетельство этому — частое совместное нахождение дисперсного ОВ и более крупных его углефицированных включений.

Отмечаются еще нитевидные включения; форма их напоминает микростиллолитовые швы, которые подчеркивают микроструктуру породы. Особенно хорошо они видны в карбонатных породах. Содержание ОВ в них 0,23–1,87%, ХБА — 0,15–0,97. Довольно часто отмечаются пленки ОВ вокруг зерен хорошо раскристаллизованного карбоната.

II тип РОВ — микровключения углефицированного органического вещества (УОВ). Внешне они отличаются от дисперсного ОВ более крупными размерами — до алевритовых и песчаных.

Рассмотренные разновидности РОВ можно обнаружить практически во всем интервале стратиграфического разреза, начиная с узунсайской свиты среднего рифей и кончая отложениями бесаяпанской свиты.

Изучение особенностей РОВ рифей-вендских отложений показало, что содержание $C_{орг}$ в них варьирует от следов до 3,5%. Сопоставление полученных данных с материалами, приводимыми Св.А.Сидоренко и А.В.Сидоренко [28] по содержанию $C_{орг}$ в других древнейших первично-осадочных породах, подтверждает мнение о том, что оно в целом того же геохимического порядка, что и в ряде стратиграфических комплексов более молодых осадочных пород. Можно также полагать, что установленные нами в рифее—венде концентрации $C_{орг}$ являются остаточными, составляющими лишь некоторую часть от изначально присутствующих концентраций $C_{орг}$, частично израсходованных в различных гипергенных процессах.

Люминесцентно-битуминологическое изучение пород показало наличие в них хлороформенных и спиртобензольных битумоидов. Цвет люминесценции экстрактов варьирует от голубоватого до коричневого, указывая на различные соотношения в них низко- и высокомолекулярных смолисто-асфальтовых компонентов.

Выделенное методом обогащения нерастворимое остаточное органическое вещество (НОВ) составляет основную массу РОВ. Характерная особенность элементного состава НОВ (С = 92,42%, Н = 1,3%) — низкое содержание водорода, значительная обуглероженность, что свидетельствует о сильной преобразованности РОВ, следствием которой стала потеря наиболее легких углеводородных компонентов и накопление конденсированных ароматических структур.

Таким образом, наши данные вслед за материалами, приводимыми А.В.Сидоренко и многими другими авторами, показали, что практически все древнейшие породы рифей—венда содержат биогенный углерод, битумоиды и углеводороды. Из этого явствует, что ОВ захоронялось в этих отложениях и преобразовывалось по тому же пути, что и РОВ фанерозоя.

Биогенный углеродистый материал накапливался синхронно с массой вмещающих пород. На объем генерированных УВ оказали негативное влияние не только условия их захоронения, но и во многом продолжительность геологического времени, прошедшего с момента их генерации до прихода в ловушки.

Как известно, в процессе захоронения ОВ способно избирательно сорбировать из иловых вод вполне ощутимые количества урана, фосфора, ванадия, молибдена, никеля, золота, серебра и других элементов. Это явление отчетливо проявляется и в углеродистых формациях рифей—вендского комплекса изучаемой территории, для которых характерны повышенные концентрации такого же комплекса элементов, что позволило нам связать концентрации золота, фосфора, ванадия и других элементов в рифей—вендских образованиях Западного Узбекистана с углеродистым веществом, содержащимся в породах этих формаций. Отмечается целый ряд сквозных элементов, находящихся в древних рифей—вендских образованиях, содержание которых уменьшается вверх по разрезу к нижнепалеозойским отложениям прямо пропорционально содержанию ОВ. Источниками повышенных концентраций их в основном, на наш взгляд, были сами вмещающие породы, обогащенные ОВ, в которых произошло перераспределение рудного вещества в процессе регионального метаморфизма. В составе керогена углеродистых веществ выделены керит, антракосолит, шунгит и графитит и установлена структурная связь золота с ОВ тяжелых УВ [3, 4].

З о л о т о. Связь золота с ОВ установлена давно [3, 7, 15, 18, 19, 23, 29, 35]. Так, Гросс и Скотт определили, что углерод способен из цианистых растворов извлекать до 7% золота и 3% серебра; а из хлоридных соответственно до 50 и 10% этих элементов [18]. Исследования В.С.Глухова [17] показали, что максимальная осадительная способность углеродистого вещества, содержащегося в углеродистых сланцах, составляет по золоту 4 г/кг углерода. Установлено, что 25% золота, содержащегося в концентратах одного золоторудного месторождения, адсорбируется углеродистым веществом и теряется с "хвостами" цианирования.

В настоящее время существуют две гипотезы, объясняющие причины, вызывающие осаждение золота из цианистых растворов углеродсодержащими компонентами. Первая — это химическое взаимодействие золотоцианистого комплекса с окисью углерода; другая объясняет это адсорбцией комплексного аниона золота (CN_2).

Совпадение концентрации углеродистого вещества и золота отмечается почти во всех золоторудных районах и объясняется адсорбцией золота из растворов "аморфным" углеродом. Известно, что в отличие от химически инертных графита и алмаза аморфный углерод имеет большое количество ненасыщенных углеродистых связей, что и определяет его высокую химическую активность. Сорбционные, каталитические и восстановительные свойства углерода зависят от степени дисперсности частиц, пористости и примесей. Поэтому терригенно-сланцевые толщи, содержащие углеродистое вещество, могут быть естественным сорбционным барьером, на котором осаждается золото из гидротермальных растворов [25]. В процессе исследований было замечено, что в породах, подвергшихся экстракции хлороформом и спиртобензолом, резко понижалось содержание золота [25]. Выяснилось, что все золото, содержащееся в породах, в основном заключено в битуминозной фракции этих пород. Изучение золотонности битумоидов древних толщ впервые проведено в древних толщах Енисейского кряжа, где установле-

но, что золото в битумоидах и в углеродсодержащих породах представлено в форме золотоорганических соединений [25].

Доказательством химической связи золота с $C_{орг}$ служит отсутствие свободного золота в богатых карбонатных рудах месторождения Карлин. Углеродсодержащая золотая руда, раздробленная до 65 меш, помещалась в 10%-ный раствор NaCl и в течение 30 мин подвергалась электролизу при $pH = 10$. В фильтрате после электролиза было обнаружено 80% золота от содержащегося в руде [37]. Из безуглеродистых руд при тех же условиях экстрагировалось только 8% золота, что свидетельствует о низкой растворимости свободного золота в хлоридных растворах при высоких значениях pH .

Работами Н.Л.Онга и В.Е.Свенсона [36] установлено, что определенные органические кислоты осаждают золото из золотохлоридных растворов. Они сделали вывод о том, что если органические кислоты присутствуют в горных породах, то золото будет отлагаться в них в коллоидной форме.

Форма нахождения, особенности распределения ОВ в рифей-вендских образованиях Западного Узбекистана близки к таковым, установленным на окраине Сибирской платформы.

Наиболее высокие концентрации золота ($> 0,5$ г/т) в исследуемых отложениях, формирующие небольшие рудопроявления, отмечаются в альбит-биотит-кварцевых сланцах нижебесапанской подсвиты одноименной свиты, содержащих $C_{орг}$ или же сопряженных с пластами углеродистых отложений. Для таких пород характерны эпигенетические преобразования, выраженные в окварцевании, калишпатизации и биотитизации (тонкие субсогласные и секущие прожилки). Местами отмечаются лимонитизация и ярозитизация. Средние содержания золота в малоизмененных породах такого состава составляют 0,05 г/т при среднем содержании металла в свите 0,01–0,02 г/т.

Отложения тасказганской и узунсайской свит отличаются заметно пониженной золотоносностью.

Наблюдаемая зависимость концентрации металла от $C_{орг}$ в наименее измененных отложениях бесапанской свиты скорее всего говорит о первичной хемогенной природе золота. Очевидно, первоначально золото в растворенной форме было привнесено истинными или же коллоидальными золотохлоридными растворами. Морская вода устойчива против его выпадения. На контакте ее с богатым ОВ илом в восстановительной среде хемогенное золото легко выпадает в осадок [21, 22]. В подобных условиях, по-видимому, и отлагались осадки бесапанской свиты, отличающиеся значительным (1,12–3,8%) содержанием $C_{орг}$ [9]. Хемогенное золото обычно не образует больших концентраций [12, 17] вследствие того, что переходит в раствор в минимальных количествах. Вероятно, первоначально отложения бесапанской свиты были заражены золотом низкой концентрации порядка 0,002–0,05 г/т, характерным для неизмененных и малоизмененных углеродистых пород рассматриваемых отложений. Формирование обогащенных участков со значительными концентрациями золота метаморфогенного типа происходило в породах, наиболее богатых сингенетичным металлом, в процессе регионального метаморфизма и достигало максимума на начальной стадии биотит-хлоритовой субфации зеленых сланцев, характерной для отложений нижебесапанской подсвиты.

Значительные концентрации (0,01–0,03 г/т) золота отмечаются также в нижней подсвите тасказганской свиты в горах Ауминзатау (участок Коспактау) и на участке Косшока. Здесь они приурочены к кварцитовидным и кварц-полевошпат-биотитовым метасоматитам, возникшим за счет сингенетично обогащенных золотом углеродистых кварцитов и слюдисто-кварцевых сланцев.

Очевидно, что ОВ способствует образованию повышенных концентраций золота только в тех случаях, когда через него мигрирует достаточное количество золотосодержащих битумоидов.

М е д ь — сквозной элемент для всего разреза изучаемого комплекса. Концентрации меди, более чем в 20 раз превышающие кларковые, типичны для слоистых олигомиктовых метапесчаников с карбонатным цементом верхней подсвиты бесапанской свиты, где максимальные количества элемента иногда достигают 1% при среднем содержании в породе 0,14%.

Довольно высокие содержания меди (0,1–0,3% при среднем значении 0,01%) при значениях $C_{орг} = 0,7$ –1% фиксируются в углеродистых кварцитах и микрокварцитах верхней пачки верхнетасказганской подсвиты, а также в слюдисто-кварцевых сланцах узунсайской свиты Северного Нуратау (до 0,12%). Максимальные концентрации меди

до 4,39% при средних содержаниях 0,68—1,36 отмечаются в верхнепротерозойских отложениях нижней подсвиты тасказганской свиты гор Джетымтау (участок Коспактау).

Первичными источниками меди, на наш взгляд, могли быть размываемые породы архейского (?) фундамента с повышенными содержаниями этого элемента, представленные ауминзинской свитой, которая подстилает отложения верхнепротерозойского комплекса. Наиболее значительная часть меди, вероятно, в рассеянном состоянии, сорбировалась углеродистым веществом осадков, еще на стадиях син- и диагенеза. Дальнейшее ее перераспределение происходило при процессах регионального метаморфизма.

Свинец и цинк. Распределение свинца по разрезу исследуемых отложений в целом равномерное, и средние содержания его находятся в пределах кларков или несколько ниже. Средние содержания цинка в породах тасказганской и беспанской свит обычно в 2—3 раза выше кларковых, равны, несколько ниже таковых в отложениях узунсайской свиты Северного Нуратау. И здесь наблюдается зависимость концентрации цинка от $C_{орг}$. Максимальные средние содержания (до 0,08%) этого элемента с концентрациями до 0,31% приурочены к богатым ОВ ($C_{орг} = 1,52—1,78\%$) кальцитовым мраморам нижней пачки верхнетасказганской подсвиты, так как карбонатная среда способствует накоплению цинка в значительных количествах.

Ванадий и молибден. Ванадий присутствует во всех петрографических типах пород рассматриваемого комплекса. Его количества, в 2—5 раз превышающие кларковые, отмечаются также в метапесчаниках и сланцах беспанской и узунсайской свит. Наиболее выдержанные рудопоявления ванадия с содержаниями 0,5—1% отмечаются в горах Ауминзатау (участок Коспактау), в отложениях нижнетасказганской подсвиты, где они приурочены к тектоническим брекчиям, возникшим на контакте кремнистых и сланцевых пород. В точках рудопоявлений, помимо ванадия, отмечаются повышенные содержания Cu, Mo, Zn, Ni, Co, а также Ag (0,001—0,005%). Кроме того, постоянным сопутствующим элементом ванадия является фосфор, концентрация которого в кварцитах и микрокварцитах достигает 3,2%.

Молибден тесно ассоциирует с ванадием, но встречается только в кварцитах и микрокварцитах тасказганской, сувликсайской и узунсайской свит. Содержание его в этих породах, обогащенных ОВ, достигает 0,03—0,04%. Максимальные же концентрации молибдена — до десятых долей, а иногда и нескольких процентов — отмечаются в тектонических брекчиях, которые присутствуют на контакте кварцитов и доломитов в пределах рудного поля Коспактау и горах Ауминзатау.

Таким образом, приведенные материалы показывают, что в древнейших отложениях в концентрации металлов большое значение играло рассеянное в них ОВ.

Нефть и газ. Есть еще один очень важный момент изучения докембрия — это вопрос, связанный с докембрийской нефтью. Весьма интересные данные по этому поводу приводят в своей работе Св.А. Сидоренко и А.В. Сидоренко [28]. Используя самые современные методы изучения первично-осадочных метаморфических пород и связанного с ними ОВ, авторы приходят к выводу, что распространенность свободного биогенного углерода в различных типах осадочно-метаморфических пород докембрия свидетельствует о том, что "жизненная активность", или биохимическая активность, была не такой уж малой в докембрийский период времени; а наличие в породах твердых, жидких и газообразных углеводородов типично нефтяного ряда обнаруживает своего рода "углеводородное дыхание" этих толщ, за счет которого могли пополняться объемы УВ и в более молодых отложениях.

Все приведенные материалы и полученные нами за последние годы [1, 2] позволяют уверенно высказаться в пользу существования докембрийского цикла нефтегазообразования. Однако формирование и сохранение промышленных залежей нефти и газа, по-видимому, следует ожидать в районах с непрерывными условиями осадконакопления и в зонах развития срединных массивов и синклиналиев, где возможно присутствие докембрийских пород малой степени метаморфизма или же сохранивших осадочный облик [2].

Кроме того, за счет докембрийских продуктов "углеводородного дыхания" могли питаться более молодые отложения осадочного чехла фанерозоя. Такие примеры мы имеем, например, на Устюрте, в районе Каракудука, где, в частности, генетический потенциал продуктивности палеозойских пород, возможно, наращивался и за счет более древних отложений. В связи с этим одна из задач геологических исследований состоит в поисках и оконтуривании срединных массивов и синклиналиев, где наиболее благо-

приятны поиски нефтяных и газовых залежей не только в докембрийских отложениях, но и в нижней части осадочного чехла.

Все вышеизложенное дает возможность сделать следующие основные выводы.

1. Ритмичное переслаивание докембрийских углеродистых пород, пластовая их форма и морфогенетические особенности РОВ позволяют предполагать и сингенетичное накопление ОВ с рифей-вендскими образованиями.

2. Повышенные концентрации рудных элементов имеют отчетливую связь с литологическими разностями пород, обогащенными ОВ.

3. Большинство рудных элементов попадало в бассейн осадконакопления в стадию формирования осадочных толщ в виде растворов и коллоидов и сорбировалось ОВ.

4. Формирование повышенных концентраций некоторых элементов происходило за счет перераспределения веществ в процессе регионального метаморфизма, в которых немалую роль сыграло ОВ.

5. Полученные данные позволяют высказаться в пользу признания докембрийского цикла нефтегазообразования и его влияния на формирование нефтяных и газовых залежей в палеозойских отложениях в районах существования непрерывных разрезов рифей-вендских пород и срединных массивов.

6. Изучение ОВ докембрийских пород имеет огромное значение не только с точки зрения оценки масштаба образования углеводородных флюидов, но и представляет большой интерес в понимании преобразования ОВ на ранних этапах зарождения жизни на Земле.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Акрамходжаев А.М.* Органическое вещество — основной источник нефти и газа. Ташкент: Фан, 1973. 203 с.
2. *Акрамходжаев А.М.* Геологическое строение и предпосылки нефтегазоносности Устюрта. Ташкент: Фан, 1967. Кн. 1/2. 290 с.
3. *Алексеев Д.Н., Невзоров Ю.Г.* О роли углистого вещества осадочных толщ в локализации золотого оруденения. — В кн.: Условия образования и размещения золоторудных месторождений Сибири. Новосибирск: Наука, 1975, с. 142—143.
4. *Ахмеджанов М.А.* Схема стратиграфического расчленения докембрийских образований Центральных Кызылкумов и прилегающих территорий. — Узб. геол. журн., 1979, № 3, с. 21—25.
5. *Бадалов С.Т.* О роли вмещающих пород в качестве возможного источника золота в эндогенных кварцево-золоторудных месторождениях. — В кн.: Минералогия и геохимия сульфидных месторождений Узбекистана. Ташкент: Фан, 1966, с. 9—12.
6. *Бадалов С.Т.* Критерии метаморфогенного происхождения эндогенных месторождений Западного Узбекистана. — В кн.: Метаморфогенное рудообразование. Киев: Наук. думка, 1972, ч. 2, с. 212—216.
7. *Бадалов С.Т.* К методике изучения золота в породах и рудах в связи с органическим веществом. Ташкент: Фан, 1979. (Зап. Узб. отд-ния ВМО; Вып. 31). 79 с.
8. *Бадалова Р.П., Палей Л.З.* Основные черты металлогении золота в Западном Узбекистане. — Геология руд. месторождений, 1965, № 5, с. 21—25.
9. *Баскакова П.П.* Органическое вещество в золоторудных кварцевых жилах Кызылкумов. — Докл. АН УзССР, 1970, № 11, с. 9—12.
10. *Бендик А.Г.* Геолого-генетические особенности золотого оруденения Мурунтауского рудного района: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Ташкент, 1970. 25 с.
11. *Бендик А.И., Зарембо Ю.Г., Касавченко Р.В.* Особенности локализации и распределения золотого оруденения и морфологические типы рудных тел Нуратау. — В кн.: Формации и основные черты металлогении золота Узбекистана. Ташкент: Фан, 1969, с. 21—25.
12. *Бендик Л.И., Нестерова Н.П.* О проявлении золото-серебряной минерализации на месторождении Мурунтау в Мурунтауском районе. — Узб. геол. журн., 1971, № 4, с. 4—8.
13. *Войткевич Г.В.* Краткий справочник по геохимии. М.: Недра, 1977. 47 с.
14. *Вольфон Ф.И., Дружинин А.В.* Главнейшие типы рудных месторождений. М.: Недра, 1975. 270 с.
15. *Гарьковец В.Г.* Сингенетично-эпигенетичные месторождения золота кызылкумского типа. — В кн.: Современное состояние учения о месторождениях полезных ископаемых: Тезисы, Ташкент, 1971.
16. *Гарьковец В.Г.* Литологические и геолого-структурные условия размещения золотого оруденения кызылкумского типа. — Докл. АН СССР, т. 221, № 1, с. 512—514.
17. *Глухов В.С.* Технология извлечения золота и серебра из руд и концентратов. — В кн.: Материалы Юбил. сес. Техн. совета. Магадан, 1974, с. 133—139. (Тр. ВНИИ-1; Т. 34).
18. *Гросс Дж., Скотт В.* Осаждение золота и серебра из цианистых растворов древесины углем. МЛТ, ОНТИ, 1938. 71 с.
19. *Жуков А.* Золото и микроорганизмы. — Цв. металлы, 1966, № 10, с. 18.
20. *Ларская Е.С.* Распределение, баланс и тип органического вещества в палеозойских отложениях Русской платформы.
21. *Лоциллин В.П., Сургутанова Д.М., Мансуров М.М., Чистяков П.А.* Структурно-литологические факторы размещения оруденения в отложениях верхнего протерозоя в Центральных Кызылку-

- мах. — В кн.: Тез. докл. 2-го Всесоюз. совещ. по металлогении докембрия. Иркутск, 1981, с. 126—129.
22. *Лоцилин В.П., Сургутанова Д.М., Чистяков П.А.* Геохимия отложений верхнего протерозоя Кызылкумов (юг Тамдытау, север Нуратау). — В кн.: Тез. докл. Всесоюз. совещ. "Геохимия платформенных и геосинклинальных осадочных пород и руд фанерозоя и верхнего протерозоя". М.: Наука, 1980, с. 80—84.
23. *Максимов В.И.* Поведение углистых сланцев в процессе цианирования золото содержащих руд. — Золотая пром-сть, 1939, № 2, с. 24—30.
24. *Нифонтов Р.В.* К вопросу о хемогенной золотоносности некоторых осадочных пород и ее значение для образования россыпных месторождений. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Госгортехиздат, 1960.
25. *Петров В.Г.* Золото в опорных разрезах верхнего докембрия западной окраины Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1976. 211 с.
26. *Розен С.М., Сидоренко Св.А.* Формации углеродистых отложений докембрия (опыт анализа). — В кн.: Литология и осадочная геология докембрия: X Всесоюз. литол. совещ. Тез. докл.
27. *Сердюченко Д.П., Созинов М.А.* Роль углеродистого вещества в формировании седиментогенных месторождений докембрия. — В кн.: Литология и осадочная геология докембрия. М.: Наука, 1973, с. 349—351.
28. *Сидоренко Св.А., Сидоренко А.В.* Органическое вещество в осадочно-метаморфических породах докембрия. М.: Наука, 1975. 118 с.
29. *Сорокин В.Н.* О хемогенной и гидротермальной золотоносности на месторождении Бакырчин (Восточный Казахстан). — В кн.: Минеральный состав руд и изменение в вмещающих породах в месторождениях золота, свинца и цинка. М.: Наука, 1971, с. 148—150. (Тр. ЦНИГРИ; Вып. 96, Ч. 1).
30. *Фосс Г.В.* Золото. — В кн.: Металлы в осадочных толщах. М.: Наука, 1966, с. 6—7.
31. *Хамрабаев И.Х.* К золотоносности южной части Тамдытау (Центральные Кызылкумы). — Узб. геол. журн., 1965, № 1, с. 15—19.
32. *Хамрабаев И.Х., Исмаилов М.И., Рахматуллаев Х.Р.* Главнейшие типы золоторудных и редко-металльных формаций на примере Тянь-Шаня и Донецкого бассейна. — Геол. журн. Украины, 1971, т. 31, вып. 5, с. 29—33.
33. *Хамрабаев И.Х., Урунбаев К.У.* К геохимии золота в магматическом процессе. — В кн.: Междунар. геохим. конгр.: Тез. докл. М.: Наука, 1971, с. 175—176.
34. *Чайковский В.К.* Золото в осадочно-метаморфических породах и проблемы его изучения. — В кн.: Геохимия, петрография и минералогия осадочных образований, М.: Изд-во АН СССР, 1963, с. 454.
35. *Шахова А.А., Низамутдинова Р.А.* Влияние углистых сланцев на растворение золота. М.: ЦНИГРИ, 1962, с. 115—120. (Тр. ЦНИГРИ; Вып. 49).
36. *Ong H.L., Swanson V.E.* Natural organic acids in the transporation, deposition and concentration of gold. — Col. School Mines Quart., 1969, vol. 64, N 1, p. 395—426.
37. *Radtke A.S., Scheiner B.J.* Studies of hydrothermal gold deposition (1), Carlin gold deposit, Nevada: The role of carbonaceous materials in gold deposition. — Econ. Geol., 1970, vol. 65, N 2, p. 87—102.

ЛИТОЛОГИЯ, МЕТАМОРФИЗМ И МЕТАЛЛОГЕНИЯ ДОКЕМБРИЯ СРЕДИННЫХ МАССИВОВ

УДК 551.3.051+551.7 (574)

А.А. АБДУЛИН, М.А. КАСЫМОВ, Н.С. ЯРОСЛАВЦЕВА, Р.Р. ХАЙБУЛЛИН

ОСОБЕННОСТИ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ В РАННЕМ ДОКЕМБРИИ КАЗАХСТАНА

Одно из наиболее важных достижений последних десятилетий в изучении проблемы осадочной геологии докембрия — выявление принципиального сходства процессов гипергенеза, седиментогенеза и литогенеза в докембрии и фанерозое. Это открытие позволило применить для реставрации общей картины геологического развития земной коры докембрия те же литологические, фациальные, палеогеографические и формационные методы анализа, которые широко используются при изучении фанерозойских осадочных толщ. Однако при реконструкции этих процессов для раннедокембрийского этапа развития земной коры приходится сталкиваться с изучением глубоко-метаморфизованных пород, утративших внешние генетические признаки. В этом случае возникает необходимость изучения типов метаморфизма и характера эволюции вещества, связанного с явлениями полиметаморфизма. И только после решения этих вопросов возможны перевод метаморфитов в дометаморфические эквиваленты и суждение об их специфических особенностях, о подобии и различиях геологических процессов и режимов осадконакопления докембрия и фанерозоя. Представляет интерес анализ докембрийских метаморфических комплексов Казахстана с позиции реставрации их первичного состава и оценки условий дометаморфического формирования.

Из-за невозможности охватить в объеме настоящей статьи весь имеющийся материал по кристаллическому фундаменту докембрия Казахстана рассмотрены лишь основные типовые районы (Мугоджарский, Арганатинский, Кокчетавский).

Метаморфические образования докембрия в Мугоджарах наиболее полно обнажены в пределах Восточно-Мугоджарского антиклинория. Здесь, в раннедокембрийских толщах по структурно-вещественным, петрохимическим особенностям и специфике проявления метаморфических и ультраметаморфических процессов в пространстве и во времени выделяются снизу вверх улыталдыкский гнейсово-амфиболитовый и кандыкаринский гнейсовый комплексы. Эти комплексы вполне сопоставимы с архейскими образованиями и в структурном отношении образуют дислоцированный фундамент борлинского сланцевого комплекса, относимого нами к протерозою. Метаморфизм пород улыталдыкского и кандыкаринского комплексов протекал в несколько этапов: наиболее ранний — прогрессивный — происходил в условиях гранулитовой фации, последующие — регрессивные — в условиях амфиболитовой, эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций.

Нижний гнейсово-амфиболитовый комплекс сложен мелкозернистыми амфиболитами, постепенно переходящими в крупнозернистые амфиболиты, амфибол-биотитовые и биотитовые плагиогнейсы, которые возникли в процессе метаморфической дифференциации и приурочены к системам трещин регионального кливажа, параллельных осевым поверхностям изоклинальных складок. Такая особенность структурной приуроченности продуктов метаморфической дифференциации создает вторичную расслоенность, которая нередко воспринимается исследователями как первично стратифицированная слоистость, а разные соотношения базификатов и лейкократовых обособлений служат критерием стратиграфического расчленения на свиты и подсвиты. Сравнительный анализ химизма минералов рассматриваемых но-

вообразований выявляет некоторое их отличие, обусловленное переменным режимом метаморфической перекристаллизации. Так, роговые обманки мелкозернистых амфиболитов по соотношению глиноземистости и щелочности тяготеют к высокотемпературным разностям, обогащенным гастингситовым компонентом, тогда как амфиболы продуктов метаморфической дифференциации представлены относительно низкотемпературными разностями, в составе которых существенную роль играет актинолит-чермакитовый минал. Кроме того, в некоторых мелкозернистых амфиболитах устанавливаются высокотемпературные ассоциации роговой обманки с высокомагнезильным гранатом и клинопироксеном, исчезающие в процессе диафореза. Подчиненное значение в составе рассматриваемого комплекса имеют образования кислого состава — плитчатые мелкозернистые кварц-полевошпатовые гнейсы. Кроме того, присутствуют графитистые кварциты и единичные линзы мраморов.

В объеме кандыкаринского, т. е. вышележащего гнейсового комплекса преобладают кислые метаморфиты. В основании комплекса залегают гранат-биотит-дистеновые, биотитовые гнейсы, прослои кварц-полевошпатовых лептитовидных гнейсов, графитистых кварцитов и амфиболитов. Эта пачка выше перекрыта амфиболитами с телами эклогитоподобных пород с реликтовой офитовой структурой. Далее вверх по разрезу отмечается чередование мощных пачек светло-розовых, желтовато-розовых мелкозернистых плитчатых кварц-полевошпатовых гнейсов с подчиненными прослоями серых мелкозернистых плитчатых биотитовых гнейсов, графитистых кварцитов. Участками обособляются маломощные пачки амфиболитов с прослоями мелкозернистых плитчатых гнейсов и графитистых кварцитов. В целом же комплекс рассматривается как генетически единое тело, породы которого связаны родством структурно-текстурных, петрохимических и геохимических особенностей. По этим же признакам породы кандыкаринского комплекса проявляют черты единства с породами нижележащего гнейсово-амфиболитового комплекса.

Таким образом, метаморфиты Восточно-Мугуджарского антиклинория представляют собой стратифицированные, сложнислоцированные супракрустальные толщи, возможными дометаморфическими эквивалентами которых могут быть вулканогенно-осадочные образования. Этот тезис обосновывается также их петрохимической реконструкцией (табл. 1). Так, амфиболиты, слагающие основную часть нижнего (улыталдыкского) комплекса, по петрохимическим параметрам диаграмм А.А. Предовского (рис. 1), А. Симонена, Б. Муана и Х. де ля Роша соответствуют продуктам метаморфизма вулканогенных пород основного и среднего состава. По петрохимическим коэффициентам А.А. Предовского [4] амфиболиты улыталдыкского комплекса тяготеют к метабазитам с признаками нормальной щелочности и повышенной глиноземистости. Резко подчиненное значение имеют основные туффиты с примесью глинистого и карбонатного материала. Среди вулканитов встречаются линзы и прослои мраморов и кварцитов. Эклогиты и эклогитоподобные образования, связанные постепенными переходами с амфиболитами, гранатовыми амфиболитами, а в некоторых случаях и с эпидот-амфиболитовыми сланцами, по петрохимическим данным (рис. 1, табл. 1) отвечают глиноземистым габбро, отчасти пикритам и ультрабазитам.

Лейкократовые породы гнейсового (кандыкаринского) комплекса по всем петрохимическим параметрам близки продуктам глубокого выветривания вулканогенных пород основного состава (рис. 1) [3]. В целом для метаграувакк и метапелитов кандыкаринского комплекса характерен глинистый материал с признаками повышенной основности, что, по всей вероятности, свидетельствует о формировании осадков за счет перемыва продуктов основного вулканизма. Индифферентно ведут себя на диаграмме FAK фигуративные точки составов биотитовых гнейсов, характеризующиеся значительными колебаниями глиноземистости и увеличением степени дифференциации вещества. Часть фигуративных точек биотитовых гнейсов на диаграмме FAK расположились в поле туффитов с кислым и основным материалом продуктов вулканизма. Для вулканитов этого комплекса характерен широкий спектр фемичности, т. е. наряду с метаандезитами отмечаются средние и кислые разности: дациты, риолиты, гранит-порфиры (неметаморфизованные эквиваленты так называемых лептитовидных гнейсов). Метабазиты данного комплекса отличаются от таковых улыталдыкского комплекса повышенными значениями щелочности и меньшими — глиноземистости.

Нормативные минералы осадочных пород, по О.М. Розену [6] (рис. 2), для парапа-
8. Зак. 2001

Таблица 1. Результаты химического анализа метаморфических пород Восточно-Мугоджарского антиклинория

Литология, район отбора образца	№ пробы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO
1	2	3	4	5	6	7	8
Кандыкаринский комплекс							
1	05540-2	66,20	0,96	14,25	2,08	4,61	—
2	170-3	74,00	0,38	11,08	3,85	0,57	He опр.
3	04229-1	75,92	0,10	12,84	0,32	0,58	То же
4	13	75,03	0,22	12,76	2,33	0,76	0,01
5	108	90,52	0,05	3,24	0,84	He опр.	He опр.
6	452	68,72	1,00	13,76	2,67	3,89	0,04
7	654	57,86	1,06	17,04	2,21	6,56	0,20
8	1146-6	62,64	0,66	16,88	0,60	5,92	0,20
9	1321-3	58,86	0,75	16,33	1,31	8,90	0,18
10	430-а	63,85	1,04	15,25	2,69	4,03	0,09
11	15-1	72,26	0,22	17,20	1,22	0,30	0,01
12	05908-2	73,30	0,23	12,67	0,64	0,43	He опр.
13	431а	63,86	0,64	16,77	3,71	2,01	0,06
14	05906-1	70,68	0,23	14,69	2,88	1,08	0,01
15	434	77,14	0,22	11,72	1,69	0,58	0,02
16	12-1	74,02	0,36	12,00	4,57	0,72	0,01
17	123	71,64	0,25	14,31	3,07	0,28	0,03
18	131	77,90	0,17	12,69	1,80	0,28	0,01
19	153	76,06	0,07	13,76	1,22	0,43	0,01
20	155	74,93	0,05	14,58	1,01	0,43	0,03
21	109	60,76	1,30	16,39	2,13	5,33	0,08
22	102	45,97	0,95	10,33	4,56	11,52	0,20
23	—	51,73	1,52	14,65	4,93	6,90	0,16
24	—	56,63	1,15	15,73	2,13	7,23	0,22
25	40	53,39	0,42	10,79	3,13	6,33	0,19
26	33	46,22	2,05	15,55	8,00	8,21	0,13
27	159-9	47,13	3,20	13,57	2,43	10,83	0,25
28	112	50,45	0,61	11,85	4,97	6,77	0,14
29	410	46,74	0,96	18,02	3,78	9,50	0,20
30	158-1	50,05	1,30	14,03	1,61	9,50	0,42
31	115	42,26	1,90	18,25	6,74	9,36	0,09
32	130	52,50	1,90	15,74	5,03	5,18	0,17
33	159-1	50,22	1,80	13,59	2,74	9,76	0,33
34	158	68,97	1,02	14,47	1,02	4,78	0,17
35	12-11	51,88	1,50	14,45	8,57	5,90	0,20
36	204	60,68	0,90	16,58	2,21	4,32	0,11
37	21	53,30	1,30	15,00	4,33	6,68	0,11
38	27	57,05	1,45	15,95	6,35	4,32	0,14
39	17	55,63	1,20	14,48	4,60	5,18	0,11
Улыталдыкский комплекс							
40	240	87,28	0,19	3,89	1,05	0,72	0,01
41	04096-1	52,08	1,40	18,03	4,48	6,92	0,13
42	04091-2	54,24	2,48	13,68	4,32	5,19	0,23
43	37-2	52,92	0,82	15,87	3,54	5,45	0,40
44	212	45,64	1,06	20,78	3,34	6,48	0,20
45	292	45,94	1,40	15,59	3,20	6,77	0,15
46	214	62,92	0,96	18,77	2,28	2,59	0,08
47	606	49,20	1,43	14,88	3,01	12,43	0,34
48	1033	50,33	1,81	14,84	6,37	7,22	0,19
49	—	50,16	1,43	16,79	3,78	6,16	0,22
50	—	49,77	1,62	14,86	4,69	9,83	0,27

Примечание. 1 — биотитовый гнейс, р. Кандыкара; 2 — то же, район зимовья Карикара; 3, 4 — мусковит-биотитовый гнейс, р. Кандыкара; 5 — графитистый кварцит, район зимовья Эмбинский; 6 — биотитовый плагиогнейс, р. Женишке; 7 — гранат-биотитовый плагиогнейс, междуречье Каинды—Карасай; 8, 9, 12, 13 — то же, р. Карасай; 10 — то же, Безыманный лог; 11 — биотитовый гнейс, р. Каинды; 14 — биотитовый гнейс, р. Женишке; 15 — силлиманит-биотитовый гнейс, там же; 16, 18, 19 — аплитовидный гнейс, р. Кандыкара; 17 — то же, р. Улыталдык; 20 — то же, междуречье Каинды—Карасай; 21 — гранат-амфиболовый плагиогнейс, р. Кандыкара; 22 — метадиабаз, там же; 23 — амфиболиты (среднее из 12 анализов); 24 — гранатовые амфиболиты (среднее из четырех анализов); 25, 26 — амфиболит, р. Кандыкара; 27 — то же, р. Каинды; 28 — габбро-амфиболит, р. Кандыкара; 29 — гранатовый габбро-амфиболит, там же; 30 — порфириобластовый гранатовый

MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	SO ₃	H ₂ O ⁻	H ₂ O ⁺	Сумма
9	10	11	12	13	14	15	16	17

Кандыкаринский комплекс

2,30	4,48	2,50	1,17	0,29	Не опр.	0,10	1,56	100,50
0,45	2,50	3,42	3,62	0,36	То же	0,08	0,20	100,51
0,30	0,90	3,10	5,68	0,26	"	0,10	0,23	100,33
0,20	0,66	5,30	3,00	0,03	"	0,02	0,39	100,71
0,20	1,32	0,25	0,25	0,77	"	0,13	2,90	100,47
1,70	1,76	3,85	2,00	0,29	"	0,03	0,47	100,18
4,06	3,53	3,16	2,42	—	"	0,24	1,55	99,89
2,90	3,24	4,57	1,75	0,09	"	Сл.	0,36	100,41
3,84	2,52	3,00	2,13	—	"	Не опр.	1,15	98,97
3,20	3,53	3,30	2,30	0,29	Нет	0,15	0,91	100,63
0,56	1,96	2,40	2,60	0,40	"	Не опр.	0,32	99,45
0,74	0,70	3,30	5,90	0,19	0,20	0,04	0,57	98,91
2,37	4,88	4,10	1,10	0,27	Нет	0,04	0,06	99,87
0,59	1,40	4,30	3,66	0,19	Не опр.	0,07	0,60	100,38
0,21	1,46	2,83	4,08	0,13	То же	0,14	2,25	100,47
0,60	0,45	5,40	1,57	0,07	"	0,06	0,14	99,97
0,70	1,37	5,00	2,33	0,11	—	0,18	1,48	100,70
0,70	1,37	3,00	1,66	0,13	—	0,12	0,88	100,71
0,10	0,91	3,00	4,00	0,08	—	0,11	0,90	100,65
0,20	1,67	3,40	3,40	0,04	Не опр.	0,11	0,50	100,35
3,92	5,47	3,33	0,50	0,32	То же	0,19	0,92	100,64
10,75	12,01	2,00	1,00	0,48	"	0,09	0,45	100,31
5,95	8,61	3,25	0,65	0,25	"	0,12	1,35	100,07
5,14	6,51	3,35	0,42	0,24	Не опр.	0,06	1,22	100,03
11,76	9,42	2,36	0,50	0,34	То же	0,21	0,98	99,82
6,83	8,66	3,00	0,25	0,16	"	0,14	0,86	100,06
4,78	10,20	3,40	0,50	0,12	"	—	3,00	100,41
8,54	10,48	3,00	0,92	0,41	"	0,31	1,33	99,78
6,82	9,38	3,66	0,21	0,18	"	0,04	0,81	100,30
9,12	8,76	0,88	0,71	0,29	0,01	Не опр.	2,66	99,34
7,74	9,88	2,25	0,40	0,12	Не опр.	0,21	1,09	100,29
5,32	11,09	2,12	0,41	0,48	То же	0,11	0,62	100,67
6,24	8,73	3,27	0,53	0,29	"	—	1,90	99,40
0,71	2,43	5,55	0,28	0,17	"	—	0,50	100,07
5,42	6,08	5,00	0,71	0,17	"	0,13	0,67	100,07
2,71	6,75	4,30	0,72	0,22	—	0,07	0,60	100,17
4,72	7,45	4,20	1,20	0,16	Не опр.	0,10	1,26	99,81
3,31	3,19	4,46	1,10	0,16	То же	0,18	2,94	100,60
4,02	11,40	1,70	0,50	0,13	"	0,04	0,91	99,90

Улыталдыкский комплекс

2,92	0,58	0,40	0,10	0,27	—	0,09	3,23	100,73
4,09	9,47	2,23	0,60	0,24	Нет	0,08	0,83	100,58
5,13	9,18	2,76	0,75	1,29	"	0,12	1,11	100,48
7,35	11,21	1,10	0,60	0,12	"	Не опр.	0,70	100,08
7,50	8,81	3,00	1,46	0,24	—	0,09	1,26	99,86
11,46	8,22	2,61	1,53	0,38	—	0,13	2,35	9,73
1,46	3,52	4,20	1,53	0,29	—	0,14	1,11	99,85
5,97	9,89	1,93	0,55	—	Не опр.	0,45	1,19	100,15
6,15	9,41	2,23	0,74	—	То же	0,10	0,93	100,32
7,11	9,39	2,34	0,99	0,45	—	0,08	1,25	100,15
6,06	9,65	2,08	0,65	—	Не опр.	0,27	1,06	100,81

амфиболит, р. Каинды; 31—33 — амфиболовый гнейс, р. Кандыкара; 34 — порфиоропалевый гранат-амфиболовый плагиогнейс, район зимовья Карикара; 35—39 — амфиболовые плагиогнейсы, междуречье Каинды—Карасай; 40 — графитистый кварцит, район зимовья Новый Тулеп; 41—44 — амфиболиты, междуречье Улыталдык—Тулепсай; 45 — амфиболовый гнейс, р. Тулепсай; 46 — гранитизированный амфиболовый плагиогнейс, среднее течение р. Улыталдык; 47 — гранатовый амфиболит, зимовье Новый Тулеп; 48 — гранатовый амфиболит, там же; 49 — амфиболиты (среднее из пяти анализов); 50 — гранатовые амфиболиты (среднее из двух анализов). Химические анализы выполнены по пробам А.А. Абдулина, М.А. Касымова, Р.Р. Хайбуллина в химической лаборатории ИГН АН КазССР; аналитики Р.Л. Кенарская, Л.А. Лукашева, Е.Н. Горлова, В.А. Вилешина.

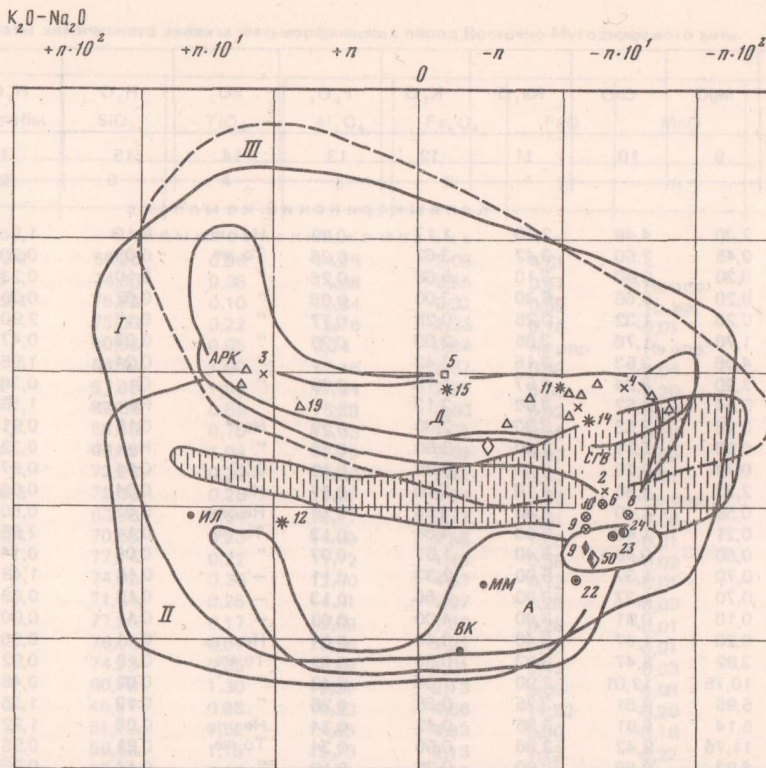
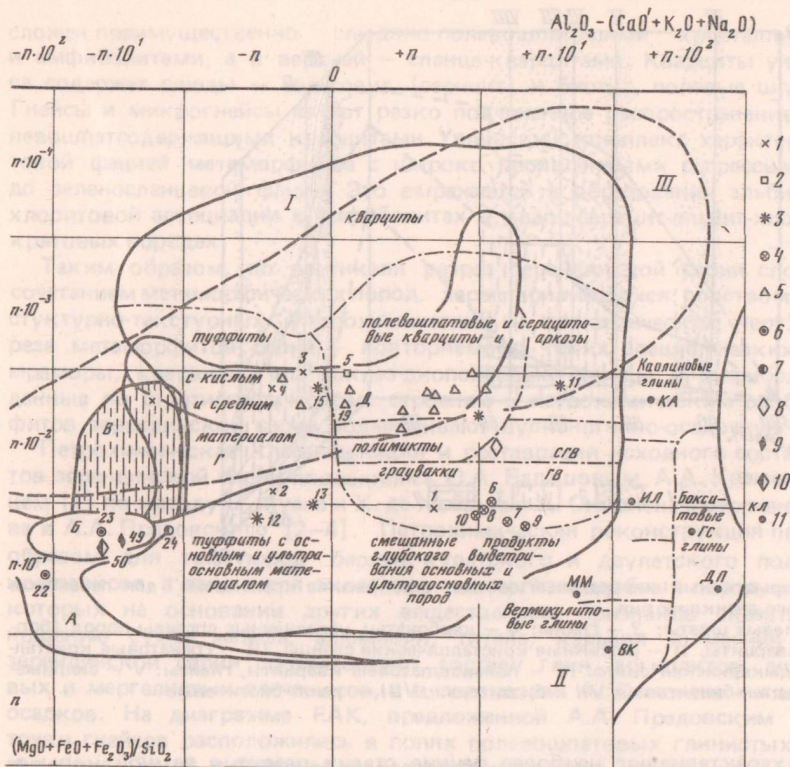


Рис. 1. Диаграмма ФАК для реконструкции первичного состава метаморфических пород Восточно-Мугуджарского антиклинария [3]

Поля осадочных и вулканогенно-осадочных пород: I — зернистые осадочные и смешанные породы; II — пелиты, III — хемогенные силициты, ГВ — граувакки, СГВ — субграувакки — полимикты, АРК — аркозы; средние составы минералов: Ка — каолин, ИЛ — гидрослюда, ММ — монтмориллонит, ВК — вермикулит, ГС — гибсит, ДП — диаспор; поля изверженных пород: А — ультрабазиты, Б — базиты, В — сиениты, щелочные сиениты и их эффузивные аналоги, Д — граниты и их эффузивные аналоги; фигуративные точки метаморфических пород (кандыкаринский комплекс): 1 — биотитовые гнейсы, 2 — кварциты, 3 — биотитовые плагиогнейсы, 4 — гранат-биотитовые плагиогнейсы, 5 — "аплитовидные" гнейсы, 6 — амфиболиты, 7 — гранатовые амфиболиты; улыталдыкский комплекс: 8 — кварциты, 9 — амфиболиты, 10 — гранатовые амфиболиты и эклогитоподобные образования; 11 — точки средних составов минералов; объяснение арабских цифр на схеме см. также в табл. 1

род (кандыкаринского) гнейсового комплекса характеризуют повышенную роль обломочных компонентов с некоторым трендом преобладания полевых шпатов над кварцем. В полевошпатовой составляющей наряду с плагиоклазом присутствует нормативный калиевый полевой шпат. В глинистой составляющей парапород гнейсового комплекса возрастающую роль играет нормативный хлорит с коэффициентом железистости до 0,56. Последнее доказывает, что формирование исходных отложений данного комплекса происходило за счет основных вулканитов.

Таким образом, в Восточно-Мугуджарском антиклинории древнейшие метаморфические образования по первичному составу аналогичны эвгеосинклинальному типу разреза. Образования улыталдыкского комплекса соответствуют по составу metabазитам с признаками нормальной щелочности и повышенной глиноземистости. Породы гнейсового (кандыкаринского) комплекса характеризуются значительно выраженной экзогенной природой их формирования. Основание этого комплекса сложено продуктами выветривания вулканогенных пород и ультраосновного состава с прослоями кварцитов. Завершается разрез кандыкаринского комплекса слабо дифференцированными терригенными осадками (аркозовые, полимиктовые песчаники, реже туффиты). Эти



породы характеризуются полимиктовостью состава обломочных компонентов (плаггиоклаз, калиевый полевой шпат, кварц), а также повышенной основностью глинистой составляющей. Эндегонные особенности времени накопления пород кандыкаринского комплекса — более широкий спектр вулканитов по фемичности, т. е. появляются средние и кислые разности: дациты, риолиты, гранит-порфиры. Для метабазитов кандыкаринского комплекса, составляющих 15–20% разреза, характерно некоторое повышение щелочности и уменьшение глиноземистости.

Зерендинская серия Кокчетавского массива состоит из очень сложных полиметаморфических комплексов пород, первичная природа которых до настоящего времени была не вполне ясна. О.М. Розен [5, 6] в пределах зерендинской серии выделяет четыре свиты: берлыкскую, жолдыбайскую, даулетскую и уялинскую. Нашими работами в 1978–1980 гг. установлено, что некоторые породы жолдыбайской свиты — полные аналоги пород, входящих в состав берлыкской свиты, а другие составляющие жолдыбайской свиты — регрессивные производные части пород берлыкской свиты. Это подтверждается петрографическими и петрохимическими данными. На этом основании мы объединяем берлыкскую и жолдыбайскую свиты (в понимании О.М. Розена) в единый берлык-кулетский комплекс. Таким образом, в объеме зерендинской серии нами выделяются три метаморфических комплекса (снизу вверх): берлык-кулетский, даулетский и уялинский.

В породах перечисленных комплексов процессы метаморфизма были многоэтапными и разнотипными по своей природе. Так, наиболее ранний этап регионального метаморфизма гранулитовой фации проявился в породах берлык-кулетского и даулетского полиметаморфических комплексов. Продукты этого метаморфизма — чарнокитоиды, эклогиты, пироксен-плаггиоклазовые породы, двупироксеновые кристаллические сланцы со шпинелью, кальцифиры, залегающие в виде прослоев и линз среди высокоглиноземистых сланцев, гнейсов и основных диафоритов. Эти породы вполне сопоставимы с таковыми в областях развития древнейших щитов и фундамента докембрийских плат-

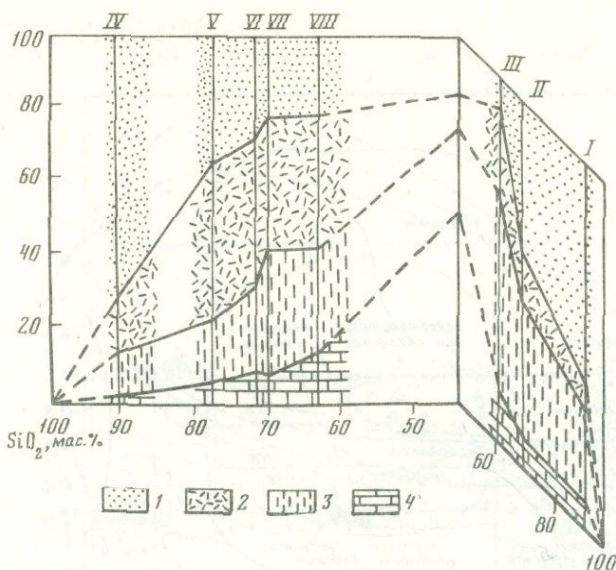


Рис. 2. Диаграмма "Нормативный минеральный состав — содержание кремнезема" для парапород Восточно-Мугоджарского антиклинория

1 — кварц; 2 — полевые шпаты; 3 — глины; 4 — карбонаты; усредненные составы пород (борлинская свита): I — кварциты, II — различные кристаллические сланцы, III — гранатовые кристаллические сланцы; кандыкаринская свита: IV — полевошпатовые кварциты, гнейсы: V — силлиманит-биотитовые, VI — дистен-биотитовые, VII — биотитовые, VIII — гранат-биотитовые

форм и, очевидно, характеризуют наиболее ранние стадии развития земной коры в Казахстане.

Второй этап метаморфизма происходил в условиях амфиболитовой фации. Этот метаморфизм в породах уялинского комплекса проявился прогрессивно, тогда как в образованиях берлык-кулетского и даулетского полиметаморфических комплексов амфиболитовая фация носит регрессивный характер и наложилась на более ранние минеральные ассоциации гранулитовой фации. И, наконец, более поздний метаморфизм характеризуется проявлением зеленосланцевого диафореза, сопровождающегося процессами балстомилонитизации и катаклаза.

Нижний берлык-кудетский полиметаморфический комплекс состоит из гранат-кордиеритовых, биотитовых и роговообманковых гнейсов, высокоглиноземистых полевошпатовых, двупироксен-флогопитовых и других кристаллических сланцев и мраморов, кварцитов, кальцифиров, плагиоклаз-диопсидовых пород. Эти образования содержат разобщенные линзовидные и пластовые тела эклогитов, гранатовых амфиболитов, основных гранулитов и метаультрамафитов.

Даулетский полиметаморфический комплекс представлен пироксеновыми, амфиболовыми и биотитовыми гнейсами, часто связанными постепенными переходами с биотит-полевошпатовыми кристаллическими сланцами темно-коричневого или черного цвета. Отчетливо устанавливаются постепенные переходы от гнейсов и плагиоклаз-диопсидовых пород к ритмично-слоистым биотитсодержащим породам и биотит-карбонатным сланцам. Часто в кристаллических сланцах наблюдаются зоны бластокатаклаза и рассланцевания с образованием кварц-хлоритовых диафоритов.

В целом разрез даулетского комплекса характеризуется сочетанием гнейсов, плагиоклаз-диопсидовых пород, мраморов, биотит-гранат-андалузитовых кристаллических сланцев гранулит-амфиболитовой фации метаморфизма, переходящих к результату регрессивных замещений и балстомилонитизации в разнообразные биотитовые и зеленые сланцы. Отличительная особенность даулетского, преимущественно амфиболитового комплекса — отсутствие эклогитов.

Уялинский полиметаморфический комплекс в нижней части

сложен преимущественно слюдяно-полевошпатовыми кристаллическими сланцами и амфиболитами, а в верхней — сланце-кварцитами. Кварциты уялинского комплекса содержат слюды — мусковит (серицит) и биотит, полевые шпаты, иногда дистен. Гнейсы и микрогнейсы имеют резко подчиненное распространение и ассоциируют с полевошпатсодержащими кварцитами. Уялинский комплекс характеризуется амфиболитовой фазией метаморфизма с широко проявленными регрессивными изменениями до зеленосланцевой фазии. Это выражается в образовании альбит-олигоклаз-эпидот-хлоритовой ассоциации в амфиболитах и кварц-серицит-альбит-хлоритовой — в лейкокатовых породах.

Таким образом, по вертикали разрез зерендинской серии сложен определенным сочетанием метаморфических пород, характеризующихся родством минералогических, структурно-текстурных, петрохимических и геохимических черт. Особенность разреза метаморфитов серии — повторяемость таких специфических групп пород, как мраморы, кварциты, плагиоклаз-диопсидовые породы и амфиболиты. Приведенные данные по стратиграфическому строению и петрохимическим особенностям метаморфитов зерендинской серии подчеркивают вулканогенно-осадочную природу субстрата.

Петрохимическая классификация и реставрация исходного состава полиметаморфитов зерендинской серии проводились Ю.А. Балашовым, А.А. Кременецким и В.М. Шварцем [1] по методу Б. Муана и Х. де ля Роша и А. Симонена с уточнениями Ю.Б. Богданова и А.А. Предовского [2—4]. Петрохимическая реконструкция произведена главным образом для тех пород берлык-кулетского и даулетского полиметаморфических комплексов, а также для эклогитов и эклогитоподобных пород, о первичной природе которых на основании других вещественных признаков сказать нельзя. По соотношению сумм железа, алюминия, титана, кальция и магния (табл. 2) гнейсы зерендинской серии соответствуют составу глин, аргиллитов, алевролитов, аркозовых и мергелистых песчаников, а в параметрах А. Симонена — глинисто-мергелистых осадков. На диаграмме ФАК, предложенной А.А. Предовским [3], фигуративные точки гнейсов расположились в полях полевошпатовых глинистых кварцитов и аркозов (рис. 3). В аналогичных параметрах составы кристаллических сланцев нижних комплексов зерендинской серии идентичны глинистым, глинисто-мергелистым осадкам и монтмориллонитовым глинам. Окварцованные и мусковитизированные кристаллические сланцы отвечают кварцитовидным породам.

Эклогиты и эклогитоподобные породы различаются по цвету (от светло-серого до розового и темно-зеленого), структурно-текстурным особенностям и минеральному составу. Минеральные ассоциации в этой группе пород характеризуют гранулитовую фацию регионального метаморфизма с наложением нескольких этапов регрессивного метаморфизма и высокоградиентных бластокатаклизитов. Химический состав эклогитов соответствует толеитовому базальту. По петрохимическим параметрам Б. Муана, Х. де ля Роша, А. Симонена и А.А. Предовского они эквивалентны преимущественно ортопородам основного состава. Тонкозернистые темно-зеленые эклогитоподобные породы по соотношению сумм алюминия, титана, железа, кальция и магния отвечают составу песчано-глинистых граувакк и пелитовых туфов, а по глиноземистости (рис. 3, А) и железистости (F) (рис. 3) — гидрослюдяным глинам и продуктам глубокого выветривания основных и ультраосновных пород. Розовато-серые эклогиты по значениям аналогичных петрохимических коэффициентов идентичны туффитам с основным и ультраосновным материалом. Таким образом, по петрохимическим параметрам можно выделить три типа эклогитов: апобазитовые, апотуффитовые и апоосадочные.

Амфиболиты в составе зерендинской серии ассоциируют с эклогитами (слагают внешние зоны структур) или представляют собой пластообразные тела среди гнейсов и кристаллических сланцев. Они различаются составом роговой обманки и степенью более поздних регрессивных изменений. Химический состав амфиболитов соответствует базальту с повышенным содержанием глинозема (17, 23%). По соотношению сумм глинозема, титана, железа, кальция и магния, а также по значению коэффициентов фемичности и глиноземистости (рис. 3) они эквивалентны основным магматическим породам.

Исходя из анализа данных по эволюции вещественного состава, последовательности минеральных преобразований и реконструкции исходной природы дорифейских полиметаморфитов зерендинской серии, можно заключить, что гнейсы и плагиогнейсы (чарнокитоиды) этой серии соответствуют по составу высокодифференцированным терригенным осадкам: аркозам, песчаникам, глинисто-мергелистым образованиям и

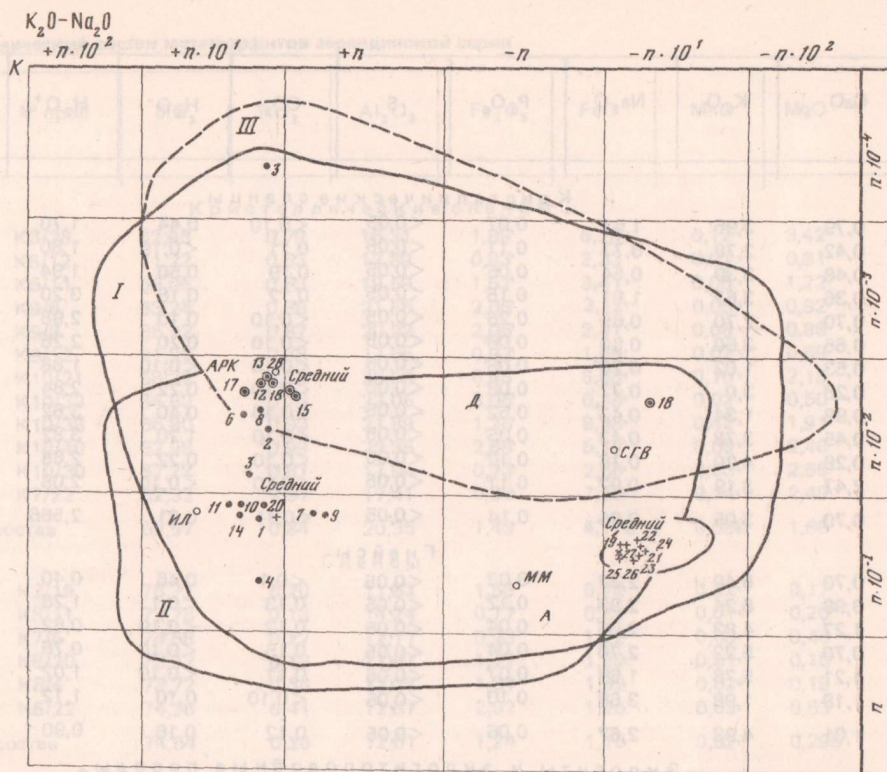
Таблица 2. Химический состав метаморфитов зерендинской серии

Литология, район взят образца	№ проб	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO
Кристаллические сланцы								
1	K3/28	62,98	0,79	16,31	1,89	6,28	0,12	3,42
2	K5/12	71,22	0,63	17,89	0,83	2,33	0,03	0,81
3	K5/11	66,06	0,63	19,59	1,51	3,41	0,06	1,22
4	K9/6	63,24	0,86	21,88	2,06	2,12	0,05	0,82
5	K9/8	65,92	0,87	20,22	2,05	2,41	0,08	0,86
6	K9/12	71,24	0,68	17,06	0,97	1,65	0,02	0,69
7	K10/21	58,32	1,13	26,59	0,48	6,68	0,10	2,18
8	K10/33	64,62	0,76	22,05	3,05	0,86	0,02	0,50
9	K10/38	56,80	0,93	21,89	1,25	8,98	0,42	1,91
10	K10/40	52,98	0,99	25,35	2,66	5,14	0,08	2,40
11	K10/30	67,22	0,87	17,94	0,73	2,66	0,63	2,65
14	K7/22	62,32	0,97	17,41	0,32	7,58	0,14	2,49
Средний состав		69,57	0,84	20,35	1,48	4,175	0,096	1,66
Гнейсы								
12	K3/19	76,77	0,20	11,82	1,56	0,72	0,02	0,17
13	K8/11	72,78	0,13	14,24	0,77	0,82	0,01	0,20
15	K7/5	74,58	0,27	12,77	0,93	1,22	0,03	0,48
16	K8/20	75,12	0,19	11,97	1,17	1,29	0,01	0,10
17	K8/4	73,72	0,34	12,28	1,01	1,62	0,02	0,19
18	K6/22	74,26	0,41	12,57	2,02	1,26	0,02	0,63
Средний состав		74,54	0,26	12,61	1,24	1,15	0,02	0,295
Эклогиты и эклогитоподобные породы								
19	K5/8	50,4	1,11	14,46	1,06	11,06	0,23	7,28
20	K5/9	59,94	0,82	16,18	2,0	5,39	0,09	3,82
21	K5/10	50,24	1,98	13,53	3,78	7,68	0,16	8,37
22	K9/9	51,06	1,86	13,77	2,18	10,92	0,28	5,42
23	K10/18	48,42	3,02	11,86	3,42	14,36	0,27	5,02
24	K10/43	50,96	1,46	14,71	1,20	8,37	0,16	7,64
25	K10/45	46,74	0,81	15,01	1,54	9,41	0,24	8,04
26	K10/47	46,92	1,05	15,13	1,34	11,14	0,24	7,94
Средний состав		50,58	1,51	14,33	2,07	9,79	0,21	6,68
Амфиболиты								
27	K3/20	44,8	1,72	17,23	3,38	8,76	0,16	7,17
Кварциты								
28	K6/16	89,9	0,18	5,88	0,29	0,64	0,01	0,40

Примечание. 1 — андалузит-биотитовый сланец, район пос. Кулет; 2, 3 — гранат-кордиерит-силлиманит-дистеновый сланец, силлиманит частично замещается мусковитом, район оз. Желтау; 4 — гранат-силлиманит-ставролит-мусковитовый сланец, район пос. Энбек-Бирлик; 5 — кварц-гранат-силлиманит-биотитовый сланец, там же; 6 — то же, с турмалином; 7 — то же, с участками реликтовой гранобластовой (гнейсовой) структуры, 1,2 км западнее пос. Энбек-Бирлик; 8 — кварц-гранат-силлиманит-мусковит-биотитовый сланец, район горы Сулутобе; 9, 10 — очковый кварц-гранат-мусковит-биотитовый сланец, там же; 11 — очковый кварц-гранат-дистен-мусковит-биотитовый сланец с реликтовой порфиробластовой структурой, по калиевому полевому шпату развивается мусковит, там же; 12 — очковый кварц-гранат-биотитовый сланец по гнейсу, зерна плагиоклаза и калиевого полевого шпата гранулированы, район горы Брусиловская; 13 — двуслюдяной кордиеритовый гранито-гнейс с турмалином; кордиерит в реликтовых зернах, район оз. Желтау; 14 — артеритовый мигматит, район оз. Кумды-куль (восточный); 15 — гранулит (светло-розовый гранулитовый гнейс), район горы Нарульгуль; 16 — светло-розовый мелкозернистый гнейс с гранатом, район оз. Кумды-куль (восточный), западнее высоты 446,5 м; 17 — лейкократовый мелкозернистый гнейс с гранатом, район

CaO	K ₂ O	Na ₂ O	P ₂ O ₅	S	CO ₂	H ₂ O ⁻	H ₂ O ⁺	Сумма
Кристаллические сланцы								
0,79	3,96	1,51	0,07	<0,05	<0,10	0,44	1,70	100,41
0,42	2,78	0,77	0,11	<0,05	0,11	<0,10	1,80	99,88
0,48	3,39	0,54	0,06	<0,05	0,19	0,50	1,94	100,17
0,36	3,67	1,01	0,15	<0,05	0,12	0,18	3,20	99,77
0,70	2,70	0,65	0,26	<0,05	<0,10	0,10	2,98	99,95
0,65	3,60	0,50	0,08	<0,05	<0,10	0,20	2,26	99,75
0,53	1,02	0,20	0,08	<0,05	<0,10	<0,10	1,88	99,44
0,28	3,0	0,77	0,08	<0,05	<0,10	0,22	2,84	99,20
0,98	1,34	0,43	0,52	<0,05	<0,10	0,40	3,62	99,62
0,45	3,78	0,43	0,05	<0,05	<0,10	1,20	3,82	99,48
0,28	4,20	0,16	0,10	<0,05	<0,10	0,22	2,68	99,89
2,47	3,19	0,92	0,11	<0,05	<0,10	<0,10	2,08	100,25
0,70	3,05	0,66	0,14	<0,05	<0,11	0,31	2,566	99,76
Гнейсы								
0,70	5,40	2,32	0,03	<0,05	<0,1	0,46	0,40	100,72
0,98	6,24	2,98	0,12	<0,05	0,13	<0,1	1,26	100,81
1,27	4,93	2,66	0,04	<0,05	0,12	<0,10	0,82	100,27
0,70	5,22	2,70	0,04	<0,05	0,15	<0,10	0,76	99,57
1,21	5,78	1,69	0,07	<0,05	0,11	<0,10	1,02	99,21
1,18	1,98	3,68	0,10	<0,05	<0,10	0,10	1,12	99,48
1,01	4,93	2,67	0,06	<0,05	0,12	0,16	0,90	100,015
Эклогиты и эклогитоподобные породы								
11,78	0,12	1,35	0,07	<0,05	<0,1	0,22	0,32	99,54
1,18	3,46	1,62	0,08	0,11	0,75	0,44	3,42	99,30
8,55	0,74	2,63	0,21	<0,05	<0,10	0,20	2,06	100,28
9,67	0,18	2,03	0,21	<0,05	<0,10	0,20	1,30	99,23
9,14	0,42	2,23	0,30	<0,05	0,21	<0,10	0,48	98,82
10,6	0,20	1,85	0,13	<0,05	0,79	<0,10	1,10	99,32
13,36	0,61	1,56	0,11	<0,05	0,40	0,10	1,54	99,52
11,70	0,34	1,85	0,21	0,15	0,33	<0,10	1,12	99,56
9,50	0,76	1,89	0,16	0,07	0,35	0,18	1,42	99,51
Амфиболиты								
13,04	0,55	1,48	0,12	0,05	0,1	0,24	1,48	100,28
Кварциты								
0,14	1,50	0,07	0,02	0,05	0,10	0,10	1,08	100,36

оз. Кумды-куль (восточный), севернее высоты 490,8 м; 18 — милонитизированный гранулитовый гнейс, восточный берег оз. Солдат-куль; 19 — розовато-серый эклогит, овальное тело, юго-западнее оз. Желтау; 20 — зеленовато-серый эклогит, пластовое тело, слагающее складку, там же; 21 — светло-зеленый эклогит, катаклазированный, хорошо выражены два этапа регрессивного метаморфизма: развитие силлиманита и замещение последнего мусковитом, район к юго-западу от оз. Жалтау; 22 — амфиболитизированный эклогит, 1,2 км к западу от пос. Энбек-Бирлик; 23 — амфиболитизированный эклогит в замке складки, сложенной кварц-гранат-дистен-силлиманитовыми кристаллическими сланцами, 1,3 км к западу-северо-западу от пос. Энбек-Бирлик; 24 — цоизитизированный эклогит, на вершине сопки севернее горы Сулутобе; 25 — осветленный эклогит, хорошо проявлен высокотемпературный регрессивный метаморфизм (замещение пироксена бесцветным и зеленым амфиболом, граната—цоизитом и мусковитом, дистена—фибролитом), канава на северо-восточном склоне горы Сулутобе; 26 — зеленый эклогит, там же; 27 — гранат-цоизитовый амфиболит (цоизит образует псевдоморфозы по гранату) из контакта с эклогитом, район пос. Кулет; 28 — мусковитовый кварцит (кварцитосланец), к юго-западу от пос. Уялы на высоте 442,6 м.



$(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MgO}) / \text{SiO}_2$

Рис. 3. Диаграмма ФАК для реконструкции первичного состава метаморфитов зерендинской серии [3]

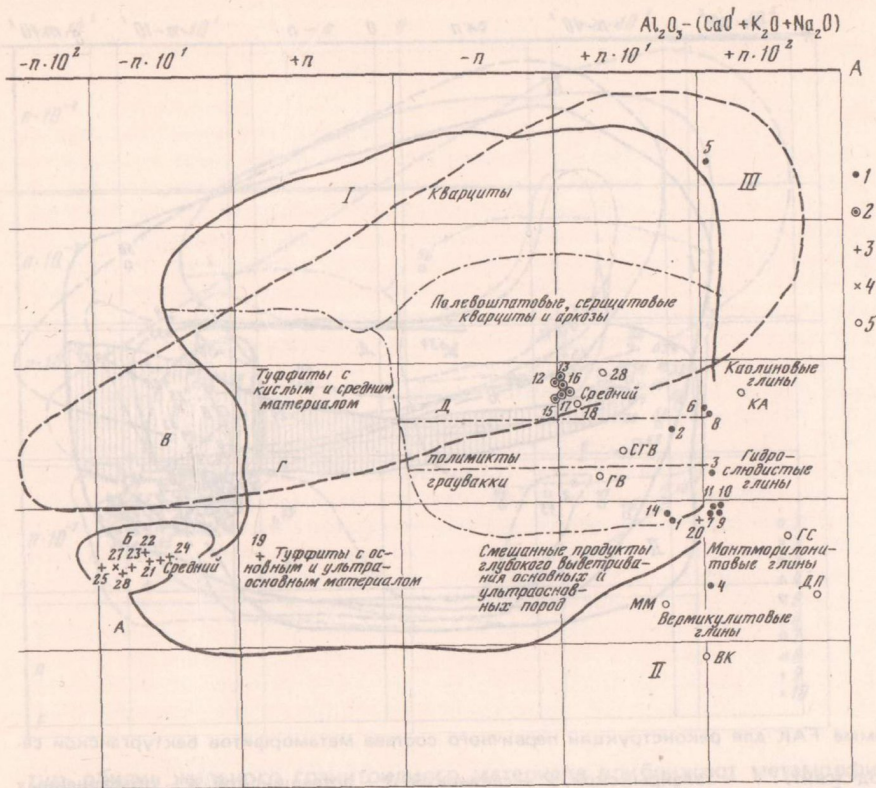
1 — кристаллические сланцы; 2 — гнейсы; 3 — эклогиты; 4 — амфиболиты; 5 — кварциты

кварцитам. Продуктами размыва и накопления этих осадков служили породы кислого гранитоидного состава, которые, по-видимому, составляли фундамент или первичную сиалическую кору, консолидированную в раннем архее. Высокоглиноземистые кристаллические сланцы зерендинской серии представляют собой сложнополиметаморфизованные монтмориллонитовые глины и глинисто-мергелистые осадки, которые накапливались в мелководном бассейне, переслаиваясь с маломощными карбонатными отложениями. Длительное накопление терригенных образований и отсутствие (или

Таблица 3. Средний химический состав метаморфитов бектурганской серии

№ п/п (см. рис. 3)	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	K ₂ O	Na ₂ O
1	71,23	0,36	14,50	1,20	2,0	0,10	1,26	0,90	2,44	4,27
2	70,16	0,46	15,36	2,150	1,26	0,054	1,05	0,62	2,99	4,07
3	49,69	2,03	15,66	1,81	11,03	0,20	6,32	8,79	0,83	2,75
4	47,19	2,23	13,36	3,84	9,48	0,16	6,50	10,28	0,87	2,71
5	48,71	1,56	15,88	2,91	8,99	0,14	6,68	8,57	0,60	2,76

Примечание. Использованы химические анализы, выполненные в химической лаборатории ПГО "Стелгеология" Вишневской (1979 г.) и Севастьяновой (1978 г.).



резко подчиненное развитие) на раннем этапе основных вулканитов свидетельствуют об относительной стабильности (малоподвижности) комплекса основания. Положение в породах зерендинской серии глубокометаморфизованных ультрамафитов и эклогитов оттеняет специфику формирования складчатой системы и образования куполовидных зональных структур основного состава. Мощный тепловой поток в земной коре раннего докембрия и неглубокое залегание астеносферы предопределили высокий метаморфизм накопившихся мергелистых, песчано-глинистых, карбонатных и других осадков и ультрамафитов (эклогитов) в условиях гранулитовой фации. Дальнейшая история формирования метаморфитов зерендинской серии связана с несколь-

P_2O_5	S	CO_2	H_2O^-	H_2O^+	П.п.п.	Сумма	Порода (в скобках – количество анализов)
0,10	<0,05	0,15	0,21	1,35	—	100,12	Гнейсы и мигматиты (7)
0,01	<0,05	0,15	0,27	1,41	0,14	100,15	Полевощпатовые слюдяные сланцы кислого состава (10)
0,04	—	—	0,05	0,74	0,26	100,20	Гранатовые амфиболиты (7)
0,10	<0,05	<0,01	0,22	1,73	1,05	99,78	Амфиболиты (9)
0,06	—	0,44	0,13	2,32	0,29	100,04	Основные сланцы (амфиболовые, хлоритовые) (15)

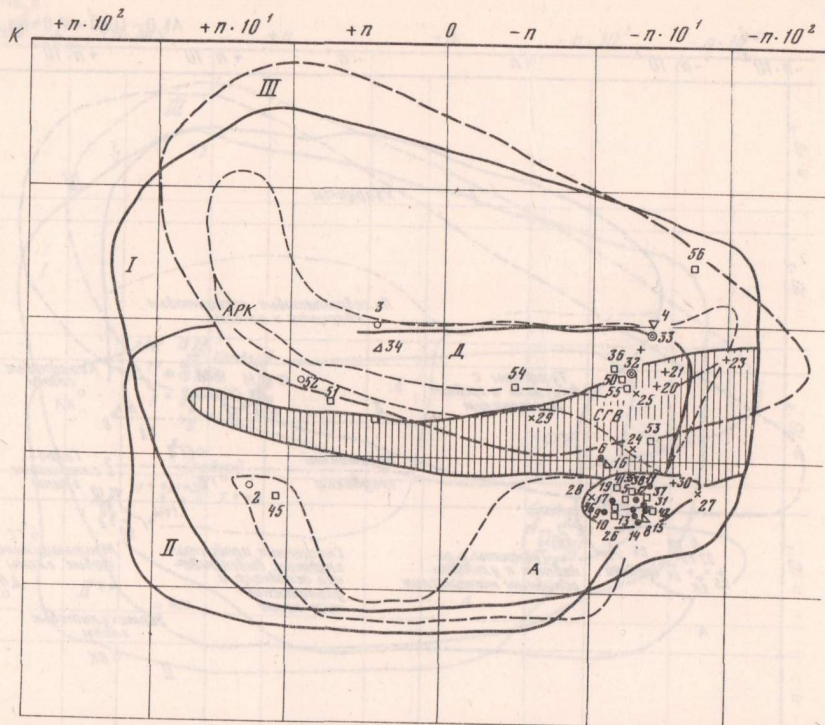


Рис. 4. Диаграмма FAK для реконструкции первичного состава метаморфитов бектурганской серии [3]

Состав пород (свит): 1 — талайрыкской, 2 — савинской, 3 — артаашинской, 4 — объединенных талайрыкской и савинской, 5 — серии А по И.И. Вишневской; средние составы пород: 6 — гнейсов и мигматитов, 7 — кристаллических сланцев, 8 — амфиболитов, 9 — гранатовых амфиболитов, 10 — амфибол-хлоритовых сланцев

кими этапами наложенного регрессивного метаморфизма, гранитизации, сопровождающихся и сменяющихся blastsмилонитизацией в условиях интенсивной дислокации с переменными *P-T*-условиями. Ранняя структура фундамента значительно переработана этими процессами и в современном виде представляет собой сложную складчатую область развития высоко- и среднетемпературных blastокатаклизитов с фрагментарными будинированными выходами пород гранулитовой фации.

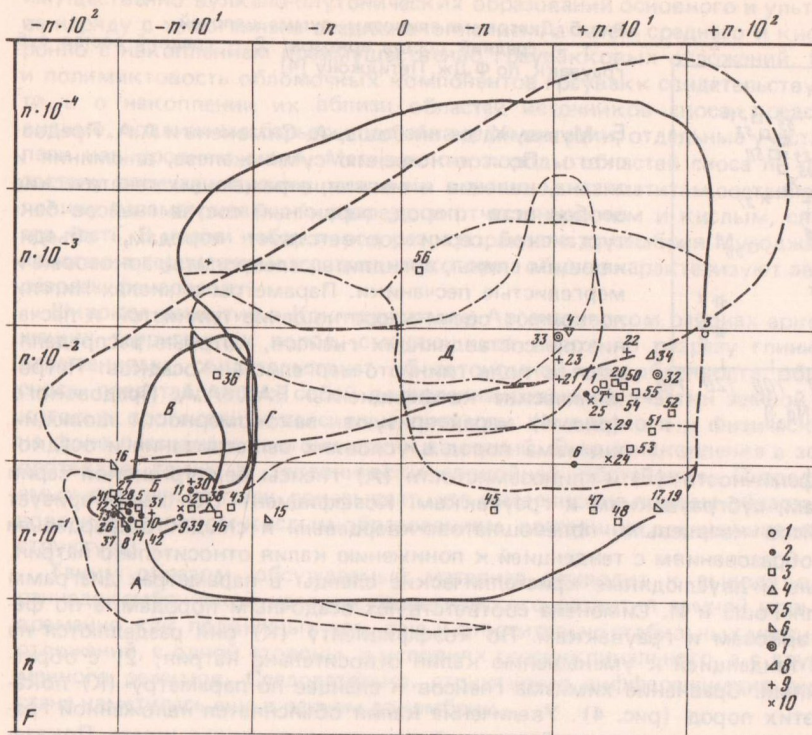
В пределах Арганатинского поднятия в стратиграфической последовательности устанавливаются три комплекса: талайрыкский, савинский и дюсюнский, лежащие в непрерывном разрезе без структурных и стратиграфических несогласий, сложенных одним и тем же набором пород, но отличающихся процентными соотношениями типов пород в каждом комплексе и образующих бектурганскую серию.

Так, в нижнем талайрыкском комплексе значительный объем составляют меланократовые породы: гранатовые амфиболиты, амфиболиты, зеленые сланцы и лейкократовые гнейсы. В нижней части комплекса преобладают меланократовые, а в верхней — лейкократовые.

В савинском комплексе (в средней части разреза) большую часть объема слагают лейкократовые породы; причем здесь появляются в значительных объемах кварц-полевошпатовые кристаллические сланцы, которые в дюсюнском комплексе преобладают над гнейсами, а тела амфиболитов единичны.

Породы бектурганской серии разделены на следующие группы: 1 — гнейсы, 2 — кварц-полевошпатовые кристаллические сланцы, 3 — гранатовые амфиболиты, 4 — амфиболиты, 5 — зеленые сланцы (основного состава).

Гнейсы характеризуются кварц-полевошпатовым составом и содержат гранат и биотитоподобные продукты разложения гиперстена. Присутствие граната в гнейсах кварц-полевошпатового состава, развитие пластинчато-линзовидных полосчатых струк-



тур, обилие жильного гранитоидного материала приближают метаморфиты бектурганской серии к образованиям гранулитовой фации, или "чарнокитовой серии" Н.Г. Судовикова (1964 г.). Сведения о проявлении гранулитовой фации в породах талайрыкской свиты опубликованы также другими исследователями [7].

Регрессивный метаморфизм гнейсов и мигматитов выражен в развитии по поверхностям сланцеватости слюдястых минералов (мусковит, серицит, биотит), альбита в виде пятен и прожилков по полевым шпатам и ассоциацией хлорит + магнетит по биотиту. Гранат сохраняет скелетные изометричные формы и, как правило, замещен ассоциацией кварц + эпидот (цоизит) + слюды + плагиоклаз. Здесь уместно заметить, что в результате регрессивного метаморфизма и бластомилонитизации гнейсов формируются различные по структурно-текстурным признакам, но близкие по химическому и минеральному составу кристаллические сланцы (очковые, узловатые, полосчатые, плейчатые и т.д.). Кроме того, в составе бектурганской серии выделяются кристаллические сланцы, содержащие замещенный характерным слюдястым агрегатом кордиерит, тонкозернистое углеродистое вещество, а в зонах рассланцевания — стильпномелан. Присутствие кордиерита свидетельствует о первично-осадочной природе пород и высокой температуре метаморфизма, а развитие стильпномелана и пластинчатого кварца — о сохранении режима высокого давления. Последующие диафорические изменения этих сланцев характеризуются развитием слюд, хлорита, гидроокислов железа и разложением биотита на хлорит + магнетит. Отличительная особенность пород бектурганской серии — широкое, хотя и неравномерное развитие углеродистого вещества в ассоциации с кордиеритом и полевыми шпатами.

Амфиболиты и амфиболитовые сланцы в бектурганской серии имеют неравномерное распространение, залегают в виде маломощных пластообразных тел с реликтами офитовой и порфиритовой структур, приуроченных к тектоническим зонам. Характер их залегания, минеральный состав, степень метаморфизма (более низкая, чем в гнейсах), реликты структур магматических пород дают основание предполагать, что большая их часть представляет собой метаморфизованные в зонах тектонических нарушений тела базальтоидов (режим сжатия). Исходная природа метаморфитов бектурганской серии (табл. 3) установлена методами петрохимической реконструкции

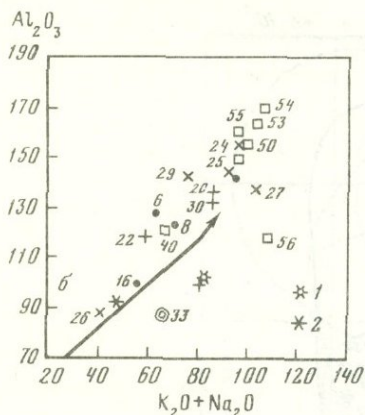


Рис. 5. Диаграмма глинозем—сумма щелочей
1 — средний состав аркозов; 2 — средний состав субграувакк, по Ф. Дж. Петиджону [4]

Б. Муана, Х. де ля Роша, А. Симонена и А.А. Предовского. По соотношению сумм железа, алюминия и титана, кальция и магния, отражающих генетические особенности пород, первичный состав гнейсов бектурганской серии соответствует породам, объединяющим глины, аргиллиты, алевролиты, аркозовые и мергелистые песчаники. Параметры в числе Ниггли позволяют оценить соотношение глинистой и песчанистой составляющих гнейсов, которые распределяются в поле глинисто-мергелистых осадков. Петрохимические коэффициенты ФАК А.А. Предовского (рис. 4) характеризуют закономерности эволюции химизма пород в условиях выветривания и осадко-

накопления. По фемичности (F) и глиноземистости (A) гнейсы бектурганской серии идентичны аркозам, субграуваккам и грауваккам. Коэффициент (K) характеризует соответствие гнейсов кварцевым, полевошпатово-кварцевым и слюдисто-кварцевым (ультракислым) образованиям с тенденцией к понижению калия относительно натрия.

Полевошпатовые и двуслюдяные кристаллические сланцы в параметрах диаграмм Б. Муана, Х. де ля Роша и И. Симонена соответствуют осадочным породам, а по фемичности (F) — аркозам и грауваккам. По коэффициенту (K) они разделяются на две группы: 1) с тенденцией к уменьшению калия относительно натрия; 2) с обратными соотношениями. Сравнение химизма гнейсов и сланцев по параметру (K) показывает сходство этих пород (рис. 4). Увеличение калия объясняется наложенной гранитизацией, а увеличение натрия — альбитизацией калиевого полевого шлата. Показательным петрохимическим критерием при реконструкции гранитизированных осадочных пород и отличии от магматитов кислого состава, служит характер корреляции алюминия и суммы щелочей (рис. 5). Соотношения последних в гнейсах и кристаллических сланцах бектурганской серии фиксируют их прямую корреляцию, характерную для обломочных образований, причем отмечается тенденция к накоплению в породах избытка полевых шлатов.

Большая часть (75–80%) метаморфитов основного состава (амфиболиты, амфиболовые и амфибол-хлоритовые сланцы) по петрохимическим параметрам Б. Муана, Х. де ля Роша, А. Симонена и А.А. Предовского соответствует на диаграммах положению магматических (вулканогенных) пород, меньшая (15–20%) — положению глинисто-мергелистых осадков. При этом альбит-актинолитовые сланцы эквивалентны туф-фитам с основным и ультраосновным материалом, а альбит-хлоритовые сланцы отвечают продуктам глубокого выветривания основных и ультраосновных пород.

Таким образом, реставрация первичного состава метаморфитов бектурганской серии показывает, что ее основная часть сложена аркозами и граувакками со значительными содержаниями пелитового материала (до 10% объема). По разрезу отмечается уменьшение размерности кластического материала аркозов и кварцевых граувакк. Следовательно, базис серии сложен высокозрелыми отложениями, прошедшими стадию химического выветривания в условиях аридного климата. Уменьшение размерности кластического материала и появление глинистого свидетельствуют о трансгрессивном характере серии. Петрофонд бектурганской серии указывает, что области питания были сложены кварцево-полевошпатовыми породами, более древними, чем слагающие в настоящее время выступы докембрия в Казахстане. Сочетание высокозрелых аркозов и граувакк с базальтоидами позволяет предполагать накопление отложений в период стабилизации древнейших складчатых сооружений, подвергшихся интенсивным денудационным процессам.

Обобщая изложенный геолого-петрологический материал древнейших докембрийских толщ рассмотренных районов Казахстана, нетрудно заметить разнотипность их исходного субстрата, что обусловлено формированием этих толщ в различных геолого-тектонических условиях.

В Мугоджарах в бассейне седиментации вначале происходило формирование пре-

имущественно вулканоплутонических образований основного и ультраосновного состава наряду с хемогенным осадконакоплением, а затем среднего и кислого состава синхронно с накоплением преимущественно граувакковых отложений. Состав петрофонда и полимиктовость обломочных компонентов граувакк свидетельствуют об их незрелости и о накоплении их вблизи областей источников сноса, представлявших собой, видимо, подвижные барьеры бассейна седиментации, отдельные участки которых выступали над уровнем моря. Материнские породы областей сноса по петрографическому составу отвечали преимущественно основным магматитам, составляющим нижнюю половину рассматриваемого разреза, и отчасти средним и кислым, слагающим верхнюю его часть. В целом набор пород разреза раннего докембрия Мугуджар напоминает вулканогенно-терригенные ассоциации, которые обычно характеризуют эвгеосинклинальные разрезы фанерозоя.

Широкое развитие в Кокчетавском и Арганатинском районах аркозов и кварцсодержащих терригенных пород, сменяющихся вверх по разрезу глинисто-мергелистыми отложениями, свидетельствует об автономной обособленности областей источников сноса, представлявших собой неплененизированные участки земной коры, в пределах которых протекали интенсивные процессы химического и физического выветривания на фоне пассивных тектонических движений. Осадконакопление в зонах седиментации протекало также в тектонически спокойной обстановке. Петрофонд рассматриваемых осадочных толщ показывает, что материнские породы областей сноса соответствовали в основном кислым образованиям, слагавшим древнейшие консолидированные структуры.

Таким образом, обсуждаемый материал приводит к выводу о существовании в раннедокембрийской истории геологического развития земной коры Казахстана одновременно как подвижных зон, так и относительно стабильных массивов с накоплением отложений, с одной стороны, в условиях геосинклинального, а с другой — субплатформенного режимов. Следовательно, структурная дифференциация земной коры Казахстана намечалась еще в раннем докембрии.

ЛИТЕРАТУРА

1. Балашов Ю.А., Кременецкий А.А., Шварц В.М. Геохимические критерии природы докембрийских амфиболитов. — *Геохимия*, 1972, № 1, с. 1358.
2. Богданов Ю.Б., Воинов А.С., Петров В.П., Предовский А.А. Некоторые особенности литологии и химизма метаморфизованных осадочных пород восточной части Балтийского щита. — *Вестн. ЛГУ*, 1966, № 18, с. 18.
3. Предовский А.А. Геохимическая реконструкция первичного состава метаморфизованных вулканогенно-осадочных образований докембрия. — *Апатиты: Кол. фил. АН СССР*, 1970. 115 с.
4. Предовский А.А. Реконструкция условий седиментогенеза и вулканизма раннего докембрия. Л.: Наука, 1980. 152 с.
5. Розен О.М. Докембрий Кокчетавского массива и некоторые вопросы его корреляции. — В кн.: *Допалеозой и палеозой Казахстана*. Алма-Ата: Наука, 1974, т. 1, с. 44–49.
6. Розен О.М. Седиментологическая интерпретация химизма кристаллических пород докембрия. — В кн.: *Проблемы осадочной геологии докембрия*. М.: Недра, 1975, вып. 4, кн. 1, с. 60–74.
7. Фельдман В.И., Глазовская Л.И. Условия метаморфизма докембрийских пород зерендинской и бектурганской серий (Казахстан). — *Бюл. МОИП, Отд. геол.*, 1979, т. 54, вып. 4.

П.Т. ТАЖИБАЕВА, Н.А. АЗЕРБАЕВ, Е.М. ФАЗЫЛОВ

ОСАДОЧНЫЕ ФАЦИИ ВЕНДА И НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ПОЗДНЕДОКЕМБРИЙСКОЙ ИСТОРИИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ БОЛЬШОГО КАРАТАУ

А.В. Сидоренко в серии программных работ [9, 10 и др.] подчеркнул важность восстановления осадочной истории Земли в допалеозойское время как одну из главных проблем современной геологии. В них отмечена необходимость постановки детальных фациальных и литологических исследований в аспекте выявления последовательности и особенностей этапов осадкообразования в докембрии.

В докембрийских отложениях органические остатки редки и однообразны, поэтому применение биофациальных методов не эффективно. Несмотря на сильный кливаж и сланцеватость, седиментационные текстуры в породах венда и рифей хорошо сохраняются. Благодаря этому важное значение при исследовании докембрийских отложений имеет текстурный анализ и его фациально-генетическое направление — составная часть литолого-фациального или фациально-циклического анализа. Перспективность такого рода исследований отмечалась Л.Н. Ботвинкиной и А.В. Сидоренко. Так, Л.Н. Ботвинкина [3] подчеркивала, что "изменение формы отстает от изменения содержания. Текстура пород зачастую сохраняет еще черты предыдущих процессов, несмотря на наложение ряда новых, изменяющих структуру и вещественный состав. Даже в древнейших толщах, где структура первичного осадка и его минеральный состав сильно (а иногда нацело) изменены, текстура в ряде случаев сохраняет черты, приобретенные в стадии седиментогенеза" [с. 182].

В западной части Центрального и Южного Казахстана широким развитием пользуются отложения верхнего докембрия. Важность их изучения обусловлена тем, что заложение каледонских геосинклинальных прогибов, с которыми связаны осадочные месторождения ванадия, фосфоритов, баритов и других важных для промышленности металлов, произошло в позднем докембрии. Поэтому литолого-фациальное изучение рифейских и вендских отложений — один из главных путей выявления закономерностей образования и развития геосинклинальных прогибов.

Хребет Большой Каратау представляет часть Ишим-Байконур-Каратауской геосинклинальной зоны, в которой широко развиты отложения венда. Геологии и стратиграфии докембрия и нижнего палеозоя этого района посвящены работы С.Г. Анкиновича, В.В. Галицкого, Г.Х. Ергалиева, Г.И. Макарычева, Н.М. Салова и др. Нами принята стратиграфическая схема расчленения венда Большой Каратау, разработанная Г.Х. Ергалиевым [4].

Вендские отложения начинаются ранской свитой (рис. 1), состоящей из различных по составу конгломератов, вверх по разрезу сменяющихся песчаниками. Ее мощность изменяется от 30 до 97—141 м.

Выше залегает косможинская свита, которая состоит из зеленых и серо-зеленых мелко-, средне- и крупнозернистых песчаников, реже гравелитов, в нижней части содержащих включения несортированных и неокатанных галек и валунов, выше сменяющихся кливажированными и рассланцованными алевролитами, иногда содержащими пирит, в тонком чередовании с песчаниками и обломочными известняками. Мощность свиты — 250—750 м.

Куралинская свита в нижней части состоит из зеленых, серо-зеленых и зеленовато-бурых и фиолетовых алевролитов, в меньшей мере мелкозернистых песчаников, в некоторых интервалах в различной степени кливажированных и рассланцованных, вверху сменяющихся тонкослоистыми известковистыми алевролитами и алевритовыми известняками, местами доломитизированными, нормальными и углеродистыми пиритсодержащими алевролитами; местами они превращены в кварц-серицит-хлоритовые и углеродистые сланцы. Мощность свиты — 150—560 м.

Байконурская свита, венчающая вендский комплекс, состоит из темно-серых, зеленых и зеленовато-серых пудинговых конгломератов (тиллитов, по Чумакову [11]. Обломки размером 0,5—50 см (отдельные из них достигают в поперечнике 20 м) рас-

пределены неравномерно, сортировка отсутствует. Тип цементирующей массы — базальный; состав — песчано-алевритовый. Мощность изменяется от 10 м в Центральном Каратау до 300 м в Северо-Западном Каратау.

Нижняя граница вендского комплекса в Большом Каратау устанавливается радиогеохронологически по трансгрессивному налеганию базальных слоев ранской свиты на гранитоиды Кумыстинского массива с абсолютным возрастом пород 670 ± 20 млн. лет, установленным альфа-свинцовым методом [5]. Верхняя возрастная граница проводится по подошве ванадиеносных фтанитов курумсакской свиты нижнего и среднего кембрия, содержащих остатки радиолярий и спикул губок.

Следует отметить, что, по мнению Г.Х. Ергалиева [4], между ранской и косшокинской, а также между курайлинской и байконурской свитами имеются несогласия. Авторы настоящей статьи считают, что внутри вендского разреза региональные несогласия отсутствуют и эти образования слагают непрерывную трансгрессивную серию осадков.

Ниже приводится краткая характеристика основных литологических типов. Песчаники и алевrolиты имеют зеленую и серо-зеленую окраску, иногда с фиолетовым и сиреневым с тенками. Песчаники представлены средне- и крупнозернистыми разностями, они широко развиты в отложениях ранской и косшокинской свит. В курайлинской свите преобладают мелкозернистые песчаники и алевrolиты. Эти разности пород обладают близким составом терригенных компонентов. В песчаниках выявлены две терригенные ассоциации. Песчаники ранской свиты, по классификации В.Д. Шутова [12], образуют смешанную ассоциацию кварцево-аркозовых песчаников и состоят из кварца (55–75%), полевых шпатов (18–35%) и обломков пород (5–22%). Здесь присутствует мусковит и измененный биотит.

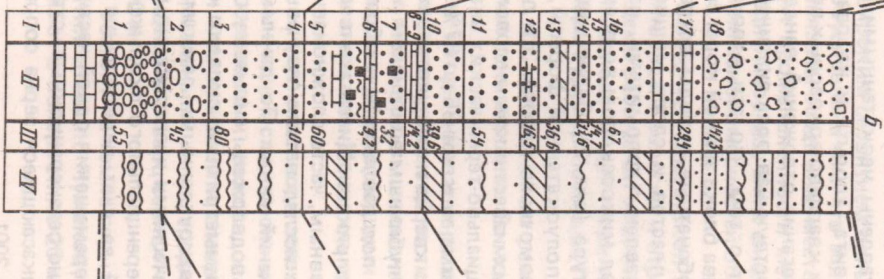
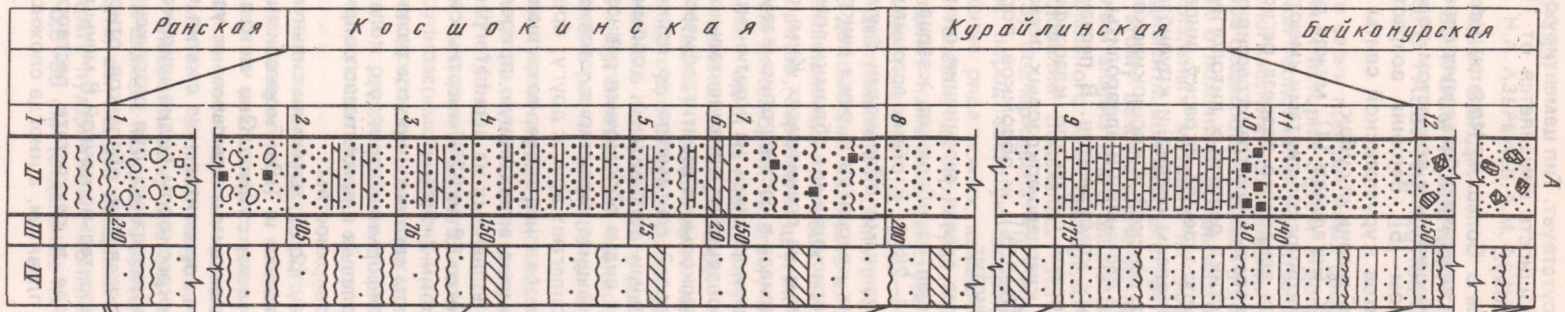
В косшокинской свите выявлена более зрелая ассоциация олигомиктовых полевошпатово-кварцевых песчаников, состоящая из обломков кварца (63–80%), полевых шпатов (15–24%) и обломков пород (4–28%). В обеих ассоциациях обломки пород представлены неокатанными и полукатанными обломками филлитов, состоящих из мусковита, хлорита и кварца, зернистых кварцитов и реже микрокварцитов. В ассоциации кварцево-аркозовых песчаников присутствуют обломки гранитов.

Залегание отложений венда с размывом на гранитоидах Кумыстинского массива и главенствующая роль сиалического материала в составе описываемых пород свидетельствуют о том, что эти отложения сформировались на континентальной коре за счет размыва блока земной коры со сформировавшейся континентальной корой.

Карбонатные породы встречены на нескольких стратиграфических уровнях в виде линз, пластов и слоев мощностью от долей сантиметра до нескольких метров. Они представлены доломитами, известняковыми доломитами, доломитовыми известняками. Под микроскопом во всех разностях видна обломочная равномерная псаммитовая структура (рис. 2). Зерна доломита и кальцита характеризуются изометричной окатанной и полуокатанной формой, плотно прилегают друг к другу; среди них — редкие зерна обломочного кварца. Эти породы образовались за счет разрушения и перемыва более древних известняков и доломитов и имеют аллохтонную природу. По данным дифференциально-термических анализов, выполненных на дериватографе, содержание кальция изменяется от 35 до 87%, доломита — от 66 до 92%, инертных компонентов, состоящих из кварца и слюдястых минерлов глин, — 2–30%.

С глубинным эпигенезом и метабенезом связано широкое развитие структур растворения под давлением — образование конформных структур, когда в результате давления соприкасающиеся зерна кварца и полевых шпатов тесно сопряжены один с другим по плавным, часто сложноизвилистым поверхностям.

Все исследователи, изучавшие Каратау [2, 6], отмечали сильную дислоцированность отложений венда. По данным Е.И. Паталахи и Т.В. Гиоргбониани [6] эти отложения были подвержены сильному горизонтальному сжатию. Они часто смяты в мелкие, иногда асимметричные складки с крутопадающими крыльями и узкими острыми либо слабозакругленными замками. Сильные горизонтальные сжатия подтверждены петрографическими исследованиями. Под микроскопом видно широкое развитие структур дифференциального скольжения. Они образовались при разряжении стрессовых напряжений за счет перемещения или микросдвигов обломков относительно друг друга или перемещения одной части зерен относительно другой. В меньшей мере развиты конформно-регенерационные структуры, где в результате растворения под давлением соприкасающиеся зерна сопряжены по плавным, а иногда сложноизвилистым линиям



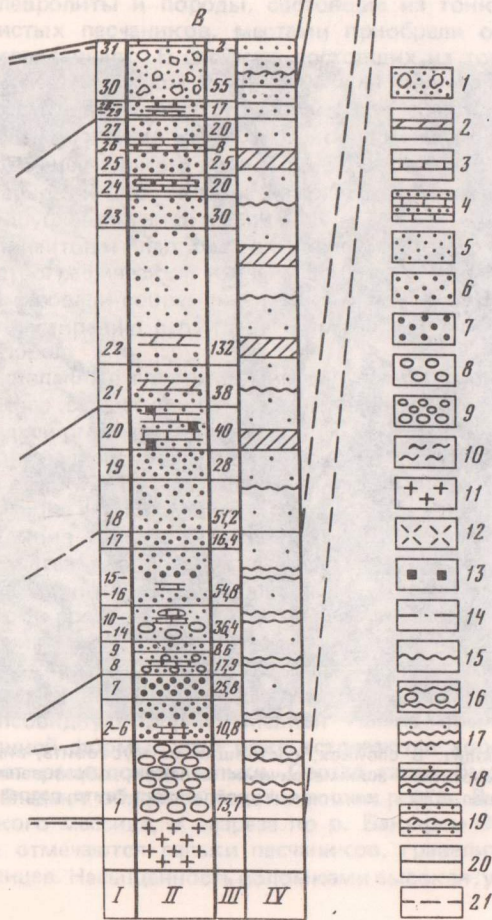
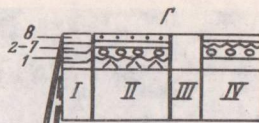


Рис. 1. Литологические и фациальные колонки вендских отложений Большого Каратау

Северо-Западный Каратау: А — р. Аксумбе, Б — р. Бакырлы-Озен, В — р. Ран; Центральный Каратау: Г — р. Кши-Карагуз; I — номер пласта; II — литологическая колонка; III — мощность пласта (в м); IV — фациальная колонка; 1 — валунные и глыбовые пудинговые конгломераты; 2 — доломиты; 3 — известняки; 4 — тонкое переслаивание известняков и алевролитов; 5 — алевролиты; 6 — песчаники; 7 — гравелисты; 8 — галечные пудинговые конгломераты; 9 — конгломераты; 10 — сланцы; 11 — граниты; 12 — кислые эффузивы; 13 — новообразования пирита; 14 — тектонический контакт; 15 — угловое несогласие. Фации: 16 — галечно-валунных осадков мелкой прибрежной части моря — МПМ-ГВ, 17 — гравийно-алевритопесчаных осадков мелкого моря — ММ-ГАП, 18 — песчано-алевритовых осадков неглубокого шельфового моря — НШМ-ПА, 19 — песчано-алевритовых осадков глубокого шельфового моря — ГШМ-ПА; 20 — линии стратиграфической корреляции; 21 — линии фациальной корреляции

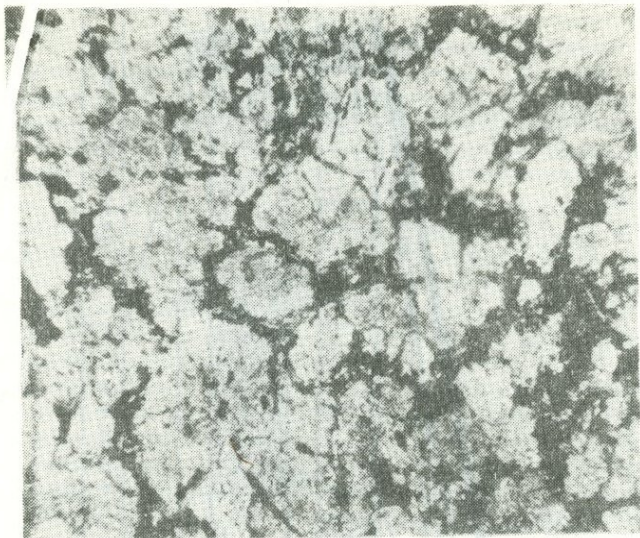


Рис. 2. Обломочный доломит (доларенит). Благодаря непрозрачной каемке видны изометричные полуокатанные и окатанные обломочные зерна доломита и более редкие кварца. Фотография шлифа. Увел. 400 х, николи +. Байконурская свита, разрез по р. Сарымсақты



Рис. 3. Распланированный тонкослойчатый алевролит. В слойках, состоящих из мусковита, видна мелкоколлоидная текстура, обусловленная присутствием асимметричных складок, образованных благодаря сжатию пород. Фотография шлифа. Увел. 870 х, николи +. Курайлинская свита, разрез по р. Аксумбе

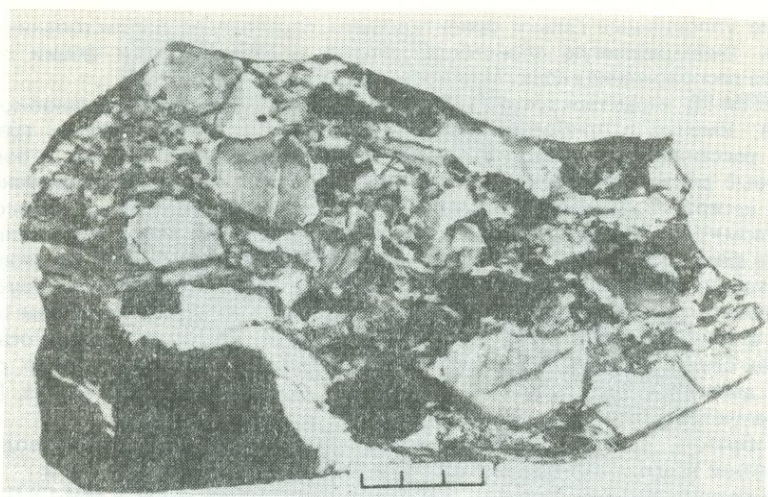


Рис. 4. Среднегалечный карбонатный конгломерат, состоящий из окатанной, преимущественно карбонатной гальки размером 1—3 см. Упаковка галек плотная, видны трещины кливажа. Фация МПМ-ГВ. Тип МПМ-ГВ-2. Фотография полированной поверхности. Ранская свита, разрез по р. Бақырлы-Озек

Алевролиты и породы, состоящие из тонкого чередования алевролитов и мелкозернистых песчаников, местами приобрели облик филлитов и филлитовых сланцев (микросланцев). В слоях, состоящих из тонкозернистого алевролита (с реликтами обломков размером 0,005—0,01 мм), иногда бывает видна мелкоплойчатая текстура, обусловленная присутствием мелких асимметричных складок (рис. 3). В породах широко проявлен кливаж. В конгломератах плоскости кливажа огибают гальки, а в шлифах песчаников видно огибание поверхностью кливажа обломков псаммитовой размерности. Это явление названо дифракцией кливажа [6]. Возникновение дифракции обуславливается различием в вязкостных свойствах более жестких обломочных компонентов и пластичного слюдистого цемента.

Петрографическим изучением шлифов установлено, что основные факторы, которые сформировали современный облик вендских отложений, — это сильное сжатие, поперечное простиранно структуры Каратау, и в меньшей мере давление нагрузки вышележащих пород.

Выявленные глубокие минеральные и структурные изменения в нижней части каледонского структурного этажа, сложенного отложениями венда, соответствуют ранней и поздней стадиям метазенеза.

Под фацией мы понимаем физико-географические условия образования осадков и сами осадки, образовавшиеся в данной обстановке [1]. В отложениях венда выделены следующие четыре фации.

1. Фация галечно-валунных осадков мелкой прибрежной части моря — МПМ-ГВ — выделяется в основании вендских отложений. Она состоит из различных по цвету и составу конгломератов с песчаным и гравийным заполнителем. В разрезе по р. Ран — мелко- и средневалунные и галечниковые конгломераты, по р. Бақырлы-Озек — мелкогалечниковые карбонатные конгломераты (рис. 4). Размер обломков от 1 до 80—90 см. Вверх по разрезу крупность псефитовой фракции уменьшается. Отмечается закономерность: валуны и крупная галька чаще имеют хорошую окатанность, шарообразную и эллипсоидную форму. Мелкая галька обычно угловатой, неокатанной или плохо окатанной формы, хотя реже встречаются хорошо окатанные обломки. Редко присутствуют расколотые гальки. Состав галек быстро меняется по простиранно, обычно преобладают обломки подстилающих пород. В ранском разрезе это гранитоиды Кумыстинского массива, в разрезе по р. Бақырлы-Озек — известняки бақырлинской свиты. Реже отмечаются гальки песчаников, гравелитов, кварцитов, порфиоров, порфиритов и сланцев. Насыщенность обломками высокая, упаковка плотная. Текстура — неслоистая,

хотя редкие уплощенные гальки ориентированы параллельно напластованию, образуя слоистость (невыраженную слоистость). Редко в верхней части фации отмечается черепитчатое расположение галек. Мощность пород — 55—74 м.

Фация МПМ-ГВ характеризуется активной гидродинамической обстановкой осадко-накопления; именно в прибрежной части бассейна разрушались волны, трансформировалась и рассеивалась их энергия, оказывая сильное влияние на берег и поверхность дна. Волновые движения производили разрушение пород берега, передвижение, раскалывание и истирание обломков, перемещение галечных и гравийных наносов. Смена состава обломков и тождество их состава и подстилающих пород свидетельствуют о том, что эта фация сформировалась главным образом за счет абразии берегов. Энергия волн производила механическую дифференциацию наносов. Наиболее грубый материал — валуны, галька, гравий — могли перемещаться только волочением и поэтому отлагались в зоне взмучивания. В настоящее время валунные и гравийные осадки образуются в тех случаях, когда вблизи находятся береговые скальные обрывы, разрушающиеся под действием волн. По классификации Г.Э. Рейнека и И.Б. Синха [7], такие осадки образуются у берегов скального типа.

Таким образом, фация МПМ-ГВ сформировалась в наиболее мелководной части моря, вероятнее всего, в интервале от береговой линии до глубины 7—10 м.

2. Фация гравийно-алевритово-песчаных осадков мелкого моря — ММ-ГАП — состоит из зеленовато-серых и серо-зеленых песчаников, тонкого чередования алевролитов и песчаников с включением обломков гравийной и галечной размерности и обломочных известняков. В песчаниках часть компонентов окатана. В алевролитах соотношение обломков и тонкообломочной цементирующей массы часто меняется. Редкие слои и линзы обломочных известняков имеют мощность от 3—15 см до 1,5—3 м. Для этой фации характерна сильно нарушенная и прерывистая тонкая горизонтальная слоистость, мелкая косая, косоволнистая и волнистая слоистость (рис. 5). Косоволнистая слоистость сочетается с пологоволнистой и волнистой. Косоволнистая слоистость — мелкая, срезанная, с вогнуто-выпуклыми серийными швами. Причина нарушения слоистости — неустойчивость и подвижность динамики в условиях мелководья.

Фация ММ-ГАП сформировалась в обстановке активной неустойчивой динамики мелкого моря и широкого проявления прибрежных течений и волновых движений, вероятно, на глубине от 8—10 до 15—20 м. Мощность фации — 67—400 м.

В фации ММ-ГАП представляет интерес литогенетический тип ММ-ГАП-2 — серо-зеленые мелко- и среднегалечные пуддинговые конгломераты кошкокинской свиты. Они характеризуются в общем слабой насыщенностью гальками, частым изменением соотношения обломков и гравийно-песчаного заполнителя. Размер галек от первых сантиметров до 30 см, преобладающий — 5—10 см. Окатанность самая разнообразная — от неокатанных до хорошо окатанных, но преобладают плохо окатанные. Единичные находки обломков утюгообразной формы. Состав галек пестрый. Изучением соотношения галек и слоистости установлено присутствие текстур вдавливания. Это позволяет считать, что гравийно-песчаный заполнитель и галька транспортировались разными агентами. Наиболее вероятно, что галька транспортировалась припайными льдами. В настоящее время это явление описано для Балтийского и дальневосточных морей, Н.М. Чумаков [11] отнес эти образования к тиллоидам.

3. Фация песчано-алевролитовых осадков неглубокого шельфового моря (зона частых морских течений и волнений) — НШМ-ПА — состоит из серых, зеленовато-серых с сиреневым и фиолетовым оттенками песчаников и алевролитов. Среди них отмечаются черные слабоуглеродистые тиртисодержащие разности, а также переслаивание известняков, кливажированных алевролитов и песчаников. Вверх по разрезу постепенно количество пластов песчаников уменьшается, а алевролитов увеличивается. Преобладают интервалы с массивной неслоистой и тонкогоризонтально-слоистой текстурами в частом сочетании с мелкой косой, косоволнистой и пологоволнистой слоистостью. Постепенно вверх по разрезу текстуры, связанные с движением воды, встречаются все реже. Слоистость подчеркивается изменением гранулометрического состава. Важно отметить, что связи между изменением гранулометрического состава и текстурами не наблюдается. Это свидетельствует о том, что смена осадков связана с внешними причинами, а характер слоистости — с внутренним режимом бассейна седиментации. Мощность фации — 350—600 м.

Отмеченные выше текстурные особенности свидетельствуют о том, что фация



Рис. 5. Чередование мелкозернистых песчаников (светло-серые) и алевролитов (темно-серые) с неправильной нарушенной горизонтальной и неравномерной непараллельной смещенной пологоволнистой слоистостью. В верхней части штуфа видна мелкая косослоистая серия. Фация ГАП-ММ. Тип ГАП-ММ-1. Фотография полированной поверхности. Ранская свита, разрез по р. Ран

НШМ-ПА, вероятно, формировалась на глубинах от 15–20 до 40–50 м, где спокойная обстановка часто нарушалась проникновением течений и волновых движений.

4. Фация песчано-алевролитовых осадков глубокого шельфового моря — ГШМ-ПА — представлена мелкозернистыми песчаниками, нормальными и углеродистыми алевролитами, тонким переслаиванием алевролитов и обломочных известняков, образовавшихся за счет известковых песков, валунными и глыбовыми пуддинговыми конгломератами или микститами. В этой фации преобладают массивная и тонкогоризонтально-слоистая текстуры. Очень редко встречается мелкая косая, волнистая слоистость. Иногда последняя — результат сильно асимметричной ряби течения. Слоистость обычно обусловлена изменением гранулометрического состава. Редко встречаются кальцитовые конкреции длиной до 15 см. Мощность отложений фации — 75–500 м.

Описанные выше текстурные особенности свидетельствуют о том, что эта фация формировалась в спокойной обстановке, которая эпизодически нарушалась проникновением слабых, неустойчивых течений и волнений. По мере углубления бассейна седиментации волнения проникали все реже. Г.Э. Рейнек и И.Б. Сингх [7] отмечают, что

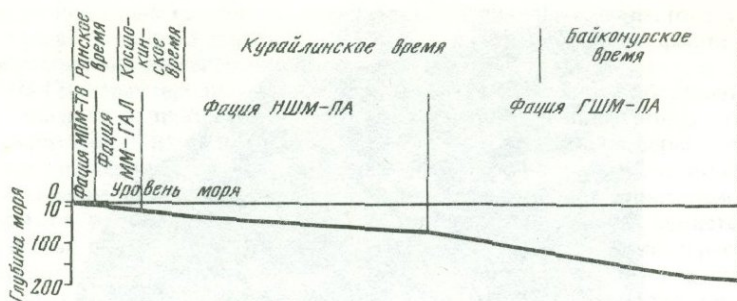


Рис. 6. Направленность изменения фаций в вендском периоде в Северо-Западном Каратау

приливные течения в сочетании с сильными эпизодическими волнениями, обусловленными экстремальными штормами, могут перемещать осадки и воздействовать на данные отложения на глубины до 100 фатомов (1 фатом — 1,83 м).

Из сказанного следует, что фашия ГШМ-ПА, вероятно, формировалась на глубинах от 40–50 до 150–180 м. Это соответствует средней и краевой частям шельфа.

Несколько слов о встреченном здесь литогенетическом типе ГШМ-ПА-3. Это валунные и глыбовые пудинговые конгломераты или микститы байконурской свиты. Размер валунов 0,3–2 м, единичные глыбы достигают 10 и даже 20 м. Эти гигантские обломки имеют различную степень окатанности, не сортированы. Валуны и глыбы состоят из доломитизированных известняков и доломитов, реже разнообразных песчаников, гранитов и других пород. Базальная масса — алевропесчаная, характеризуется массивной и тонкой горизонтальной слоистостью. Иногда под валунами видно нарушение слоистости вдавливанием. Относительно генезиса этих образований мы разделяем мнение С.Г. Анкиновича [2] и Н.М. Чумакова [11] о принадлежности их к тиллитам.

Расположение выделенных фаций в изученных разрезах показано на рис. 1. Фашия МПМ-ГВ в Северо-Западном Каратау слагает нижнюю половину ранской свиты. Фашия ГАП-ММ встречена в верхней части ранской и нижней части косшокинской свит (разрез по р. Ран). Фашия НШМ-ПА слагает верхнюю часть косшокинской и нижнюю часть курайлинской свит. Верхняя часть курайлинской свиты и байконурская свита отнесены к фашии ГШМ-ПА. Характер направленности изменения фаций в вендском периоде в Северо-Западном Каратау иллюстрируется на рис. 6. В расположенном юго-восточнее Центральном Каратау трансгрессия началась значительно позже. Здесь отсутствуют отложения ранской, косшокинской и курайлинской свит, а байконурская свита имеет сокращенную мощность и в нижней и средней частях сложена фашиями мелкого моря.

Резюмируя сказанное, отметим, что вендские отложения по составу, характеру диагенеза и метагенеза очень близки к отложениям нижнего палеозоя и многими исследователями раньше принимались за кембрийские. Формирование вендских отложений Большого Каратау, представляющих крупную трансгрессивную серию шельфовых отложений, по нашему мнению, связано с начальным развитием крупной рифтогенной структуры на западной окраине Казахстанского микроконтинента или Кокчетав-Моюнкумского массива. Эта рифтогенная структура была заложена на границе рифея и венда и протягивалась от Ишимской луки до Чаткало-Нарынской зоны в Тянь-Шане. Нашими исследованиями кембрийских и ордовикских отложений Большого Каратау и Байконурского синклинория установлено, что в раннем палеозое здесь существовала континентальная окраина атлантического типа с батинальным комплексом фаций в ее внешней части.

Полученные нами материалы позволяют утверждать, что вендское время было эпохой трансгрессий не только на платформах [8], но и в геосинклинальных областях, обрамлявших древние срединные массивы. Эта эпоха была связана с зарождением каледонских геосинклиналей Казахстана.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Азербеев Н.А.* Геосинклинальные отложения ордовика Байконурского синклинория (состав и условия формирования). Алма-Ата: Наука, 1978. 170 с.
2. *Анкинович С.Г.* Нижний палеозой ванадиеносного бассейна Северного Тянь-Шаня и западной окраины Центрального Казахстана. Алма-Ата: Изд-во АН КазССР, 1961. 272 с.
3. *Ботвинкина Л.Н.* Тектурный анализ и его роль при литологических исследованиях. — В кн.: *Состояние и задачи советской литологии.* М.: Наука, 1970. т. 1, с. 179—188.
4. *Ергалиев Г.Х.* К стратиграфии венда и кембрия Байконур-Каратау-Джебаглинской зоны. — Изв. АН КазССР. Сер. геол., 1965, № 6, с. 12—25.
5. *Зайцев Ю.А., Зыков С.И., Краснобаев А.А.* и др. О радиологическом датировании докембрийских пород Центрального Казахстана. — В кн.: *Допалеозой и палеозой Казахстана.* Алма-Ата: Наука, 1974, т. 1, с. 12—23.
6. *Паталаха Е.И., Гиоргобидни Т.В.* Структурный анализ линейной складчатости на примере хребта Каратау (каледонский цикл). Алма-Ата: Наука, 1975. 196 с.
7. *Рейнек Г.Э., Сингх И.Б.* Обстановки терригенного осадконакопления: Пер. с англ. М.: Недра, 1981. 439 с.
8. *Ронов А.Б., Хаин В.Е., Сеславинский К.Б.* Вендские литологические комплексы мира. — Сов. геология, 1981, № 5, с. 37—58.
9. *Сидоренко А.В.* Проблемы осадочной геологии докембрия. — Сов. геология, 1963, № 4, с. 3—24.
10. *Сидоренко А.В.* Очередные проблемы литологического изучения докембрия. — В кн.: *Состояние и задачи советской литологии.* М.: Наука, 1970, т. 1, с. 148—158.
11. *Чумаков Н.М.* Докембрийские тиллиты и тиллоиды. М.: Наука, 1978. 202 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 308).
12. *Шутов В.Д.* Классификация песчаников. — Литология и полез. ископаемые, 1967, № 5, с. 86—103.

УДК 551.31.231+551.71/72+551.242.055

О.М. РОЗЕН, А.С. КОРЯКИН, Л.Д. НАЩЕКИНА

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ДОКЕМБРИЙСКИХ КОР ВЫВЕТРИВАНИЯ ЩИТОВ И СРЕДИННЫХ МАССИВОВ (на примере Центральной Карелии и Кокчетавского массива)

Изучение древних метаморфизованных кор выветривания — один из наиболее надежных методов реконструкции климатических условий и палеогеографической обстановки докембрия. Такое изучение открывает путь познания древнейшей атмосферы Земли, выяснения специфики древнейшего осадкообразования, выявления и освоения в районах развития докембрийских толщ крупных запасов железных, медно-никелевых, серебряно-кобальтовых руд и особо чистых кварцитов. Однако многие аспекты проблемы докембрийского выветривания находятся все еще на уровне постановки вопросов, и среди них — задача выявления кор выветривания среди метаморфизованных комплексов [2, 4]. В связи с этим особый интерес вызывает бокситообразование в допалеозое, которое, судя по широкому развитию древних кор выветривания латеритного типа [2], в докембрийское время протекало достаточно интенсивно. Но описания бокситов или их обломков в докембрии весьма редки [1, 12]. Глубокометаморфизованные полимиктовые конгломераты с галькой боксита описаны в докембрии Кокчетавского массива [8].

Задача данного исследования состоит в том, чтобы сопоставить горные породы, возникшие в результате выветривания в раннем докембрии Балтийского щита и Кокчетавского массива, с целью выявления особенностей их формирования. Для проведения исследований избраны представительные разрезы, ассоциации пород, а также результаты химических анализов и количественных определений элементов-примесей в наиболее характерных образцах (табл. 1, 2).

На территории Карелии в естественных профилях выветривания были обнаружены метаморфические сланцы ятулийского возраста кварц-серицитового, серицит-хлоритового и тальк-карбонат-хлоритового состава, соответствующие общему уровню метаморфизма в фации зеленых сланцев. Чтобы судить о направленности древнейшего выветривания, изучались ряды нарастающей интенсивности выветривания на породах контрастного состава: кислых (конгломераты преимущественно с гранитной галькой) и основных (диабазы) в районе Сегозера (Центральная Карелия). В пределах

Таблица 1. Содержание породообразующих элементов в метаморфизованной коре выветривания доятулийского возраста Центральной Карелии по зонам I—III (петрогенные элементы — в мас.%, малые элементы — в г/т)

Окисел, элемент	Западное побережье Сегозера, Центральная Карелия									Район оз. Сондалы, Центральная Карелия		
	Кислые породы (конгломераты с преимущественно гранитной галькой)									Основные породы (диабазы)		
	Галька					Цемент						
	I	II		III		I	II	III		I	II	
	25/716	21/716	19/716	15/716	9/71	21/71а	19/71а	12/71	6/71	41/70	40/70	35/70
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	73,82	71,62	71,02	65,10	58,88	62,22	58,44	55,67	53,58	46,00	52,32	52,39
TiO ₂	0,04	0,59	0,36	0,60	1,02	0,42	0,85	1,03	1,19	1,49	1,15	1,15
Al ₂ O ₃	13,39	14,01	13,69	18,62	21,17	14,96	21,62	22,05	23,31	16,49	24,25	24,29
Fe ₂ O ₃	1,76	2,70	2,55	3,35	3,06	3,85	3,40	4,07	4,48	5,11	5,11	5,49
FeO	0,40	0,57	1,01	0,65	0,72	0,72	0,65	0,72	0,57	11,96	0,64	0,49
MnO	0,02	0,01	0,03	0,03	0,03	0,01	0,03	0,03	0,03	0,16	0,01	0,01
MgO	1,49	1,51	2,26	2,31	2,57	1,90	2,45	3,00	2,57	6,70	2,44	2,34
CaO	1,72	1,17	1,17	1,00	1,00	1,11	0,94	1,00	1,35	0,83	0,54	0,39
Na ₂ O	3,76	2,15	0,21	0,15	0,18	0,24	0,21	0,18	1,15	5,07	0,19	0,19
K ₂ O	1,10	3,93	4,79	5,77	7,45	5,23	7,91	8,25	8,81	2,06	9,15	9,15
H ₂ O ⁻	0,16	0,37	Нет	0,44	0,22	0,02	0,12	0,26	0,12	Не опр.	Не опр.	0,08
H ₂ O ⁺	1,65	1,02	1,76	2,31	3,84	2,94	3,23	3,99	3,84	4,10	3,87	3,78
P ₂ O ₅	0,03	0,05	0,46	0,11	0,13	0,16	0,13	0,05	0,05	0,27	0,04	0,04
CO ₂	0,26	Нет	0,5	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет
Σ у м а	99,60	99,70	99,81	100,44	100,24	99,78	99,98	100,30	100,05	100,24	99,71	99,79
Fe ₂ O ₃ /FeO	4,4	4,73	2,52	5,15	4,25	5,34	5,23	5,65	7,85	0,43	7,98	11,12
SiO ₂ /Al ₂ O ₃	5,51	5,11	5,18	3,49	2,78	4,56	2,70	2,57	2,29	2,78	2,15	2,15
Ni	20	29	53	39	33	50	35	39	33	73	64	63
Co	7	5	18	10	11	11	10	11	11	39	16	15
Cr	3	29	28	52	75	62	110	153	153	96	137	185
V	40	68	150	137	183	135	195	197	200	182	222	220
Ca	15	12	23	18	24	23	24	26	24	21	23	23
Ge	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1,1	0,5	0,8

П р и м е ч а н и е. Химические анализы выполнены в химлаборатории Геологического института АН СССР. Аналитики И.А. Бирюкова, М.А. Канакина. Анализы на малые элементы выполнены высокоточными количественными химическими, спектральными и пламенно-фотометрическими методами.

Образцы 1—9 отобраны на западном побережье Сегозера, Центральная Карелия; 10—12 — в районе оз. Сондалы, Центральная Карелия: 1 — слабосерцитизированная гранитная галька; 2, 3 — серцитизированная гранитная галька; 4, 5 — сильносерцитизированная гранитная галька; 6 — кварц-серцитизованная порода сланцевой текстуры; 7—9 — кварц-серцитовый сланец; 10 — мандельштейн неизмененный; 11, 12 — хлорит-серцитовый сланец.

Кокчетавского докембрийского массива в Центральном Казахстане изучались продукты размыва кор выветривания в отложениях берлыкской свиты зерендинской серии, содержащей в основании разреза: полимиктовые конгломераты с первично-бокситовой (корунд-гранат-дистеновой) галькой, с галькой кварцевого песчаника (гранатовый кварцит), гранита и выветрелого гранитоида в глинистом (гранат-дистен-слюдяно-кварцевом) цементе; метаморфизованные осадочные отложения — песчано-глинистые (гранато-силлиманито-биотито-кварцевые сланцы), железистые (гранатиты) и карбонатные (плагиоклаз-диопсидовые) в районе пос. Энбек-Берлык, Кулет (в 30 км к югу от г. Кокчетав). Породы метаморфизованы в амфиболитовой фации.

На основании расчета нормативного минерального состава рассмотрены вариации в корях выветривания и продуктов их размыва по сериям химических анализов пород. Использование для расчета серий анализов, характеризующих породы, связанные общими особенностями условий образования, позволяет выявить главные тенденции седиментогенеза, отраженные в минеральном составе исходных пород.

Основу для расчетов составляет распределение щелочей между глинистыми минералами и полевыми шпатами, а магния и железа — между глинистыми минералами и хлоритами [7]. Приняты составы: гидрослюда (теоретический иллит) — $2K_2O \cdot MgO \cdot FeO \cdot X \cdot 6,5Al_2O_3 \cdot 16SiO_2 \cdot 5H_2O$; монтмориллонит — $Na_2O \cdot 2MgO \cdot 5Al_2O_3 \cdot 24SiO_2 \cdot 6H_2O$; хлорит — $K_1MgO \cdot K_2FeO \cdot K_3Al_2O_3 \cdot K_4SiO_2 \cdot (2)H_2O$, где коэффициенты K_1-K_4 — функция железистости породы. Расчетный состав отражает эмпирически наиболее часто встречающуюся комбинацию окислов (например, $Al_2O_3 \cdot 2SiO_2$ — каолинит) в условиях, приблизительно соответствующих региональному эпигенезу [5]. Для единообразия в сопоставлении пород была взята [7] диаграмма нормативно-минерального состава, позволяющая рассмотреть естественные ряды первично-осадочных пород и показать направленность в изменении их состава. Результаты расчета нормативного состава приведены в табл. 3; диаграмма кремнекислотности — минерального состава на рисунке.

Нормативный минеральный состав выветрелых пород Карелии характеризуется повышенным содержанием гидрослюда (50–60%) в ассоциации с гетитом (1–3%), а примесь полевого шпата и кварца, по-видимому, отражает реликтовый состав исходных пород. Повышенное содержание калия — характерная черта докембрийских профилей выветривания, которой могут быть даны различные объяснения [4]. В частности, вероятно, это объясняется эрозией верхних горизонтов и сохранностью нижней — гидрослюдистой — зоны профиля выветривания [3].

В базальной части разреза докембрия Кокчетавского массива на основании нормативного минерального состава можно выделить ряд — кварцевый песок, гетит-каолинитсодержащие глины, каолинит-гиббситовая порода с гетитом, — включающей анализы 1, 2, 6, 9, и другой, дополнительный ряд — карбонатно-глинистая порода (мергель). Это сочетание рядов отражает, вероятно, поступление в бассейн продуктов глубокого химического выветривания алюмосиликатных пород, в том числе и гранитоидов (табл. 2, № 7, 8), и отложение карбонатов, содержащих значительную примесь магнезиальных и железистых глинистых минералов. В нормативном минеральном составе терригенных пород устанавливаются (в %): кварц — 26–67, гидрослюда — 15–20, хлорит — 2–60, каолинит — 18–30, гиббсит — 27. Проведенные расчеты, таким образом, позволяют интерпретировать геохимические данные применительно к исходным дометаморфическим породам.

Вариационные диаграммы распределения петрогенных и малых элементов обнаруживают особенности, присущие профилям выветривания. Для профиля выветривания Карелии и для ассоциации первично-глинистых пород Кокчетавского массива с конгломератами (с галькой каолиновых бокситов) и прослоями существенно хлоритовых (шамозитовых) отложений и смешанных карбонатно-глинистых пород характерно существенное увеличение содержания K_2O в глинистой части осадка (при содержании $Al_2O_3 = 20-25\%$). Весьма высокие содержания K_2O в глинистых породах Карелии соответствуют вероятноному гидрослюдистому составу базальной части профиля выветривания, а существенно более низкие содержания в Кокчетавском массиве, по-видимому, обусловлены сочетанием гидрослюдов с каолинитом. В целом очевидно, что при формировании глинистых пород в процессе выветривания K_2O накапливается, а в более зрелых — бокситовых — отложениях его содержание существенно понижается. В отношении Na_2O наблюдается четкое различие содержаний, сравнительно высоких для исходных пород

Таблица 2. Химический состав раннедокембрийских метаморфических пород Кокчетавского массива (продукты размыва кор выветривания в отложениях берлыкской свиты зерендинской серии дорифеского возраста) (петрогенные элементы — в мас. %; малые элементы — в г/т)

Оксид, элемент	Метаморфизованные осадочные отложения				Цемент и галька метаморфизованного конгломерата				
	песчано-глинистые		железистые	карбонатные	Цемент	Метаморфизованная галька			
						кварцевого песчаника	гранита	выветрелого гранитоида	бокситов
	02726	0279е	0,270м	0627а	0271/27	0271/10	0271/21	0271/16	0271/26
1	2	3	4	5	6	7	8	9	
SiO ₂	64,80	56,88	46,84	49,10	58,78	81,47	73,63	63,44	39,00
TiO ₂	1,00	1,30	0,50	0,62	1,30	0,25	0,37	1,12	1,36
Al ₂ O ₃	17,17	24,26	17,47	7,39	23,19	9,17	14,61	20,16	48,32
Fe ₂ O ₃	0,86	2,92	1,00	0,72	0,93	0,77	1,02	0,73	0,81
FeO	6,89	4,88	22,42	8,42	5,62	3,07	1,62	5,51	4,00
MnO	0,31	0,09	1,03	0,21	0,09	0,02	0,01	0,04	0,04
MgO	1,99	1,78	5,1	8,58	3,03	2,01	0,90	2,57	1,28
CaO	0,97	0,69	5,14	23,31	1,08	0,96	0,62	1,24	1,00
Na ₂ O	0,1	0,20	0,1	0,55	0,70	Нет	3,10	0,70	0,50
K ₂ O	1,50	3,00	0,1	0,1	2,90	1,45	2,0	2,10	1,80
H ₂ O ⁻	Не обн.	0,11	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,15	0,19	0,20	0,21
H ₂ O ⁺	1,86*	3,25*	"	0,80*	2,40*	1,18*	1,90*	1,67*	0,86*
P ₂ O ₅	0,1	0,068	0,03	0,12	0,115	0,045	0,07	0,115	0,1
CO ₂	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	97,85	99,49	99,73	99,92	99,78	100,05	99,88	99,54	99,28
Fe ₂ O ₃ /FeO	0,12	0,60	0,04	0,08	0,16	0,25	0,63	0,13	0,20
SiO ₂ /Fe ₂ O ₃	3,71	2,34	2,61	6,64	2,53	8,88	5,04	3,15	0,81
Na ₂ O/Al ₂ O ₃	0,0057	0,0082	0,0057	0,0744	0,0301	Не опр.	0,2121	0,0347	0,0103
Ni	100	80	180	48	Не опр.	16	26	68	Не опр.
Co	30	34	82	23	"	7	14	20	"
Cr	190	160	270	50	"	25	37	140	"
V	170	190	320	130	170	70	30	210	170
Zn	170	200	80	110	Не опр.	10	36	40	Не опр.
Pb	32	14	17	28	"	9	50	21	"
Cu	17	59	12	18	35	13	43	32	"
Sr	90	110	37	230	210	60	210	160	"
Ba	880	—	81	110	750	380	750	510	"
Sc	26	30	50	18	37	15	Не опр.	33	"
Sn	6	9	17	22	Не опр.	5	4	7	"
Mo	1,8	1,4	1,6	1,0	"	0,2	1,8	1,3	"
Zr	520	300	110	160	280	620	110	240	"
Ga	5	23	14	12	21	10	14	23	"
Nb	21	21	9	13	Не опр.	Не опр.	31	32	"
Be	9	3	—	51	5	3	2	4	Не опр.
Li	14	20	6	14	27	12	19	28	"
Pb	90	160	10	40	150	70	200	100	"
U	1,6	3,5	2,0	—	1,9	2,2	3,1	9,0	"
B	22	27	6	66	80	46	38	100	120
F	130	170	480	2600	360	230	80	600	Не опр.
Hg · 10 ⁻³	8,8	4	22	9,0	Не опр.	Не опр.	6,4	20	"

* Определены п.п.

Примечания. Силикатные анализы выполнены в Лаборатории Центрально-Казахстанского геологического управления. Аналитики В.А.Ешуткина, Н.Н.Ермагамбетова, Э.М.Ордова. Анализы на малые элементы выполнены высокоточными количественными химическими, спектральными и пламенно-фотометрическими методами в Лабораториях ВИМСа и ИМГРЭ.

Образцы 1, 2, 5—9 отобраны в районе пос. Энбек-Берлык, 3 — пос. Кулет, 4 — в пос. Заборовка; 1, 2 — гранат-силлиманит-биотит-кварцевый сланец, 3 — кварцевые гранатиты, 4 — плагиоклаз-диопсидовые породы, 5 — конгломератовый сланец (цемент), 6 — метаморфизованный кварцевый песчаник (галька); 7 — гранит, 8 — выветрелый гранитоид, 9 — метаморфизованная галька боксита (корунд-гранат-дистеновая порода).

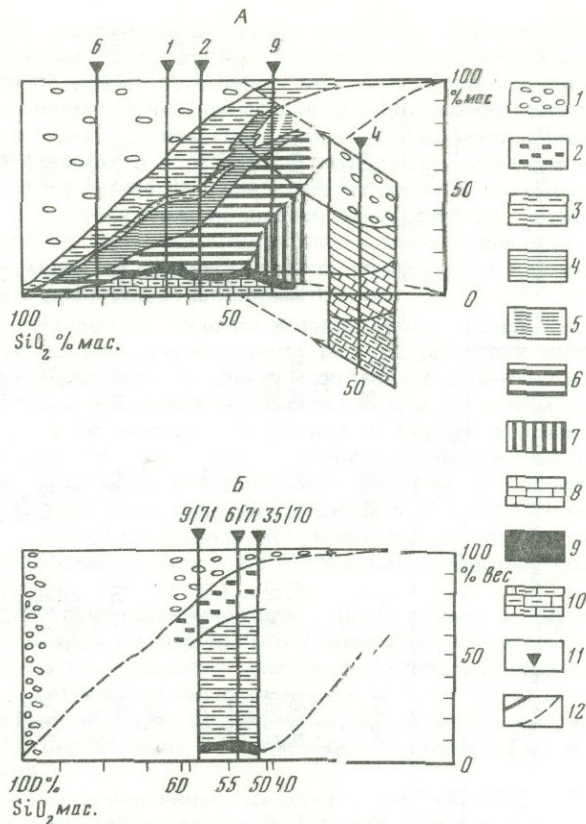


Рис. 1. Диаграмма нормативного минерального состава продуктов выветривания

А — Кокчетавский массив; ряд: кварцевый песок (6) — гетит-каолинитсодержащие глины (1,2) — каолинит-гипсовитовая порода с гетитом (9), дополнительный ряд (4) — карбонатно-глинистая порода; Б — Карелия; ряд: наиболее выветрелые породы, гетит-гидрослюдистая глина; 1 — кварц; 2 — полевые шпаты; 3 — иллит; 4 — хлорит; 5 — монтмориллонит; 6 — каолинит; 7 — гипсовит; 8 — кальцит; 9 — гетит; 10 — доломит+анкерит; 11 — положение рассчитанных анализов; 12 — естественные ряды отложений: а — наблюдаемые, б — вероятные

(за исключением цемента конгломерата) и резко пониженных для пород, прошедших стадию выветривания. Содержания CaO низкие; вариации незначительные, за исключением карбонатных и высокожелезистых пород. Одинаковые содержания MgO и их тренды характерны для пород обоих комплексов. Содержания MgO резко снижаются по сравнению с исходными высокомагнезиальными породами (диабазы), но увеличиваются в глинистой (гидрослюдистой) части относительно низкомагнезиальных исходных пород и резко падают в высокоглиноземистых (бокситовых) образованиях. Весьма показательным то, что степень окисленности железа значительно увеличивается по мере усиления интенсивности выветривания в естественных профилях Карелии (см. табл. 1). В целом суммарное содержание железа по сравнению с исходными породами увеличивается в глинистых отложениях и карбонатах и понижается в песчаной и бокситовой фациях. Наконец, в рассматриваемом процессе выветривания происходит уменьшение содержания SiO_2 (с увеличением содержания Al_2O_3), что, по-видимому, обусловлено выносом кремнезема.

В отношении малых элементов (см. табл. 1, 2) необходимо отметить следующее. Такие элементы, как Ni, Co, Cr, V, сосредоточены в основном в глинистой части осадка. Здесь их накопление связано с выветриванием. Zn, Pb, Cu, Ba, Sr, Sc, Sn, Ga, U, B, а также частично Zr концентрируются также в глинистой части и, вероятно, являются в этом случае унаследованными от исходных пород. Карбонатные отложения обогащены Zn, Pb, Sr, а также F, по-видимому, за счет седиментации одновременно с кальцитом (доло-

Таблица 3. Нормативный компонентный состав исходных отложений для естественных рядов метаморфических отложений Центральной Карелии и Кокчетавского массива (в мас. %)

Вероятный компонентный состав исходной породы	Расчетно-нормативно-минералогический состав исходной породы	Центральная Карелия			Кокчетавский массив						
		Кора выветривания			Метаморфизованные осадочные отложения				Метаморфизованный конгломерат		
		на основных породах	на полимиктовых конгломератах								
			35/70	9/71	6/71	1	2	3	4	6	8
Обломочный	Кварц	7,82	22,69	11,55	40,61	22,25	24,25	29,97	67,22	26,81	—
	Ортоклаз	20,88	13,45	19,91	—	—	—	—	—	—	—
	Альбит + анортит	1,76	1,64	1,37	—	—	—	4,07	—	—	—
Глинистый	Сумма	30,46	37,98	32,83	40,61	22,25	24,25	34,04	67,22	26,81	—
	Иллит	60,81	54,77	57,85	15,58	30,65	0,95	0,89	15,12	21,39	16,54
	Монтмориллонит	—	—	—	3,48	6,87	3,19	—	—	23,86	15,15
	Хлорит	—	—	—	15,73	18,14	60,65	21,04	10,60	8,63	2,14
	Каолинит	—	—	—	19,13	18,85	0,07	—	5,03	12,37	32,19
	Гиббсит	—	—	—	—	—	—	—	—	—	27,36
	Серпентин	2,51	1,20	1,07	0,70	—	—	—	—	—	—
Железистый	Сумма	63,32	55,97	58,92	54,62	77,51	64,86	21,93	30,75	66,25	93,38
	Гётит	3,96	1,79	3,00	0,70	—	—	—	—	1,43	2,22
Карбонатный	Кальцит	—	—	—	—	0,30	7,31	21,80	1,55	—	—
	Доломит + анкерит	0,99	3,11	4,07	3,23	1,45	1,58	21,48	0,12	4,08	2,96
	Сумма	0,99	3,11	4,07	3,23	1,75	8,89	43,28	1,67	4,08	2,96
Прочие	Пирролизит	0,01	0,03	0,04	0,36	0,13	0,40	0,09	0,11	1,07	1,17
	Апатит	1,14	0,29	0,12	0,23	0,14	0,06	0,49	—	0,27	0,20
	Рутил	0,9	0,99	1,16	0,97	1,25	1,49	0,27	—	0,04	0,04
	Сумма	2,05	1,31	1,32	1,56	1,54	1,95	0,85	0,11	1,38	1,41

Примечание. 1—9 — название породы см. в примечании к табл. 2.

митом), а повышенное содержание в них Be, вероятно, обусловлено особенностями состава глинистой фракции. Ртуть, которая, несомненно, перераспределяется в процессе метаморфизма, обнаруживает отчетливое тяготение к алюмосиликатным породам с повышенным содержанием цветных минералов. В целом можно сказать, что в рассматриваемом случае такие элементы, как Pb, Cu, Sr, Ba при выветривании исходных пород преимущественно рассеиваются в образующихся продуктах выветривания. Характерно заметное накопление Zr, а также Be в первично-песчаных отложениях Кокчетавского массива по сравнению с глинистыми породами, обусловленное, очевидно, сепарацией обломочных минералов (в частности — циркона) в тонких фракциях сортированных песчаников. Литий и свинец по содержанию коррелируются с калием, но валовое их содержание в продуктах выветривания понижается.

Таким образом, в результате изучения дорифейского протерозоя на Балтийском щите и Кокчетавском массиве среди широко распространенных слоистых первично-осадочных и вулканогенно-осадочных комплексов устанавливаются продукты глубокого физико-химического выветривания. На Балтийском щите к ним относятся породы профилей выветривания с хорошо сохранившейся текстурой, эродированные до зоны существенно гидрослюдистого состава. Интенсивность, глубина и длительность выветривания здесь подтверждаются мощной толщей переотложенных продуктов — кварцитов с пластинами железистых глинистых сланцев. В пределах Кокчетавского массива глубокое выветривание устанавливается по характерной ассоциации продуктов размыва, состоящих из гётит-калинитсодержащих (иногда с гиббситом) глинистых пород и высокозрелых кварцевых песчаников.

На Балтийском щите выветриванию подвергались главным образом гранитоиды, а также базальтоиды и осадочные породы (конгломераты), слагавшие основание протерозойского пенеплена. На Кокчетавском массиве выветрелые породы и глинистые продукты размыва кор выветривания залегают в нижней части мощной толщи (9000 м) первично-осадочных пород, которая, по-видимому, возникла за счет размыва гранитоидов и основных пород, выходящих на поверхность в пределах существовавших в то время областей размыва.

Можно предполагать, что выявленные процессы выветривания в этих двух регионах были не только палеогеологически сходны, но также и протекали в одно время. Возраст зерендинской серии Кокчетавского массива устанавливается древнее, чем 1,6 млрд. лет [9]. Если принять, что в Карелии возраст рассматриваемых гранитоидов в области выветривания составляет 2,6–2,8 млрд. лет, а сумийско-сарниольские отложения (в том числе упомянутые выше базальтоиды и конгломераты) прорываются дайками с возрастом 2,45 млрд. лет при верхнем пределе возможного возраста перекрывающих отложений ятулия, содержащих продукты размыва кор выветривания, в 2,05 млрд. лет [6, 10], то можно сказать, что на огромных площадях от Балтийского щита до Кокчетавского массива, а также, вероятно, в пределах Украинского щита и среднеевропейских докембрийских массивов в интервале времени 2,45 и 2,05 млрд. лет существовала длительная эпоха континентального выветривания.

ЛИТЕРАТУРА

1. Головенко В.К., Пушкин Г.Ю. О находке докембрийских бокситов. — Литология и полез. ископаемые, 1964, № 1, с. 114–116.
2. Докембрийские коры выветривания / Под. ред. А.В.Сидоренко. М.: ВИМС, 1955. 215 с.
3. Домбровская Ж.В., Слукин А.Д. Некоторые аспекты изучения докембрийских кор выветривания. — В кн.: Докембрийские коры выветривания. М.: ВИМС, 1975, с. 203–208.
4. Корякин А.С. Докембрийские метаморфизованные коры выветривания Карелии. — В кн.: Проблемы современной литологии и осадочных полезных ископаемых. Новосибирск: Наука, 1977, с. 72–80.
5. Коссовская А.Г., Шотов В.Д. Минеральные индикаторы геотектонических типов регионального эпигенеза и его сопряжение с метаморфизмом на континентах и в океанах. — В кн.: Кристаллохимия минералов и геологические проблемы. М.: Недра, 1975, с. 19–34.
6. Негруца В.З. Основные подразделения региональной стратиграфической шкалы докембрия восточной части Балтийского щита. — Докл. АН СССР, 1979, т. 244, № 1, с. 165–169.
7. Розен О.М. Седиментологическая интерпретация химизма кристаллических пород докембрия. — В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Недра, 1975, вып. 4, кн. 1, с. 60–74.
8. Розен О.М. Метаморфизованная галька боксита в конгломерате среди докембрийских сланцев Кокчетавского массива (Центральный Казахстан). — Докл. АН СССР, 1967, т. 176, № 4, с. 921–923.

9. Розен О.М., Павлова Т.Г. Опыт согласованной интерпретации и корреляции радиохронологических данных по докембрию срединных массивов. — В кн.: Общие вопросы расчленения докембрия СССР. Л.: Наука, 1979, с. 79—84.
10. Семихатов М.А. Новая стратиграфическая шкала докембрия СССР: анализ и уроки. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1979, № 11, с. 5—22.
11. Страхов Н.М. Основы теории литогенеза. М.: Изд-во АН СССР, 1962. Т. 1. 211 с.
12. Villiers J.de. The manganese deposits of the Union of South Africa/ Compl. by J.deVilliers from rept by L.G.Boardman et al. Pretoria, 1960. 280 p.

УДК 551.71/72+549.74 (576).

А.П.ГУЛЯЕВ

О ПОТЕНЦИАЛЬНОЙ ВОЛЬФРАМОНОСНОСТИ ДОКЕМБРИЯ КАЗАХСТАНА

В настоящее время во многих странах (Бразилии, Норвегии, США и др.) известны промышленные стратиформные вольфрамовые месторождения, залегающие в докембрийских метаморфических толщах. Они относятся преимущественно к шеелит-сульфидно-скарноидному, реже к шеелит-сульфидно-кварцитовому типам [1, 2]. Примечательная особенность этих месторождений — стратифицированный пластообразный характер рудных залежей и приуроченность к определенным, нередко геохимически специализированным по вольфраму (и другим рудным элементам) литологическим горизонтам. Эти горизонты при их малой мощности прослеживаются на значительные расстояния, трассируя проявления вольфрамовой минерализации. Образование руд связывается обычно с мобилизацией и перераспределением вольфрама под действием различных метаморфогенных агентов.

В нашей стране подобные проявления единичны. Их малочисленность объясняется, с одной стороны, слабой изученностью редкометальной металлогении докембрия, с другой — недостаточным вниманием к поискам новых (а не традиционно-магматогенных) генетических типов вольфрамовой минерализации. Лишь в настоящее время под влиянием геологических фактов, которые ранее практически не учитывались и которые сейчас начинают играть первостепенную роль, переоцениваются металлогения древних блоков земной коры и их перспективы, а целенаправленные поиски стратиформных руд вольфрама и других элементов в докембрии становятся успешными.

В Казахстане аналогичная минерализация в докембрийских образованиях установлена в последнее десятилетие. Ее представителями служат месторождение Баян в Кокчетавском срединном массиве и рудопроявления Каракамыс Юго-Восточный и Кызыл-Эспе в Западном Прибалхашье.

Месторождение Баян расположено по периферии крупного гранито-гнейсового купола среди интенсивно гранитизированных раннепротерозойских метаморфических пород зерендинской серии. Рудовмещающая толща состоит из сложно переслаивающихся гнейсов, мигматитов, кристаллических сланцев, амфиболитов и скарноидов. Эта толща при мощности около 700 м прослеживается на расстояние 30 км. Ее характерная особенность — геохимическая специализация по вольфраму, висмуту, олову, хрому, свинцу, цинку, золоту. Вольфрамоносность толщи обусловлена наличием в ее составе горизонтов амфиболовых и биотит-амфиболовых гнейсов, а также образованных по ним в процессе гранитизации скарноидов, обладающих повышенным фоном вольфрама. Содержание этого элемента составляют в среднем соответственно 4 и 16 г/т при максимальных значениях 21 и 157 г/т. Вольфрам находится преимущественно в рассеянной форме, лишь в отдельных участках скарноидов — в виде аксессуарного шеелита. В биотитах и роговой обманке гнейсов его количество достигает 0,0035%, в сфене и апатите — 0,1—0,8%. В скарноидах он концентрируется помимо шеелита в гранате, пироксене, эпидоте, апатите, сфене и амфиболах (в тысячных—сотых долях процента).

Месторождение Баян находится в узле пересечения раннепротерозойской вольфрамоносной толщи с девонскими аплитовидными гранитами. Последние слагают в метаморфических породах многочисленные согласные и секущие дайкообразные тела. Содержание вольфрама в них ничтожно (0,6 г/т), что не позволяет относить их к категории вольфрамоносных и считать источником этого элемента. Рудные тела представляют со-

бой стратифицированные залежи, отчетливо приуроченные к горизонтам вольфрамоносных скарноидов и переслаивающихся с ними биотит-амфиболовых гнейсов. Главным компонентом руд — вольфрам, находящийся в форме шеелита. Наряду с ним присутствуют (в %) : висмут — до 0,2, молибден — до 0,015, медь — до 0,3, олово — до 0,1 и другие элементы, среди которых спорадически отмечается золото. Рудная минерализация (шеелит, висмутин, халькопирит, молибденит, пирит, пирротин и др.) имеет прожилково-вкрапленный характер и неравномерное распределение. Наиболее богатое оруденение (0,5—1% трехоксида вольфрама) локализуется среди скарноидов в участках сгущения кварцевых прожилков с шеелитом и сульфидами.

Месторождение Баян имеет длительную и сложную историю формирования, сопровождавшуюся неоднократной мобилизацией, ремобилизацией и перераспределением вольфрама. Выделяются следующие основные этапы его образования: отложение вольфрамоносных осадков и последующее их превращение в вольфрамсодержащие породы; раннепротерозойский региональный метаморфизм и неоднократная гранитизация с перераспределением вольфрама и образованием горизонтов вольфрамоносных скарноидов, амфиболовых и биотит-амфиболовых гнейсов; девонская тектоно-магматическая активизация территории с внедрением в вольфрамоносную толщу аплитовидных гранитов; верхнепалеозойская тектоническая активизация и диафорез. Образование стратифицированных рудных залежей связано с переотложением вольфрама, экстрагированного из вольфрамсодержащих горизонтов вадозными водами. Последние мигрировали в вольфрамоносной толще под воздействием термоградиентного поля, созданного аплитовидными гранитами.

Рудопроявление Каракамыс Юго-Восточный приурочено к блоку докембрийских пород, расположенному среди нижнепалеозойских отложений. Оруденение локализуется в гнейсовой толще среднего протерозоя, сложной чередованием различных (биотитовых, биотит-амфиболовых и др.) гнейсов, гранитизированных амфиболитов, мраморов и скарноидов. Рудное тело представляет собой приуроченную к горизонту мраморов стратифицированную залежь, которая при мощности 0,5—10 м прослежена на расстояние около 1 км. Содержания вольфрама крайне неравномерны. Его высокие концентрации тяготеют к участкам распространения кварцевых и карбонатных прожилков, практически не выходящих за пределы залежи. Сами прожилки безрудны. Рудоносны окварцованные и эпидотизированные скарноиды и скарны, несущие рассеянную вкрапленную минерализацию (шеелит, галенит, сфалерит, пирит, халькопирит, висмутин и др.). Элементы-спутники вольфрама — свинец, цинк, олово, висмут, мышьяк; отмечаются серебро, молибден, марганец, кобальт, ванадий и другие элементы. Их повышенные содержания тяготеют к рудовмещающему горизонту. За его пределами вольфрам в количестве до 0,01% встречается только в мелких маломощных прослоях пироксен-гранатовых скарноидов, образованных по биотит-амфиболовым гнейсам. Рудопроявление возникло в результате мобилизации и перераспределения вольфрама при процессах докембрийского регионального метаморфизма и неоднократной гранитизации (с образованием вольфрамоносных скарноидов), последующего скарнирования и гидротермального метаморфизма, связанных со среднедевонским интрузивным магматизмом. Эти магматиты слагают крупный массив вблизи рудопроявления.

Рудопроявление Кызыл-Эспе приурочено к верхнерифейским глубокометаморфизованным трахилипаритовым вулканитам, кварц-альбит-хлорит-серицитовым, слюдисто-кремнистым сланцам и скарноидам. Породы вместе с содержащимися в них рудными телами пересекаются средне-верхнедевонскими дайками основного и кислого состава. Рудоносная зона, по А.Г.Кузнецовскому, состоит из серии вольфрам-висмутовых, вольфрамоносных, свинцово-цинковых рудных залежей и минерализованных зон. Рудные тела имеют стратифицированный характер, мощность 1—4 м и длину до 350 м при общей протяженности более 800 м. Прожилково-вкрапленная минерализация (шеелит, висмутин, галенит, сфалерит и др.) находится в основном в скарноидах. Вольфрам имеет неравномерное распределение, ассоциируя с висмутом, оловом, цинком и другими элементами. В центральной части рудопроявления, кроме шеелит-сульфидно-скарноидных тел, известны также кварцевые жилы и свинцово-цинково-вольфрам-висмутовые зоны, сосредоточенные среди кварц-серицитовых сланцев в полосе 300—500 м при длине более 1,5 км. Образование рудных тел связано с региональным метаморфизмом и последующим перераспределением вещества при процессах окварцевания и серицитизации.

Таким образом, охарактеризованные объекты в отличие от ранее известных обладают специфическими особенностями строения и формирования. К ним относятся пластообразная морфология рудных тел, приуроченность оруденения к определенным литолого-стратиграфическим горизонтам (в том числе вольфрамоносным), отсутствие генетической связи руд с интрузивами, многоэтапность рудообразования (с участием процессов перераспределения вещества) и т.д. Эти особенности позволяют относить известное стратиформное вольфрамовое оруденение в докембрийских образованиях Казахстана к шеелит-сульфидно-скарноидному типу. Закономерности размещения и формирования объектов этого типа в других регионах в совокупности с анализом вольфрамоносности геологических формаций и экспериментальными данными по экстракции и переносу вольфрама доказывают, что представления о геохимии этого элемента в природе должны быть заметно расширены. Необходимо признать, что наряду с традиционным магматогенным рудообразованием огромная роль в рудогенезе вольфрама принадлежит металлу и растворам, источником которых служат осадочные и осадочно-метаморфические толщи. Их первоначальная насыщенность вольфрамом и другими рудными элементами (с формированием макро- и микрорудных фаций) обусловлена осадконакоплением в водных бассейнах в связи с хемогенно-осадочным или вулканогенно-осадочным отложением, деятельностью горячих минерализованных вод и другими процессами.

Современные аналоги этих явлений хорошо известны (оз. Сёрлз в штате Калифорния (США), термальные источники Невады, Боливи, Восточной Суматры и т.д.). Следует подчеркнуть, что немаловажная роль в осадочном цикле вольфрама принадлежит также экстракции этого элемента из вольфрамсодержащих образований при химическом выветривании и его хорошей миграции в поверхностных условиях. Последнее обстоятельство доказывается экспериментальными исследованиями и термодинамическими расчетами, приводимыми в научной литературе. Легкость выщелачивания, мобилизации вольфрама из пород и руд поверхностными водами и высокая подвижность его в зоне гипергенеза устанавливаются также при изучении вольфрамоносных кор выветривания Казахстана. Здесь отчетливо наблюдается перераспределение вольфрама с возникновением зоны вторичного обогащения, сорбированием его глинистыми продуктами и образованием новых вольфрамсодержащих минералов: тунгстита, штольцита и др. [5]. Гипергенная миграция этого элемента в гидросфере доказывается, кроме того, отложением вольфрамсодержащих осадков в современных водоемах, питающихся проходящими через вольфрамовые поля водотоками (оз. Сёрлз, озера Средней Азии, Восточного Памира и т.д.), а также современным формированием руд на отработанных рудниках (например, Фараллон в Боливи) за счет шахтных вод.

Можно предположить, что докембрий по своим историко-геологическим и ландшафтно-геохимическим условиям был, вероятно, весьма благоприятен для вольфрамоотложения. Периоды вулканизма и глобального выветривания проявлялись в это время неоднократно, что служит косвенным указанием на неоднократное, значительное по масштабам сингенетичное хемогенно-осадочное и вулканогенно-осадочное накопление вольфрама. Об этом свидетельствуют огромные по площади вольфрамсодержащие горизонты глубокометаморфизованных осадочных и вулканогенно-осадочных пород, прослеживающиеся среди докембрийских толщ на десятки километров [1, 2].

Обнаружение аналогичных вольфрамоносных горизонтов в Кокчетавском срединном массиве, а также стратиформного оруденения в удаленных друг от друга докембрийских блоках Казахстана вносит определенные коррективы в представления о металлогении вольфрама этого региона, расширяя перспективы поисков. По аналогии с уже известной минерализацией в древних толщах Казахстана следует ожидать в первую очередь стратиформное оруденение шеелит-сульфидно-скарноидного типа. Потенциально вольфрамоносными являются блоки докембрийских, интенсивно гранитизированных пород, содержащих горизонты амфиболитов, биотит-амфиболовых гнейсов и скарноидов, особенно с признаками вольфрамоносности. В пределах этих блоков интерес представляют купольные структуры, участки проявления различных видов метаморфизма, интрузивного магматизма и повышенной трещиноватости, где возможны мобилизация и переотложение вольфрама.

Вместе с тем новые данные о геохимии вольфрама позволяют вести поиски в древних толщах Казахстана стратиформного оруденения шеелит-сульфидно-кварцитового типа. Известно, что вольфрам в водных бассейнах накапливается в осадках пелитовой фракции, обогащенных марганцем, железом и особенно органическим веществом.

В связи с этим он часто образует повышенный геохимический фон в углеродистых отложениях вулканогенно-кремнисто-карбонатно-черносланцевой формации [6]. С этими отложениями нередко ассоциируют стратиформные шеелит-сульфидно-кварцитовые месторождения, известные в нашей стране и за рубежом [2, 3]. В Казахстане подобная минерализация установлена в породах нижнего палеозоя. Все это дает основание полагать, что широко распространенные в докембрии Казахстана углеродистые черносланцевые образования (например, шарыкской свиты в Кокчетавском срединном массиве) могут оказаться вольфрамсодержащими. Косвенное подтверждение этой гипотезы — вольфрамоносность углеродисто-кремнистых формаций докембрия Жуантобе-Чуйского поднятия в Южном Казахстане [4].

Таким образом, есть все основания предполагать, что в докембрийских блоках Казахстана может быть развито стратиформное вольфрамовое (с сопутствующими компонентами) оруденение. Вместе с тем здесь следует ожидать вольфрамовую минерализацию иных структурно-морфологических и генетических типов, образованных при процессах активизации, выносе вольфрама за пределы вольфрамоносных горизонтов и отложении его в верхних структурных этажах.

ЛИТЕРАТУРА

1. Денисенко В.К. Месторождения вольфрама. М.: Недра, 1978, 143 с.
2. Денисенко В.К., Рундквист Д.В. Новые перспективные типы стратиформного вольфрамового оруденения. — Сов. геология, 1977, № 6, с. 32—46.
3. Корчагин У.А. Вольфрамоносность древних черносланцевых толщ Забайкалья. — В кн.: Углеродистые отложения докембрия и нижнего палеозоя и их рудоносность. Фрунзе: Илим, 1978, с. 274—275.
4. Крюков А.С., Ковалевский А.Ф. Перспективы рудоносности углеродисто-кремнистых формаций докембрия Жуантобе-Чуйского поднятия. — Изв. АН КазССР. Сер. геол., 1981, № 5, с. 1—7.
5. Мазуров А.К., Букуров Г.С., Козловская З.А. Рудоносность коры выветривания на одном из вольфрам-молибденовых месторождений Центрального Казахстана. — Изв. АН КазССР. Сер. геол., 1981, № 5, с. 20—29.
6. Углеродистые отложения докембрия и нижнего палеозоя и их рудоносность: Тез. докл. Фрунзе: Илим, 1978. 300 с.

УДК 552.4+551.71/72 (574)

В.М. БИРЮКОВ

О МЕТАМОРФОГЕННО-МЕТАСОМАТИЧЕСКОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ В ГНЕЙСОВО-МИГМАТИТОВЫХ КОМПЛЕКСАХ МУГОДЖАР

Гнейсово-мигматитовые комплексы Мугоджар приурочены к осевым частям крупных антиклинорных структур, что в известной мере предопределяет относительно древний возраст их субстрата. Примером является Восточно-Мугоджарское поднятие, в пределах которого известны Талдыкский, Кайрактинский и Текеледьтауский мигматитовые комплексы.

Земная кора в пределах антиклинорных структур соответствует коре континентального типа с миогеосинклинальным режимом осадконакопления в отличие от смежных синклинорных структур, для которых характерна кора океанического типа. Это подтверждается данными сейсмического зондирования (профиль на широте г. Эмба). В первом случае наблюдается подъем поверхности Мохоровичича и резкое уменьшение "базальтового" слоя; во втором, наоборот, резкое уменьшение "гранитного" слоя до 6—8 км, участками даже полное его отсутствие и резкое увеличение мощности "базальтового" слоя. Характер магнитного и гравитационного полей также различен. В синклинорных структурах геофизические поля представлены линейными аномалиями "уральских" простираний — положительными по краям и отрицательными в центре. В антиклинорных структурах они более дифференцированы: в пределах гнейсового (гнейсоамфиболитового) ядра характерны линейные аномалии северо-восточного простирания в сланцевом обрамлении — субмеридионального и "уральского" простираний.

Особенности метаморфогенно-метасоматической зональности гнейсово-мигматито-

вых комплексов можно показать на примере Талдыкского комплекса, для которого, так же как и для других мигматитовых комплексов Уральского подвижного пояса, характерны два структурных элемента: гнейсовое ядро и его сланцевое обрамление.

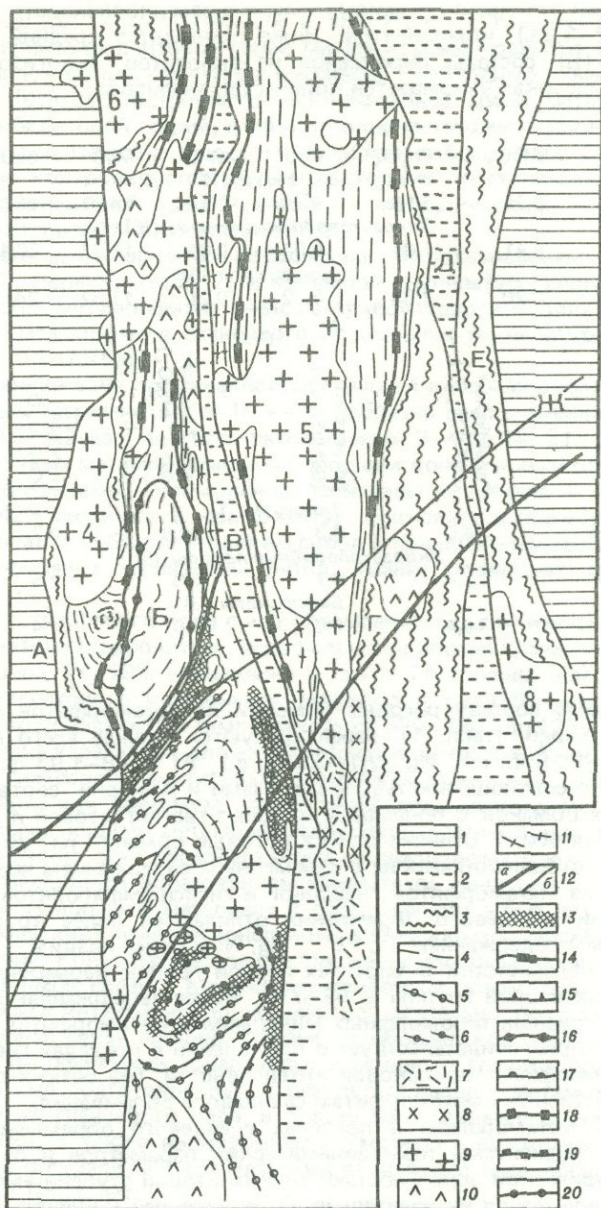
Породы, слагающие ядро, по литолого-петрографическому составу и структурному положению относятся к двум сериям. В разрезе нижней серии резко преобладают биотитовые, гранат-биотитовые и силлиманит-биотитовые плагиогнейсы; амфиболиты, амфиболовые и биотит-амфиболовые плагиогнейсы играют здесь подчиненную роль. В разрезе верхней серии резко преобладают амфиболиты, амфиболовые и биотит-амфиболовые плагиогнейсы, часто с клинопироксеном и гранатом; биотитовые, гранат-биотитовые и силлиманит-биотитовые плагиогнейсы вместе со слюдистыми и графитистыми кварцитами образуют мощные выдержанные пачки и прослои лишь в нижней и средней частях разреза этой серии.

В разрезе сланцевого обрамления выделяются также две серии метаморфитов. Нижняя серия (гнейсо-сланцевая) характеризуется обилием кристаллических сланцев и гнейсов с биотитом, мусковитом (часто совместно), гранатом, кианитом, реже ставролитом. Разрез этой серии завершается графитистыми и слюдисто-графитистыми кварцитами, переслаивающимися с двуслюдяными, гранат-двуслюдяными и актинолитовыми сланцами. Для верхней серии (кварцито-филлитовой) характерно обилие низкотемпературных сланцев с эпидотом, актинолитом, серицитом, альбитом, кальцитом, тальком, а также углисто-графитистых, графитистых и слюдистых микрокварцитов и сланцев.

Региональный метаморфизм в пределах гнейсового ядра отличается стабильными термодинамическими параметрами, соответствующими силлиманитовой ступени амфиболитовой фации. Термальная ось имеет северо-восточное простирание и совпадает с направлением структурной оси (рис. 1). Изограды силлиманита, клинопироксена, буровато-зеленой роговой обманки и граната, содержащего 18—24% пиропового и 58—75% альмандинового компонентов, практически совпадают. Ниже приводятся средний химический (А) и компонентный (Б) составы гранатов из эклогитов и эклогитоподобных пород, пегматитов и метаморфических пород (в скобках указывается количество анализов):

А							
SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO
41,23	0,34	19,23	1,81	16,40	0,51	8,86	9,58
<i>Эклогиты (2)</i>							
39,15	0,66	19,90	3,30	18,19	0,38	7,65	7,53
<i>Эклогитоподобные породы (8)</i>							
36,55	0,23	19,97	2,27	18,62	18,67	0,97	1,93
<i>Пегматиты (14)</i>							
37,35	0,46	13,50	11,98	6,61	0,46	0,85	27,87
<i>Базификаты (7)</i>							
35,27	2,53	19,17	4,37	34,72	0,85	1,27	1,10
<i>Щелочные метасоматиты (2)</i>							
37,89	0,63	19,87	7,87	21,33	1,18	5,16	6,00
<i>Метаморфиты гнейсо-амфиболитовой серии (18)</i>							
37,09	0,49	20,43	10,12	23,19	1,74	3,46	3,45
<i>Метаморфиты гнейсо-сланцевой серии (20)</i>							

Б				
Альмандин	Пироп	Спессартин	Андрадит	Гроссуляр
35,9	35,4	1,1	5,6	22,0
<i>Эклогиты (2)</i>				
43,6	32,3	0,9	10,7	12,4
<i>Эклогитоподобные породы (8)</i>				
43,8	3,7	48,5	4,0	—
<i>Пегматиты (14)</i>				
12,1	3,6	1,1	40,2	43,0
<i>Базификаты (7)</i>				
89,2	5,4	2,1	3,4	—
<i>Щелочные метасоматиты (2)</i>				
59,7	22,8	3,0	13,2	0,13
<i>Метаморфиты гнейсо-амфиболитовой серии (18)</i>				
69,3	15,4	4,2	9,5	1,6
<i>Метаморфиты гнейсо-сланцевой серии (20)</i>				



Метаморфогенно-метасоматическая зональность в мигматитовых комплексах Восточно-Мугоджарского поднятия

Структурно-фациальные зоны: А — Западно-Мугоджарская зеленокаменная, Б — Талдыкский мигматитовый комплекс, В — Балкымбайский грабен, Г — Кайрактинский мигматитовый комплекс, Д — Старо-Карабутацкий грабен, Е — Текеледьтауский мигматитовый комплекс, Ж — Иргизская зеленокаменная зона. 1 — эффузивы базальтовой формации (S); 2 — терригенные отложения молдасовой формации (D_3-C_1) и диабазы (S); 3 — метаморфиты кварцито-филлитовой серии (PR_3-C); 4 — метаморфиты гнейсо-сланцевой серии (PR_3-C); 5 — метаморфиты гнейсо-амфиболитовой серии (PR_{2-3}); 6 — метаморфиты гнейсовой серии ($PR_?$); 7 — эффузивы андезит-липаритовой формации; 8 — кварцевые сиениты; 9 — граниты; 10 — диориты и тоналиты; 11 — гнейсо-граниты; 12 — разломы: а — глубинные, б — оперяющие; 13 — зоны кислотного выщелачивания; изограды: 14 — актинолита, 15 — ставролита; 16 — кианита, 17 — альмандинового граната, 18 — пироп-альмандинового граната, 19 — диопсида, 20 — силлиманита. Массивы (цифры на схеме): 1 — Милысайский, 2 — Тастысайский; 3 — Ачисайский, 4 — Борлинский, 5 — Кайрактинский, 6 — Бугетсайский, 7 — Белькопинский, 8 — Акбулаксайский

Клинопироксен отличается высоким содержанием диопсидового (55–71%) и низким жадеитового (2–3,3%) компонентов. Ниже приводятся средний химический (А) и компонентный (Б) составы пироксенов из эклогитов, эклогитоподобных пород и базификатов (в скобках указывается количество анализов):

А									
SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
49,90	0,33	9,21	5,16	4,70	0,10	14,87	13,06	2,47	0,15
47,77	0,89	8,41	1,68	6,57	0,06	11,73	20,11	1,12	0,29
51,70	0,11	3,20	2,33	5,02	0,21	11,32	24,07	0,41	0,10
Б									
Диопсид (CaMgSi ₂ O ₆)	Жадеит (NaAlSi ₃ O ₆)	Геденбергит (CaFe ³⁺ Si ₃ O ₆)	Иогансенит (CaMnSi ₂ O ₆)	Fe ³⁺ -Ал-миннал (CaFe ³⁺ AlSiO ₆)	Тi-миннал (CaTiAl ₂ O ₆)	Ал-миннал (CaAl ₂ SiO ₆)			
48,3	19,5	14,0	0,3	13,8	0,7	3,4			
51,3	8,6	21,4	0,7	5,0	2,5	10,5			
68,7	3,1	16,4	1,0	7,0	1,4	2,4			

По химическому составу роговые обманки из метаморфитов гнейсовой и гнейсо-амфиболитовой серий (табл. 1) характеризуются прежде всего высокими содержаниями Ti (0,13–0,25 ф. е.), Mg (2,1–3,6 ф. е.), Al (1,88–1,93 ф. е.) и щелочей (до 0,4–0,6 ф. е.). По соотношению Al_{IV} с щелочами и Al_{VI} они соответствуют среднему составу роговых обманок с тенденцией к эденит-гастингситовой и гастингсит-чермакитовой разновидностям. В отличие от них роговые обманки из гнейсо-сланцевой серии более близки к роговым обманкам с переменным содержанием чермакитового компонента. Биотиты из метаморфитов гнейсовой и гнейсо-амфиболитовой серий по сравнению с биотитами сланцевого обрамления отличаются более крупным размером чешуй, повышенным содержанием Ti, Fe³⁺, Mg, Na и более низким — Al и Fe²⁺ (табл. 1). Коэффициенты железистости в биотитах первой группы варьируют в пределах 50,5–57,1%, в биотитах второй группы — 59–71%. Более выдержанная однородность химического состава главных типоморфных минералов в метаморфитах гнейсовой и гнейсо-амфиболитовой серий свидетельствует о проявлении в пределах гнейсо-амфиболитового купола метаморфизма одинаковой интенсивности, без резких скачков температур и давлений, свойственных метаморфитам сланцевого обрамления.

Региональный метаморфизм в пределах сланцевого обрамления характеризуется более резкими градиентами термодинамических параметров и соответственно более четкой метаморфической зональностью: от кианитовой ступени амфиболитовой фации до зеленосланцевой фации включительно. От внутренней к внешним зонам выделяются изограды кианита, существенно альмандинового граната (пиропового компонента — 1–16%, спессартинового — 4–23%), сине-зеленой роговой обманки, буровато-зеленого бедного титаном биотита и хлорита. Термальная ось имеет "уральское" направление. Конформность изоград с внешним контуром антиклинорных структур свидетельствует о взаимосвязи регионального метаморфизма с ранним этапом формирования уральской геосинклинали. О сопряженном развитии регионального метаморфизма с формированием смежных синклинорных зон с эвгеосинклинальным режимом также свидетельствуют минеральные парагенезисы типа Барроу.

Показатель фациального уровня регионального метаморфизма — степень мигматизации [1] и генетический тип мигматитов [10, 11]. Самая высокая степень мигматизации отмечается в метаморфитах гнейсовой и гнейсо-амфиболитовой серий. В гнейсо-сланцевом обрамлении мигматиты наблюдаются во внутренних зонах или тяготеют к

экзоконтактовым частям параавтохтонных и аллохтонных гранитоидных массивов. В метаморфитах кварцито-филлитовой серии мигматиты наблюдаются лишь в экзоконтактовых ореолах аллохтонных гранитных массивов. Необходимо отметить, что палингенные мигматиты (вениты) встречаются исключительно среди метаморфитов гнейсовой и гнейсо-амфиболитовой серий, а инъекционно-метасоматические как в ядерных частях куполов, так и в гнейсо-сланцевом и сланцевом обрамлении. Степень мигматизации в этом случае контролируется двумя факторами: тектоническим — наличием разломов или зон повышенной трещиноватости и магматическим — наличием массивов параавтохтонных и интрузивных гранитоидов.

Физические условия метаморфизма определены с использованием геотермометров и геобарометров Л.Л. Перчука (табл. 2) и начальной температуры деструкции кристаллического графита. Для метаморфитов гнейсо-амфиболитового купола $T = 550-760^{\circ}\text{C}$, $P = 6-9$ кбар; для метаморфитов сланцевого обрамления температура изменяется от $350-450$ до 620°C , $P = 4-7$ кбар.

В узлокализированной зоне протяженностью свыше 4 км среди амфиболитов гнейсо-амфиболитовой серии встречено более 10 кулисообразно расположенных линз эклогитов мощностью от 0,5–1,2 до 7 м и протяженностью от 3–4 до 18–21 м. По отношению к складчатым структурам метаморфических пород они конформны и обладают четкими прямолинейными контактами. Типоморфные минералы эклогитов — пироп-альмандиновый гранат (29–42% пиропового компонента), клинопироксен-омфацит (19,5% жадеитового компонента) и субкальциевый амфибол с повышенным содержанием Na_2O . Из акцессорных минералов характерны рутил, кианит, ставролит, муассонит и корунд.

В зоне сопряжения гнейсового ядра с его обрамлением также изучены барофильные парагенезисы с кианитом, ставролитом, пироп-альмандиновым гранатом (12–42%grossуляра, 29–32% пироба, 24–29% альмандина и менее 1% спессартина), клинопироксеном с 7,4–10,1% жадеитового компонента, амфиболом ряда барруазита, рутилом и муассонитом. Они образовались при температурах от $580-760^{\circ}\text{C}$ и P от 7–9 до 13–15 кбар, что вообще характерно для эклогитов и эклогитоподобных пород.

Таким образом, гнейсово-мигматитовые комплексы Мугуджар сформировались в результате проявления, как минимум, двух этапов регионального метаморфизма, сопровождавшихся последующими метаморфогенно-метасоматическими преобразованиями. Ранний (доуральский) этап регионального метаморфизма проявился в пределах гнейсового ядра и завершился образованием мигматитов венитового типа и не сопровождался генерацией гранитного материала и обособлением его в виде крупных массивов. Поздний (уральский) этап регионального метаморфизма проявился в породах сланцевого обрамления. Концентрическое расположение изоград в пределах обрамления свидетельствует о прямой связи с внутренним тепловым полем, обусловленным растяжением земной коры и интенсивной вулканической деятельностью в смежных синклинорных зонах. Подобная связь тепловой энергии с кинематикой сиалических зон стала причиной четкой метаморфической зональности и мощного гранитообразования. Плавлению подвергались уже подготовленные в результате раннего метаморфизма громадные толщи мигматитов гнейсового ядра, в пользу чего свидетельствуют данные абсолютной геохронологии, а также полихронные пегматиты с возрастом от 370–460 до 720 млн. лет и более и скиалиты с мигматитами венитового типа, абсолютный возраст которых превышает 1 млрд. лет.

Длительная тектоно-магматическая и метаморфическая эволюция гнейсово-мигматитовых комплексов обусловила многоактные метасоматические преобразования метаморфических пород с образованием сложных полиминеральных комплексов. Примером являются зоны метасоматитов в обрамлении гнейсового ядра и в восточном экзоконтакте параавтохтонных гранитоидов Мильсайского массива на широте рек Улыталдык и Балаталдык. Общая протяженность второй зоны превышает 15 км при ширине от 6–9 км на юге до 1,2–1,5 на севере. Для всей зоны в целом характерна следующая зональная метасоматическая триада: во внутренней части — мощная зона гранитизации, которая далее к востоку и западу сменяется симметрично расположенными, но более маломощными, до 600–800 м, зонами кислотного выщелачивания, сменяемыми далее зонами базификации мощностью от 12–15 до 60–80 м. На широте руч. Мильсай зоны базификатов мощностью до 120–150 м наблюдаются по обеим сторонам восточной зоны кислотного выщелачивания. По периферии гнейсового ядра изучена другая про-

Таблица 1. Средний химический состав биотитов и амфиболов из кристаллических пород Восточно-Мугуджарского поднятия

Окисел	Серия		Пегматиты (3)	Гранитоиды борлинского комплекса (23)
	гнейсо-амфиболитовая (5)	гнейсо-сланцевая (8)		
Биотиты				
SiO ₂	<u>36,53</u> 35,66—38,02	<u>36,06</u> 34,36—37,26	<u>35,03</u> 34,10—35,80	<u>35,77</u> 33,00—38,52
TiO ₂	<u>2,68</u> 1,59—4,04	<u>2,98</u> 2,40—4,00	<u>2,40</u> 2,25—2,56	<u>3,19</u> 1,80—5,40
Al ₂ O ₃	<u>17,44</u> 15,58—19,58	<u>19,07</u> 17,92—20,02	<u>16,62</u> 15,20—17,67	<u>15,55</u> 12,69—18,45
Fe ₂ O ₃	<u>9,09</u> 2,45—16,30	<u>6,21</u> 2,37—9,34	<u>13,54</u> 7,55—18,96	<u>6,81</u> 2,39—14,38
FeO	<u>11,21</u> 3,25—18,25	<u>14,56</u> 11,23—17,70	<u>7,83</u> 1,80—13,70	<u>14,75</u> 4,66—19,04
MnO	<u>0,35</u> 0,21—0,59	<u>0,09</u> 0,03—0,28	<u>0,33</u> 0,28—0,42	<u>0,69</u> 0,33—1,04
MgO	<u>9,40</u> 7,60—12,19	<u>8,61</u> 7,11—9,92	<u>9,55</u> 8,06—10,80	<u>9,95</u> 3,82—13,30
CaO	<u>0,76</u> 0,10—1,53	<u>0,76</u> 0,11—2,94	<u>0,09</u> 0,0—0,28	<u>0,79</u> 0,07—4,01
Na ₂ O	<u>0,45</u> 0,30—0,60	<u>0,34</u> 0,24—0,50	<u>0,31</u> 0,21—0,36	<u>0,30</u> 0,12—0,60
K ₂ O	<u>7,51</u> 6,16—8,12	<u>7,44</u> 4,72—8,90	<u>6,07</u> 4,30—8,65	<u>8,06</u> 5,50—9,36

Таблица 1 (продолжение)

Окисел	Серия			Базификаты (2)	Кварцевый диорит (Ащисайский массив) (1)
	гнейсовая (1)	гнейсо-амфиболитовая (17)	гнейсо-сланцевая (10)		
Амфиболы					
SiO ₂	<u>36,87</u>	<u>44,42</u> 41,28—50,34	<u>44,17</u> 41,16—49,56	<u>39,60</u> 38,62—40,58	<u>49,10</u>
TiO ₂	<u>10,15</u>	<u>1,46</u> 0,28—3,60	<u>1,29</u> 0,80—2,00	<u>6,10</u> 4,80—7,40	<u>0,77</u>
Al ₂ O ₃	<u>8,17</u>	<u>11,96</u> 7,06—15,48	<u>12,06</u> 6,28—16,30	<u>8,35</u> 8,19—8,51	<u>7,40</u>
Fe ₂ O ₃	<u>5,48</u>	<u>3,87</u> 1,73—7,55	<u>4,25</u> 3,08—6,87	<u>10,88</u> 9,12—12,64	<u>4,09</u>
FeO	<u>18,68</u>	<u>10,91</u> 6,04—15,00	<u>11,53</u> 6,04—16,60	<u>13,20</u> 12,23—14,17	<u>8,50</u>
MnO	<u>0,60</u>	<u>0,22</u> 0,07—0,37	<u>0,17</u> 0,07—0,34	<u>0,23</u> 0,22—0,24	<u>0,36</u>
MgO	<u>7,03</u>	<u>11,54</u> 8,43—16,95	<u>11,02</u> 6,82—17,81	<u>10,33</u> 9,58—11,08	<u>14,63</u>

Таблица 1 (окончание)

Окисел	Серия			Базифи каты (2)	Кварцевый диорит (Ащисайский массив) (1)
	гнейсовая (1)	гнейсо-амфибо- литовая (17)	гнейсо-сланце- вая (10)		
А м ф и б о л ы					
CaO	8,86	10,86 9,21—12,59	11,14 10,52—12,04	8,10 7,25—8,95	11,18
Na ₂ O	0,96	1,53 0,73—2,18	1,25 0,66—1,64	1,39 1,38—1,40	0,92
K ₂ O	0,07	0,65 0,15—1,22	0,65 0,24—1,28	0,70 0,60—0,80	0,55

Примечание: в скобках — число анализов; в числителе — среднее, в знаменателе — предел колебаний состава.

Таблица 2. Составы сосуществующих амфиболов, биотитов, клинопироксенов и гранатов и температуры их равновесий, определенные по диаграммам Л.Л. Перчука за 1967 г.

№ анализа	Серия	Mg		T ° C
		Mg + Fe + Mn		
		Амфибол	Гранат	
Б-18/2	Гнейсо-амфи бо литовая	0,601	0,280	640
К-11		0,680	0,373	660
МН-47/2		0,544	0,343	750
П-26		0,671	0,383	670
МН-37/2		0,672	0,320	620
	Гнейсо-сланцевая			
МН-64/2		0,663	0,211	505
МН-72		0,578	0,284	650
П-11/7		0,421	0,022	350
П-84		0,625	0,239	600
		Биотит	Гранат	
Б-54/1	Гнейсо-амфи бо литовая	0,570	0,173	630
Б-85		0,409	0,164	660
	Гнейсо-сланцевая			
МН-37/К		0,535	0,261	670
МН-37/5		0,612	0,101	470
МН-62а		0,422	0,082	520
МН-67/2		0,478	0,240	670

Таблица 2 (окончание)

№ анализа	Группа	Ca		T ° C
		Ca + Na + K	Ca + Mg + Mn	
		Клинопироксен	Гранат	
С-2г	Эклогиты	0,89	0,33	580
С-15г		0,86	0,41	550
С-8г		0,87	0,44	550
С-18г		0,86	0,40	550
С-9г		0,98	0,94	400—450
М-104г	Скарноиды	0,96	0,99	400—450

тяженная (свыше 20 км) зона гранитизации Si-K этапа мощностью до 0,3–0,5 км, которая сменяется более маломощной, до 30–40 м, зоной кислотного выщелачивания с промышленной концентрацией силлиманита. В полосе сопряжения гнейсового ядра и сланцевого обрамления изучена мощная (0,3–0,5 км на юго-западе и до 2,5–3 км на северо-востоке) и протяженная (более 18 км) зона кислотного выщелачивания с многочисленными линзами кианитовых алюмокварцитов.

Особенности внутреннего строения этих метасоматических зон в основном согласуются с моделью метасоматической зональности, разработанной Д.С. Коржинским [6], и концепцией формирования зональных метасоматических триад В.В. Жданова и Л.Н. Дуденко [2, 3]. В зависимости от характера изменения кислотности и щелочности ими были охарактеризованы прогрессивная и регрессивная стадии процесса. Регрессивная стадия имеет место при прохождении более низкотемпературной кислотно-основной волны. В результате происходит наложение новообразованных зон на ранее сформированные зоны прогрессивной стадии процесса. При совпадении рН растворов возникает эффект интерференции типа "усиления оснований основаниями" [7]. В этом случае увеличивается кислотность и щелочность конкретной зоны. При несовпадении рН растворов образуются сложные полиминеральные комплексы. Рудообразование приурочено, как правило, к участкам максимальной дисперсности.

В процессе гранитизации различных по составу плагиогнейсов образуются биотитовые и двуслюдяные гранитогнейсы и теневые мигматиты, в которых сохраняются текстурно-структурные особенности исходных пород. Гранитизация амфиболитов сопровождается последовательным замещением одних минералов другими и закономерной сменой химического состава пород от габбро до гранодиорита и плагиогранита включительно. В экзоконтактных ореолах массивов интрузивных гранитоидов широко проявлены процессы порфиробластической микроклинизации, которые развиваются во всех породах субстрата — плагиогранитогнейсах, гнейсах и амфиболитах — и сопровождаются образованием железистого граната (до 89% альмандина), эпидота, цоизита, кальцита, мусковита и актинолита. Магнетит при этом замещается гранатом и биотитом, плагиоклаз — микроклином, биотит — мусковитом. В конечную стадию образуются кварц-микроклиновые, существенно микроклиновые и альбит-микроклиновые метасоматиты.

Физико-химическая направленность процесса гранитизации выражается в увеличении в породах щелочей и кремнезема и выносе оснований. Концентрация мафических компонентов и извести в ряде случаев приводит к образованию базификатов различного состава: скарноидов и мономинеральных амфиболовых пород. В кислотную стадию образуются анхимономинеральные кварцевые линзы и гнезда, иногда с гематитом и рутилом. Кроме основных петрогенных элементов, в процессе гранитизации осуществляется мобилизация и вынос таких микроэлементов как Zr, Zn, Cu, V, Co, Ni, Cr, Ag, Au, Ga и др.; в кислотную стадию совместно с кремнеземом происходит осаждение Fe, Ti и частично Mo, W, Ag, Au. В базификатах Si-На этапа содержится до 50 г/т Ge, а в базификатах Si-K этапа — 10–20 г/т Mo и 30–50 г/т W (минеральная форма соответственно молибденит и шеелит).

Процессы кислотного выщелачивания характеризуют определенный этап в едином звене метасоматических преобразований. Сущность их заключается в инертном поведении SiO_2 и Al_2O_3 ; другие петрогенные окислы приобретают дифференциальную подвижность и переходят в раствор. Концентрация глинозема и кремнезема осуществляется прежде всего вследствие выноса щелочей [4, 7, 8]. Процессы кислотного выщелачивания связаны с гранитизацией единством метаморфических минералообразующих растворов и представляют ее логическое завершение [9]. Метасоматиты с обилием кварца, мусковита, силлиманита (фибролита), кианита, аргиллита и других глиноземистых минералов названы алюмокварцитами. Характерно, что алюмокварциты с силлиманитом приурочены лишь к внутренним частям гнейсово-мигматитовых куполов, а с кианитом — к зонам избыточного давления и, в первую очередь к полосе сопряжения гнейсового ядра с его сланцевым обрамлением, т. е. минеральная форма Al_2SiO_5 прежде всего определяется термодинамическим режимом минералообразования. При этом для всех без исключения случаев характерно то, что алюмокварциты с кианитом образуются в зонах сжатия, а с силлиманитом — в зонах растяжения.

Минеральные ассоциации кислотной стадии позволяют отчетливо проследить эволюцию вещественного состава преобразуемых пород. В высокотемпературный этап, т. е.

в период перехода от микроклинизации и альбитизации к окварцеванию, растворы характеризуются высоким потенциалом щелочей. Появляются пучковатые агрегаты силлиманита в тесном сростании с кварцем. При более низких температурах вместо силлиманита образуется мусковит. В высокотемпературных условиях кварц-силлиманитовый агрегат замещает почти все минералы: полевые шпаты, биотит, гранат, мусковит и др. При более низких температурах наблюдается замещение полевых шпатов серицитом (мусковитом), биотита и граната — мусковитом и хлоритом, силлиманита — мусковитом. В гидротермальную стадию в околожильных породах и метасоматитах образуются низкотемпературный кварц, кальцит, хлорит, флюорит, пирит и другие сульфиды.

Во внутренних зонах метасоматических колонок отмечается четкая индивидуализация кварца и алюмокварцитов с повышенным потенциалом натрия в завершающие стадии метасоматоза, в промежуточных зонах, наоборот, увеличивается потенциал калия. Глинозем здесь связывается в серицит и мусковит. Они замещают полевые шпаты и имеют реакционные взаимоотношения с силлиманитом. Во внешних зонах колонок образуются гидрослюды (серицит + иллит), аргиллит, карбонат, хлорит, альбит, кварц, пирит и др. Кроме того, отмечаются крупные призматические кристаллы турмалина до 6—7 см в длину.

Пример алюмокварцитов с силлиманитом — метасоматиты рудопроявления "Подкова", расположенного в среднем течении руч. Жинишке, крупного левого притока р. Каинда. Состав метасоматитов (в %): кварц — 50—75, силлиманит — от 16—18,5 до 39,9, пирит — 5,8, мусковит — 2—5. Характерна следующая зональность: внешняя зона — аплитовидные гнейсы с нодулями кварц-силлиманитового состава; внутренние — пирит-мусковит-силлиманитовые метасоматиты; в осевой части — блоки кварца. Кроме перечисленных минералов, характерны рутил, турмалин, гранат, флюорит, молибденит. В некоторых разновидностях отмечается до 12—15% пирита. Во вмещающих породах происходит частичное или полное осаждение выщелоченных компонентов — CaO , ΣFe , частичное — Al_2O_3 и P_2O_5 с образованием кальцита, эпидота, мусковита, корунда, апатита, ильменита и гематита.

Метасоматиты с кианитом изучены в пределах месторождений Китарсай, Студенческое и Бригадное, расположенных в полосе сопряжения гнейсового ядра с его сланцевым обрамлением. Они характеризуются значительной протяженностью — до 600—700 м при общей мощности до 40—60 м. Повышенные концентрации кианита — от 18—20 до 28—30% — наблюдаются в осевых частях зон в кулисообразно расположенных линзах мощностью от 2—3 до 22—25 м, протяженность от первых десятков метров до 220—260 м. Кианит ассоциирует с буровато-зеленым биотитом, гранатом, мусковитом, альбитом, кварцем, реже ставролитом. Вмещающие породы — кианитсодержащие гранат-биотитовые и биотитовые сланцы и гнейсы. Кианит ранней генерации образует крупные — до 3—3,5 см — планпараллельные шестоватые кристаллы, ориентированные согласно с кристаллизационной сланцеватостью породы. Гранат интенсивно корродируется кварцем. Плаггиоклаз и биотит замещаются мусковитом, кианитом и кварцем. В заключительную стадию кислотного выщелачивания наблюдается образование бледно-зеленого мусковита (парагонита), который имеет реакционные взаимоотношения с плаггиоклазом, гранатом и кианитом. Процесс мусковитизации сопровождается общим окварцеванием породы. В конечном итоге образуются мусковит-кварцевые метасоматиты.

Скарноиды (базификаты) связаны с высокотемпературной стадией гранитизации Si-Na и Si-K-го этапов. Первый тип ассоциирует с параавтохтонными гранитоидами, второй — с глубинными фациями интрузивных гранитоидов. По вещественному составу и геохимической специализации они заметно отличаются друг от друга.

Скарноиды первого типа образуются как в непосредственном контакте с конформными телами параавтохтонных гранитоидов, так и на значительном удалении от них, реже среди скиалитов субстрата. Обязательное условие их образования, кроме соседствующих гранитоидов, — наличие известково-магнезиальных вмещающих пород — плаггиоклазовых амфиболитов, соответствующих по химическому составу габбро. Обычно в экзоконтактных зонах образуются две-три маломощные чередующиеся линейные зоны скарноидов незначительной протяженности — до 30—40 м при мощности от первых метров до 25—30 м. Общая протяженность зоны базификации в западном экзоконтакте Булексайского массива составляет 4,5 км. Наиболее часты такие

минералы, как гранат андрадит-гроссулярового состава, эпидот, буровато-зеленая роговая обманка, диопсид.

Вторая группа скарноидов встречается в юго-западном экзоконтакте интрузивных гранитов Ачисайского массива. Вмещающие породы — биотитовые и гранат-биотитовые графитосодержащие гнейсы, полевошпатовые и графитистые кварциты. Скарнированию чаще всего подвергаются полевошпатовые кварциты, содержащие до 2—3% длинночешуйчатого графита. Мощность прослоев и линз кварцитов такого состава достигает 6—7 м и соизмерима с мощностью скарноидов. Минеральный состав их довольно пестрый. Наиболее часты такие минералы, как графит, кальцит, кварц, диопсид, гранат, цоизит, андалузит, апатит, сфен, менее часты клинохлор, микроклин, альбит, шеелит, молибденит, флюорит. Из элементов-примесей содержится до 30—50 г/т W, 10—20 г/т Mo, 2—3% P и 1—3% Ti. Присутствие в них андалузита и клинохлора обусловлено загрязненностью вмещающих пород глинистым материалом. Оптические свойства диопсида: $CNg = 44^\circ$; $Ng = 1,715-1,725$; $Np = 1,695-1700$; $Ng-Np = 0,025-0,028$. Эпидот обычно окрашен в аномально желтый цвет с заметным плеохроизмом. Гранат с высоким (до 42—45%) содержанием гроссуляра, часто аномально двупреломляющий, $Ng = 1,735$. Графит часто образует шлировые и гнездообразные скопления. Его присутствие, на наш взгляд, послужило барьером для изменения кислотности растворов и осаждения из них шеелита, молибденита и золота.

Кроме высокотемпературной стадии минералообразования, максимально проявленной в осевой части зоны, в отдельных участках отмечаются телескопированные метасоматические колонки с наложением более позднего низкотемпературного парагенезиса кварцево-сульфидной стадии: актинолит + кварц + хлорит + альбит + серицит ± халькопирит ± пирит ± галенит ± флюорит. В отдельных кварцевых жилах отмечаются весовые знаки золота, серебра, молибденита и шеелита. В высокотемпературную скарновую стадию отмечается интенсивное перераспределение и концентрация графита с образованием кварц-графитистого концентрата, содержащего до 65—70% тонко- и мелкокристаллического графита.

Железо-магнезиальные метасоматиты формируются во внешних зонах метасоматической колонки сопряженно с процессами фельдшпатизации и кислотного выщелачивания, при которых из вмещающих пород происходит вынос в первую очередь таких петрогенных элементов, как Fe, Ti, Mg и Ca. Благодаря относительно высокому содержанию магнетита (до 16—18%) они хорошо выражены в магнитном поле. Максимальные концентрации кристаллического магнетита (шлиры, гнезда) наблюдаются в лейкократовом, существенно альбитовом мобилизате в пограничной зоне с мафической частью породы.

Образование магнетитовых метасоматитов происходит на регрессивном этапе метасоматоза. Железо и титан, выносимые из вмещающих пород и частично при замещении титанисто-железистой роговой обманки известковистой в амфиболитах, диоритах и базификатах (скарноидах) в результате Si—Na метасоматоза, связываются в магнетит и сфен. Проявлены следующие стадии: рудная — альбитизация и образование магнетита и сфена, позднерудная — окварцевание и образование гематита и рутила, послерудная — образование хлорита и кальцита.

Статистическим анализом установлены сильные отрицательные корреляционные связи: ΣFe с SiO_2 и K_2O и, наоборот, сильные положительные между ΣFe и Na_2O . Поэтому процессы Si—K гранитизации и кислотного выщелачивания приводят практически к одинаковому результату — выносу железа и титана из исходных пород, а процессы альбитизации — к привносу и концентрации этих элементов. Максимальные концентрации минералов железа и титана наблюдаются в случае инертного поведения натрия при вполне подвижном калии и кремнеземе. Известь, высвобождающаяся в значительных количествах в процессе альбитизации и микроклинизации плагиоклаза, образует барьер для кислых растворов.

Результаты нейтронно-активационного анализа на золото охарактеризованных метасоматитов показали следующее: 1 — при процессах гранитизации золото мигрирует; 2 — осаждение золота происходит в зонах кислотного выщелачивания и базификации в случае резкой нейтрализации кислых растворов; 3 — роль осадителей играют вмещающие породы с повышенным содержанием органического вещества и извести; 4 — повышенные содержания золота наблюдаются, как правило, в участках максимальной дисперсности, для которых характерны сложные полиминеральные комплексы.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Бабошин В.А.* К методике изучения ультраметаморфических мигматитов в связи со стратиграфическим расчленением архейских пород Беломорья. — В кн.: Материалы по геологии Европейской территории СССР. Л., 1966, с. 198—217. (Тр. ВСЕГЕИ. Н.С.; Т. 114).
2. *Жданов В.В.* Рудообразующие метаморфо-метасоматические процессы. — В кн.: Метаморфогенное рудообразование: Тез. докл. IV Всесоюз. симпоз. по метаморфизму. Апатиты, 1979, с. 14—15.
3. *Жданов В.В., Дуденко Л.Н.* Региональная салит-мафитовая метаморфическая дифференциация и рудогенез. — В кн.: Межвуз. науч. темат. сб. М.: Наука, 1977, вып. 6, с. 85—90.
4. *Кейльман Г.А.* Мигматитовые комплексы подвижных поясов. М.: Недра, 1974. 134 с.
5. *Коржинский Д.С.* Кислотность—щелочность как главнейший фактор магматических и послемагматических процессов. — В кн.: Магматизм и связь с ним полезных ископаемых: Тр. II Всесоюз. петрогр. совещ. М.: Изд-во АН СССР, 1960, с. 163—198.
6. *Коржинский Д.С.* Режим кислотности и щелочности трансмагматических растворов. Л.: Наука, 1967, с. 163—169.
7. *Коржинский Д.С.* Трансмагматические потоки растворов подкорового происхождения и их роль в магматизме и метаморфизме. — В кн.: Междунар. геол. конгр. 23-я сес. Пробл. 1. Кора и верхняя мантия Земли. М.: Наука, 1968, с. 57—62.
8. *Кориковский С.П.* Кварц-силлиманитовая фация кислотного выщелачивания в гранито-гнейсовых комплексах. — Докл. АН СССР, 1963, т. 152, № 1, с. 187—190.
9. *Покровский А.В.* Метаморфические комплексы Южного Узбекистана. — Ташкент: Фан, 1974. 115 с.
10. *Саранчина Г.М., Шинкарев Н.Ф.* Петрология магматических и метаморфических пород. М.: Недра, 1973, с. 330—333.
11. *Саранчина Г.М.* Гранитоидный магматизм, метаморфизм и метасоматоз докембрия. Л.: Изд-во ЛГУ, 1972, с. 95—97.

УДК 553.3/4+551.71/72 (574)

К.Д. СУЛЕЙМЕНОВ, С.Г. КОГАЙ

К ПРОБЛЕМЕ МЕТАЛЛОГЕНИИ ДРЕВНИХ ТОЛЩ УЛУТАУСКОГО МЕГАНТИКЛИНОРИЯ

В Джебказган-Улутауском промышленном районе одна из важнейших задач в настоящее время — ускоренное развитие сырьевой базы медной, свинцово-цинковой и железорудной промышленности. В связи с этим в рассматриваемом районе необходимо расширить поисковые и поисково-оценочные работы. Наиболее перспективны в отношении поисков месторождений меди, оцинка, цинка и железа древние толщи Улутауского мегантиклинория, где комплексными геолого-геофизическими и геохимическими исследованиями за период 1963—1980 гг. выявлены многочисленные перспективные геохимические, геофизические аномалии и рудопроявления этих металлов.

В системе Улутауского мегантиклинория докембрийские отложения занимают площадь около 80 тыс. км². С перерывами эти отложения обнажены здесь на 360 км по простиранию при ширине полосы выходов около 75 км. С востока на запад в докембрийско-каледонском складчатом фундаменте выделяются Арганатинско-Кипшакский и Улутауский антиклинории и Карсакпайский синклинорий. Западнее их в структуре фундамента находятся Майтюбинский антиклинорий и Байконурский синклинорий, прослеживающиеся лишь в Южном Улутау. Каждая из древних структурных зон характеризуется разной полнотой стратиграфического разреза, в отдельных случаях — различиями в соотношениях между выделенными сериями и свитами, а также в их мощности.

По исследованиям Л.И. Филатовой, Ю.А. Зайцева и других в Улутауском мегантиклинории выделяются следующие докембрийские серии:

	Мощность, м		Мощность, м
1) бектурганская	500	7) кокчетавская	1200
2) аралбайская	6800	8) белеутинская	3000
3) карсакпайская	4000	9) коксуйская	3500
4) жииндинская	5600	10) акбулакская	1400
5) майтюбинская	9000	11) улутауская	1800
6) боздакская	3000		

Арганатинско-Кипшакский и Байконурский синклинории сложены неметаморфизованными толщами, принадлежащими к верхней части разреза докембрия. Улутауский

антиклинорий сложен преимущественно бектурганской серией кристаллических сланцев и гнейсов и аралбайской серией, состоящей из метаморфических сланцев первичной вулканогенной и вулканогенно-осадочной природы. Карсакапайский антиклинорий выполнен вулканогенными породами аралбайской, карсакапайской и перекрывающей их резко несогласно более молодой боздакской серией, представленной грубообломочными вулканогенно-осадочными и терригенно-карбонатными отложениями. Майтубинский антиклинорий сложен первично-вулканогенно-осадочными и вулканогенными толщами кислого состава. Эти структурные зоны разделяются крупными глубинными разломами.

Древние толщи обнажены в ядрах четырех поднятий: на севере мегантиклинория — в Аргантинском, в средней части — в Улутауском, южнее в Эскулинском и на юге — Карсакапайском.

За последние годы в результате проведенных площадных региональных и детальных геолого-геофизических, геохимических, тематических работ нами получены новые материалы по геологии и металлогении древних толщ, позволяющие с иных позиций рассматривать их перспективы на поиски месторождений различных полезных ископаемых. В частности, выявлен ряд проявлений и месторождений: 1) серно-колчеданное, колчеданно-полиметаллическое, медно-колчеданное оруденение (Тасты, Бозай, Каным, Сарысай, Абит, Кудук, Родиниковый, Кособа и др.), повсеместно ассоциирующие с субмаринными нижнепротерозойскими, спилито-кератофировыми формациями раннего этапа; 2) стратиформное свинцово-цинковое оруденение (Карамола, Актастюбе), связанное с углеродисто-сланцево-карбонатной формацией конечного этапа собственно геосинклинальной стадии; 3) редкометальное оруденение, приуроченное к гранитоидам орогенной стадии развития геосинклинальной системы.

Комплексный анализ геологических, геофизических и геохимических материалов с учетом генетической связи эндогенного оруденения с определенными геологическими формациями в соответствии с принятой историко-геологической периодизацией позволяет выделить в древних толщах Улутауского мегантиклинория следующие металлогенические зоны: в Северном Улутау — Кургасын-Маятасскую и Канымскую свинцово-цинковые, Бозайскую и Тастинскую медно-колчеданные, Сарытубинскую колчеданно-полиметаллическую; в Центральном Улутау — Западно-Улутаускую золото-колчеданно-полиметаллическую, Восточно-Улутаускую свинцово-цинковую; в Южном Улутау — Майтубинскую редкометальную, Восточно-Майтубинскую свинцово-цинковую, Карсакапайскую железнорудную (ранее известную), Восточно-Карсакапайскую свинцово-цинковую.

В пространственном размещении выделенных металлогенических зон наблюдается следующая закономерность: железнорудные, серно-колчеданные, медно-колчеданные металлогенические зоны приурочены к синклиниям (с базальтовым профилем магматизма), редкометальные — к антиклинориям, свинцово-цинковые — к крыльям антиклинориев, а колчеданно-полиметаллические — к крыльям синклинориев, чем определяется региональная металлогеническая зональность.

В пределах Аргантинского поднятия рудопроявления железа, серно-колчеданных и медно-колчеданных руд связаны с зеленокаменной толщей канымской свиты аралбайской серии нижнего протерозоя, а в пределах Карсакапайского синклинория — с зеленокаменной толщей карсакапайской серии нижнего протерозоя. Стратиформные свинцово-цинковые рудопроявления и месторождения в пределах Аргантинского поднятия приурочены к углеродистым филлитам, углеродисто-терригенным отложениям аралбайской серии (коскольская свита), а в пределах Улутауского антиклинория — к углеродистым сланцам бектурганской серии и характеризуются многоярусным строением (до 10 рудных тел по разрезу) и пластообразной формой. В пределах Карсакапайского поднятия стратиформные свинцово-цинковые рудопроявления и месторождения также связаны с углеродисто-кремнистыми формациями кентексайской, с углеродистыми кварцитами жиландысайской, углеродисто-терригенными породами колдыбайшокинской, углеродистыми филлитами тумурзинской и углеродисто-терригенно-карбонатной формацией кумолинской свит нижнего—среднего протерозоя.

В общей истории колчеданного и колчеданно-полиметаллического рудообразования Улутауского мегантиклинория намечаются три этапа. Первый (предрудный) выразился в образовании зон метасоматического изменения пород вдоль рудоконтроли-

рующих тектонических нарушений. Второй (вулканогенно-осадочный) был более сложным и отразился в формировании железорудно-серноколчеданного и колчеданно-полиметаллического оруденения в тектонически подготовленных зонах; пространственно и, возможно, генетически он связан со слабо дифференцированными вулканидами основного состава. Третий (собственно гидротермальный) включает в себя разнообразные трансформации первично отложенного вещества, проявленные как в период активного вулканизма (кислого состава), так и на последующих отрезках истории развития эвгеосинклинали, и завершается процессами регенерации руд под воздействием более поздних тектономагматических процессов.

Рудообразование в формациях конечного этапа развития эвгеосинклинали происходило также длительное время и в сложных условиях: сначала образовалось сингенетичное (стратиформное) первично-осадочное оруденение в углеродисто-терригенно-карбонатных отложениях, которое под влиянием более поздних тектономагматических процессов также частично или полностью было регенерировано (собственно гидротермальный этап).

Все рудопроявления и месторождения древних толщ Улутауского мегантиклинория четко отмечаются интенсивными (до 25% на фоне 2–3%) аномалиями ВП, ЕП (до – 1000 мВ), зонами низких сопротивлений ($\rho_k = 50–100 \text{ Ом} \cdot \text{м}$) и в аномальном геохимическом поле – ореолами рассеяния меди, свинца, цинка, молибдена, серебра, ванадия, сурьмы.

Выделенные металлогенические зоны представляют не только теоретический, но и практический интерес в отношении поисков месторождений свинца, цинка, меди, железа и заслуживают дальнейшего, более детального изучения. В связи с этим в районе необходимо шире развернуть поисковые и поисково-оценочные работы, причем детальные поисковые геолого-геофизические работы масштаба 1 : 10 000 необходимо сосредоточить:

1) с целью поисков месторождений медно-колчеданных руд в пределах развития зеленокаменных толщ карсакпайской серии на участках распространения высокопродуктивных вторичных ореолов рассеяния меди, свинца, серебра и проявлений меди;

2) с целью поисков стратиформных месторождений свинца, цинка и меди в пределах углеродистых толщ кентексайской, тумурзинской, колдыбайшокинской и кумолинской свит, где также имеются высокопродуктивные ореолы рассеяния свинца, цинка, меди и многочисленные рудопроявления этих металлов.

Поисково-оценочные горно-буровые работы необходимо проводить в первую очередь в пределах известных рудопроявлений свинца и цинка (Кудук, Малый, Родинков-ый, Абит, Арпабулак, Сарьсай и др.), связанных со сланцами (углеродистыми) бектурганской серии с целью их промышленной оценки.

УДК (551.163+553.3.078) :551.71/72 (575)

Л.Н. БЕЛЬКОВА, В.Н. ОГНЕВ

ЛИТОЛОГИЯ, МЕТАМОРФИЗМ И ОСОБЕННОСТИ МЕТАЛЛОГЕНИИ ДОКЕМБРИЯ СРЕДИННЫХ МАССИВОВ СРЕДНЕАЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА

Докембрийские комплексы метаморфических пород Среднеазиатского складчатого пояса характеризуются исключительной выдержанностью литолого-петрографического состава, регионального метаморфизма и металлогении. Только самый поздний, верхнерифей-вендский неметаморфизованный комплекс отличается от более древних формационным разнообразием [1–3].

Архейский комплекс в рассматриваемом регионе сложен кристаллическими породами и ультраметаморфическими образованиями: гнейсами, кристаллическими сланцами, амфиболитами, кварцитами, кальцифирами, мраморами, эклогитами, мигматитами, анатектитами. Для пород архея характерна углеродистость в виде графита и графитизированного, тонко распыленного углистого вещества. Разрезы архейских

пород имеют слоистое строение, обусловленное ритмичным переслаиванием пород разного состава. Внутри слоев местами наблюдается косая слоистость.

Состав архейских пород, реликты слоистых и косых текстур, псаммитовых и псефитовых структур, окатанность акцессорных минералов (циркона и ильменита), геохимические особенности и послойное распределение биогенного углеродистого вещества в породах свидетельствуют о том, что они образовались в конце архея в результате регионального метаморфизма ритмично-слоистых терригенных, песчано-алеврито-глинистых, терригенно-карбонатных, кремнистых, глинисто-кремнистых и карбонатных осадков.

В Западном Каратегине и Тахталыкской гряде среди обычной ассоциации кристаллических пород архея на разных стратиграфических уровнях присутствуют толщи конгломерато-анатектитовых гранито-гнейсов и конгломерато-сланцев мощностью по несколько десятков метров с ярко выраженными реликтами псефитовых структур.

С архейским комплексом связано сингенетичное с исходными осадками железное оруденение (железистые магнетитсодержащие кварциты) и рассеянная минерализация редких и некоторых других элементов.

Нижнепротерозойский комплекс представлен кристаллическими породами средней ступени регионального метаморфизма: кристаллическими сланцами (биотито-кварцевыми, биотито-ставролито-кварцевыми, биотито-гранато-кварцевыми и др.), мраморами, кварцитами, амфиболитами. Всем породам присуща очень тонкая ритмичная слоистость и углеродистость, особенно характерная для кристаллических сланцев. Кристаллические породы нижнего протерозоя образовались в конце раннего протерозоя за счет ритмично-слоистых глинистых и смешанных глинисто-карбонатных, глинисто-кремнистых и карбонатных осадков, содержавших значительные массы органического вещества (ОВ), накопившихся в условиях платформенного режима.

С углеродистыми разновидностями пород нижнего протерозоя Южного Тянь-Шаня и Кызылкумов связано сингенетичное с исходными осадками самородное и сульфидное оруденение благородных и цветных металлов, а также серно-колчеданное оруденение пластового типа, приуроченное к слоям углеродистых кристаллических сланцев.

Среднепротерозойский (нижнерифейский?) комплекс представлен очень тонкослоистой карбонатной формацией (мраморизованные доломиты и известняки) с подчиненными прослоями филлитов, кварц-хлоритовых и других, часто углеродсодержащих сланцев. По степени регионального метаморфизма средней протерозой отвечает низкой ступени фации филлитов и зеленых сланцев, резко отличаясь от глубокометаморфизованных пород архея и нижнего протерозоя, на которые он налегает несогласно, подстилаясь площадной корой выветривания.

Метаморфический комплекс среднего протерозоя образовался за счет глинистых, известково-глинистых и карбонатных тонкослоистых осадков, содержавших примесь ОВ. С углеродистыми породами связана сульфидная минерализация железа.

Среднерифейский комплекс во всех районах Средней Азии, кроме Среднего Тянь-Шаня, представлен субмиогеосинклинальными терригенными флишоидными формациями, большей частью богатыми ОВ. На фоне осадочных формаций резко выделяются вулканогенные формации Среднего Тянь-Шаня: ортофир-кварц-кератофирная формация свиты Большого Нарына и кварц-кератофирная формация кайнарской свиты хр. Большой Каратау. С углеродистыми осадочными формациями связана рудная минерализация благородных и цветных металлов осадочного генезиса. С вулканогенными формациями Среднего Тянь-Шаня связана минерализация железа и цветных металлов гидротермально-осадочного генезиса.

Верхнерифей-вендский комплекс отличается разнообразием формаций, отражающим дифференцированность тектонической зональности Средней Азии, возникшей после среднерифейской эпохи регионального метаморфизма и складчатости. В основном комплекс представлен терригенными и карбонатными флишевыми толщами, а также кремнистыми сланцами; в венде с ними ассоциируют тиллиты и тиллоиды (ледниково-морская формация).

Анализ материалов по литологии, метаморфизму и металлогении докембрия Средней Азии позволяет констатировать некоторые закономерности размещения рудной минерализации. Обращает внимание прежде всего тесная взаимосвязь рудного вещества с литологическим составом исходных осадочных пород, причем в концентрации рудного вещества важная роль принадлежит ОВ (углеродистым формациям).

В архейском разрезе углеродистое вещество не образует значительных скоплений; оно рассредоточено по всей толще кристаллических пород в точечной (тонкодисперсной) форме. В таком же распыленном состоянии обычно находится и рудное вещество: железо, благородные и другие металлы. В толщах нижнего протерозоя, где углеродистое вещество присутствует в значительном количестве почти во всех разновидностях парапород и главным образом в сланцах и кварцитах, составляя во многих прослоях до 50% объема, содержание металлов в углеродистых породах, как правило, значительно выше кларка, а местами образует рудные тела.

А.В. Сидоренко и Св. А. Сидоренко [6] убедительно показали, что углеродистое вещество докембрия, включая и нижний докембрий, имеет биогенную природу. Отсутствие значительных концентраций биогенного, а вместе с ним и рудного вещества в толщах архея зависит не от недостатка этих веществ в архейских бассейнах осадконакопления. Количество биогенной массы в архейских морях было соизмеримо даже с количеством этой массы в современных морях, отличаясь лишь примитивностью первичных форм жизни [5]. Также и общее количество рудного вещества в породах архея соизмеримо с его количеством в породах других комплексов докембрия. Причина, очевидно, в обстановке осадконакопления, которая существовала в архее и способствовала захоронению биогенного вещества именно в рассеянном состоянии. А вместе с ним в таком же состоянии осаждалось и рудное вещество. Региональный метаморфизм, как процесс изохимический, не обуславливал миграции и новой концентрации биогенного и рудного вещества, а приводил к их перекристаллизации.

Охарактеризовать обстановку архейского осадконакопления позволяет характер слоистости — наличие косых пачек, срезаемых вышележащими слоями, нередко с очень пологими углами. Это свидетельствует о том, что такие текстуры создавались в открытых и мелководных условиях под влиянием течений, периодически изменявшихся под воздействием ветров. В таких условиях осадки пребывали долгое время в окислительной среде, в которой ОБ осадка, главным образом его битумоидная часть, становилось осадителем металлов, успевало полностью разложиться, вследствие чего процессы концентрации и биогенного, и рудного вещества в архейском осадконакоплении были незначительны.

В раннем протерозое обстановка осадконакопления резко отличалась от архейской, насколько позволяют судить первичные отложения. Преобладающий глинистый состав исходных осадков, чрезвычайно тонкая слоистость, значительная углеродистость пород позволяют представлять процесс осадконакопления гораздо более медленным, чем в архее, и непрерывным, без переминов и переотложений. На дне накапливались илистые осадки, обогащенные органическим веществом. В застойных условиях было господство закисной, восстановительной среды, и битумоидная часть ОБ сорбировала все поступающие рудные вещества.

Общий состав рудной минерализации нижнего протерозоя сходен с архейским, так как архейские породы были источником рудного вещества. Рудная минерализация имеет экзогенное происхождение. Раннепротерозойская суша, сложенная архейскими породами, имела равнинный рельеф, на котором развивалась мощная площадная кора выветривания. Смыв коры давал в бассейны терригенный мелкообломочный, хемогенный и рудный материал.

В сходных условиях формировался чехол среднепротерозойской платформы. Из рудной минерализации в среднепротерозойских породах выявлена железо-сульфидная, приуроченная к углеродистым филлитам, но возможно и обнаружение других.

Более сложная картина рудной минерализации среднерифейского комплекса вырисовывается по формационно-металлогеническим зонам. Две из них — Южно-Тяньшань-Кызылкумская и Каратау-Таласская — несут в себе унаследованную от нижнего протерозоя минерализацию благородных и цветных металлов. Средне-Тяньшаньская зона активной подводной вулканической деятельности имеет медно-полиметаллический профиль рудной минерализации. Рудную минерализацию верхнерифей-вендского комплекса необходимо рассматривать также по зонам.

Роль процессов метаморфизма в рудогенезе необходимо изучать с геосторических позиций, четко определяя роль и значение как регионального метаморфизма, так и его локальных процессов, в том числе и диафтореза. Это прежде всего важно потому, что они играли различную роль в образовании и формировании месторождений полезных ископаемых, т.е. в накоплении и дальнейшем преобразовании рудного веще-

ства. Это обусловлено различной природой, сущностью, характером и временем проявления регионального метаморфизма и его локальных типов.

Региональный метаморфизм — процесс существенно изохимический и не сопровождался сколько-нибудь ощутимым привнесом и миграцией как петрогенных, так и рудных компонентов. Для регионального метаморфизма характерна перекристаллизация вещества в твердом состоянии, и лишь региональный метаморфизм архейской эпохи в местах развития анатексиса сопровождался метасоматозом с миграцией компонентов в ограниченных масштабах. В архейскую эпоху формировались месторождения и рудопроявления железа, марганца, графита и др. Роль ультраметаморфизма — анатексиса и связанного с ним метасоматоза — сводится к перераспределению рудного вещества в ограниченных масштабах (не выходящих за пределы комплекса). Форма тел различная, в том числе и секущая.

В раннепротерозойскую эпоху регионального метаморфизма сформировались месторождения железа (железистые кварциты Северного Нуратау и др.) и серного колчедана (Ачикташ, Чумкартау) первично-осадочного генезиса, тесно ассоциирующие с углеродистой формацией.

В рифейском комплексе за счет осадочного и гидротермально-осадочного рудного вещества образовывались месторождения цветных и благородных металлов Кызылкумского, Бодайбинского, Таласского и Удоканского типов. Роль регионального метаморфизма и здесь сводилась главным образом к перекристаллизации рудного вещества, содержащегося в исходных породах.

Роль локальных процессов метаморфизма в рудогенезе — различная и отличается от роли регионального метаморфизма. Наиболее важное значение в практическом отношении принадлежит гидротермально-метасоматическим процессам, связанным с подводным вулканизмом, в результате которого возникают месторождения цветных металлов и никеля. Этот тип оруденения, так же как и осадочный, образуется до регионального метаморфизма, который накладывался на сформировавшиеся рудоносные комплексы. Другие же процессы локального метаморфизма (контактовый, диафторез и пр.) накладывались на регионально-метаморфизованные толщи и содержащиеся в них стратифицированное оруденение осадочного и гидротермально-осадочного генезиса. При этом наложении обычно происходило перераспределение — растворение, перетолжение, вынос рудного вещества из регионально-метаморфизованных стратифицированных рудных тел, — а при рудоносности самих накладывавшихся гидротерм возможен был и привнос новых рудных компонентов и формирование метаморфогенных полигенных рудных тел различной формы, в том числе и секущей, в значительной мере обусловленной разрывной тектоникой. Роль диафтореза в процессах рудогенеза определяется рудоносностью гидротерм, под воздействием которых он происходил, и рудоносностью подвергшихся диафторезу пород.

Таким образом, региональный метаморфизм, проявлявшийся в основном в эпохи глобальной тектономагматической деятельности, и локальные процессы метаморфизма, связанные с конкретными локальными геологическими явлениями, играли различную роль в формировании месторождений полезных ископаемых; выявление роли различных типов метаморфизма имеет первостепенное значение для понимания генезиса месторождений, прогноза их поисков и разведки.

В заключение следует отметить, что главная роль в рудогенезе докембрия принадлежит длительным этапам образования осадочных и вулканогенно-осадочных формаций, т. е. седиментогенезу и гидротермально-метасоматическим процессам, связанным с подводным вулканизмом. Роль ультраметаморфического (анатектит-палингеного) гранитоидного магматизма и регионального метаморфизма в рудогенезе по традиции неоправданно преувеличивается.

ЛИТЕРАТУРА

1. Белькова Л.Н. Докембрий Тянь-Шаня и проблема регионального метаморфизма. Л.: Недра, 1978. 230 с.
2. Белькова Л.Н., Огнев В.Н. Этапы осадконакопления и корреляция нижнего докембрия Средней Азии. — В кн.: Корреляция докембрия. М.: Наука, 1977, с. 94—102.
3. Винниченко Г.П. Тектоника Центрального Памира. Душанбе: Дониш, 1979. 178 с.
4. Попов В.М. Стратифицированные свинцово-цинковые месторождения Тянь-Шаня. — В кн.: Геохимия осадочных пород и руд. М.: Наука, 1968, с. 3—18.

5. Сидоренко А.В., Борщевский Ю.А. Проблемы геохимической эволюции Земли в свете данных изотопной геологии докембрия. — В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Наука, 1979, вып. 5, с. 34—44.
6. Сидоренко Св.А., Сидоренко А.В. Органическое вещество в осадочно-метаморфических породах докембрия. М.: Наука, 1975. 140 с.

УДК 551.24

Т.Г. ПАВЛОВА

СЕДИМЕНТОЛОГИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ МЕТАМОРФИЗОВАННЫХ ДОКЕМБРИЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЦЕНТРАЛЬНОГО КАЗАХСТАНА И ЮЖНОГО УРАЛА

Седиментологический анализ отложений докембрия проведен для крупных комплексов пород Улутавского и Кокчетавского массивов западной части Центрального Казахстана, Восточно-Мугоджарского и Сысертско-Ильменогорского мегантиклинориев Восточно-Уральского поднятия. В основу исследования положен метод расчета компонентного (нормативно-минерального) состава осадочных пород по данным силикатных анализов, предложенный О.М. Розеном [10, 11]. Полученные количественные соотношения нормативных обломочных минералов (кварца, полевых шпатов), глинистых и карбонатных компонентов, нанесенные на диаграмму "минеральный состав — содержание кремнезема", характеризуют седиментационный ряд того или иного изучаемого комплекса. Использование трехкомпонентной диаграммы Ф. Петтиджона дает дополнительные данные о терригенной составляющей отложений [8].

В Улутавской докембрийской складчатой системе проанализированы породы порфиroidной и кварцито-сланцевой серий, слагающих Майтубинский и Улутауский антиклинории, и нижней, верхней железорудных серий, выполняющих Карсакпайский синклинорий. Наиболее древняя нижнерифейская порфиroidная серия (2500 м видимой мощности) сложена порфиroidами, образованными по липаритовым порфирамриолитам и их туфам, и в меньшей мере кварцитами. Вулканогенно-осадочные породы представляют собой аркозы с вариациями в соотношениях кварца и полевых шпатов с большой ролью нормативного ортоклаза среди последних (рис. 1, А, а, б). Глинистые минералы не превышают 18%, и среди них преобладает нормативная гидрослюда, в подчиненном количестве присутствует каолинит. Такая ассоциация минералов свидетельствует о высокой зрелости осадков, сопровождающих серию кремнекислых калиевых вулканогенных пород, и о щелочно-глиноземистом типе выветривания в процессе осадкообразования.

Вышеležающая кварцито-сланцевая серия отличается большим разнообразием пород. Она состоит из различных кварцито-сланцев, графитистых в основании разреза, кварц-полевошпат-слюдяных, хлорит-альбит-кварцевых и слюдяно-плагноклазовых, пара- и ортоамфиболитов, местами кварц-тремолитовых и кварц-диопсидовых пород. Мощность серии — до 2000 м. В составе серии выявлено два фациальных ряда седиментации: 1) терригенный с большой ролью глинистых и обломочных нормативных полевых шпатов и кварца; 2) карбонатный с примесью кварца (рис. 1, Б, а, б). Фациальные ряды отражают особенности палеорельефа, характеризую конседиментационное формирование антиклинориев Улутау [6]. Минеральные ассоциации глин отвечают щелочно-глиноземистому и магнезиально-железистому нормативным типам.

Нижняя и верхняя железорудные серии Карсакпайского синклинория состоят из чередования порфиroidов и порфиroidов, кварц-хлоридных и кварц-серицитовых сланцев, железистых и безрудных кварцитов и кварцито-сланцев. Общая мощность серий — 6000—7000 м. Породы этого крупного средне-верхнерифейского комплекса составляют два принципиально разных седиментационных ряда и на диаграмме Ф. Петтиджона представлены двумя полями фигуративных точек (рис. 1, В, а, б). Седиментационный ряд существенно глинистых пород содержит до 50% щелочно-глиноземистых и железисто-магнезиальных нормативных глинистых минералов с большой ролью хлорита, тогда как в другом ряду существенно песчаных отложений гли-

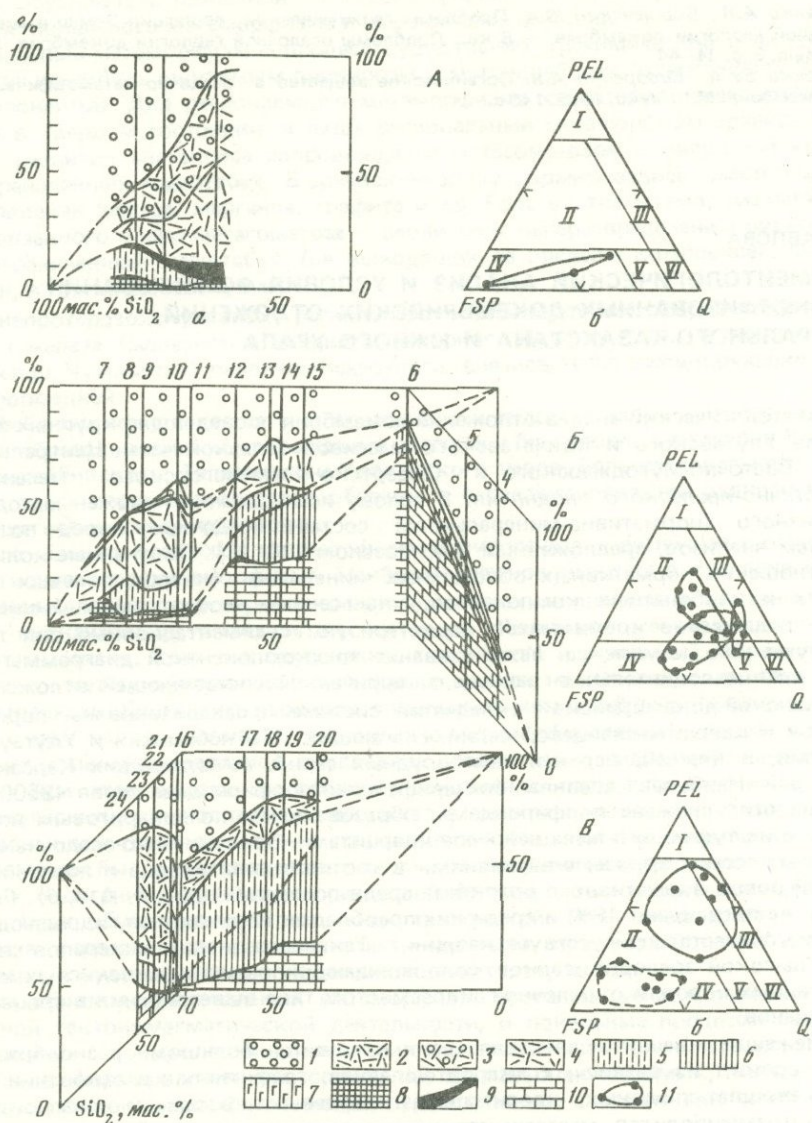


Рис. 1. Диаграммы нормативного исходного минерального состава седиментогенных пород Улутавского массива:

Серии: А — нижнерифейская порфиридная, Б — нижнерифейская кварцито-сланцевая, В — средне-верхнерифейских железорудных серий; на а — диаграмма "кремнекислотность — минеральный состав" [9], на б — диаграмма компонентного состава терригенной фракции (I — глины, II — грауваки, III — субграуваки, IV — аркозы, V — полевошпатовые кварциты, VI — кварциты (кварцевые песчаники) [8]). 1 — кварц; 2 — полевые шпаты; 3 — ортоклаз; 4 — плагиоклаз; 5—8 — глины: 5 — щелочно-глиноземистый компонент (иллит и монтмориллонит), 6—7 — железо-магнезиально-глиноземистый компонент, 8 — высокоглиноземистый компонент (каолинит); 9 — марганцево-железистый компонент (гетит и пиролюзит); 10 — карбонаты; 11 — поля фигуративных точек на диаграмме; 1, 2, 3...20 — номера анализов проб

нистые минералы не превышают 16% состава и представлены главным образом щелочно-глиноземистыми типами. Контрастность седиментационных рядов позволяет предполагать разные источники материала в процессе осадкообразования этих серий.

Сведения о разрезе Кокчетавского массива и анализ пересчетов слагающих его пород приведены по данным О.М. Розена [9, 12]. Наиболее древние образования этого райо-

на представлены существенно терригенной зерендинской серией дорифейского возраста. Мощность — до 7000 м. Нижне-среднерифейские образования сложены контрастной серией основных и кислых вулканогенных пород в западной части района и последовательно дифференцированными вулканитами в восточной (ефимовская серия). Сопровождающие их вулканогенно-осадочные отложения, метаморфизованные в зеленосланцевой фации, состоят из различных сланцев и кварцито-сланцев (железистых, графитистых и карбонатных). Мощность серии — до 5000 м. Выше лежащая боровская серия образована порфиридами с прослоями серицито-палевошпатово-кварцевых, хлорито-кварцевых, углистых сланцев, кварцитов и порфиритоидов. Завершает разрез докембрия никольско-бурлукская серия слабометаморфизованных основных эффузивных, кремнистых, обломочных и карбонатных отложений. Ее мощность — свыше 3000 м.

Зерендинская серия сложена главным образом сланцами и гнейсами (гранат-биотитовыми, гранат-мусковитовыми с силлиманитом, дистеном и кордиеритом), а также силикатными мраморами, пироксен-плагиоклазовыми породами, кварцитами и амфиболитами. Это — высокозрелые глинистые отложения с незначительным содержанием нормативных полевых шпатов (рис. 2, А, а, б). Во всех разностях установлен нормативный хлорит. Он преобладает над иллитом в породах с содержанием кремнезема менее 57% и находится в подчиненном количестве при более высоком содержании кремнезема. Породы представляли кварцевые песчаные глины, карбонатно-кварцевые песчаные глины и известняки. Незначительное количество в них обломочных полевых шпатов свидетельствует о большой зрелости процессов выветривания в области источника продуктов размыва и о слабом тектоническом расчленении рельефа.

На западном обрамлении Кокчетавского массива отложения ефимовской серии представляли зрелые кварцево-полевошпатовые пески и каолин-гётит-шамозитовые глины в ассоциации с известняками (рис. 2, А, а, б). Накопление этих отложений сопровождалось излияниями магнезиальных базальтов и риолитов. Восточнее Кокчетавского массива происходило образование пород последовательно дифференцированной известково-щелочной серии в ассоциации с вулканомиктовыми граувакками и магнезиально-хлоритовыми глинами (даутская свита ефимовской серии). Отложения этой серии представляют два контрастных седиментационных ряда: в первом преобладают глинистые и кварцево-полевошпатовые обломочные компоненты, во втором — глинистые и карбонатные. Полевошпатовые нормативные минералы играют незначительную роль.

Боровская серия представляет собой базальт-риолитовую бимодальную ассоциацию ("порфировую формацию"), сопровождаемую кварцевыми аренидами с титановыми и цирконовыми россыпями, песчаными глинами с гётитом (рис. 2, В, а, б). Примесь вулканического материала отражена в появлении хлорита ($f = 0,5$) и полевых шпатов. Накопление пород серии происходило на континентальном пенеплене при глубоком выветривании фундамента.

В строении Восточно-Мугоджарского мегантиклинория участвуют амфиболитовая (улыталдынская) свита, свита полевошпатовых гнейсов и сланцев (кандыкаринская) и пестросланцевая (борлинская) свита. Возраст всех трех свит, метаморфизованных до амфиболитовой фации в центральных частях структуры и в эпидот-альбит-амфиболитовой и зеленосланцевой краевых частях, условно принят как средне-верхнерифейский.

Свита амфиболитов, амфибол-плагиоклазовых и амфибол-биотитовых гнейсов с незначительным распространением графитистых биотитовых кварцито-гнейсов, мелких линз известняков и скарноидов залегает в основании разреза. Ее видимая мощность — 600–700 м. Помимо амфиболитов, представляющих метаморфизованные базальты, остальные типы пород по пересчетам силикатных анализов, заимствованных у А.А. Абдулина [1], слагают два принципиально различных седиментационных ряда, подобных отложениям Карсакпайского синклинория (рис. 3, А, а, б): ряд граувакк со значительным количеством глинистого материала отличается большим содержанием нормативного хлорита, а ряд аркозов содержит главным образом плагиоклазы и кварц.

Выше по разрезу залегает свита полевошпатовых гнейсов, составы которых соответствуют аркозам и кварцевым аркозам (рис. 3, Б, а, б). Среди обломочных компонентов, слагающих 45–95% пород, присутствуют нормативные кварц, плагиоклазы и ортоклаз, а среди глинистых наряду со щелочно-глиноземистой распространена и глиноземистая нормативная ассоциация. Содержание каолинита резко возрастает в свое-

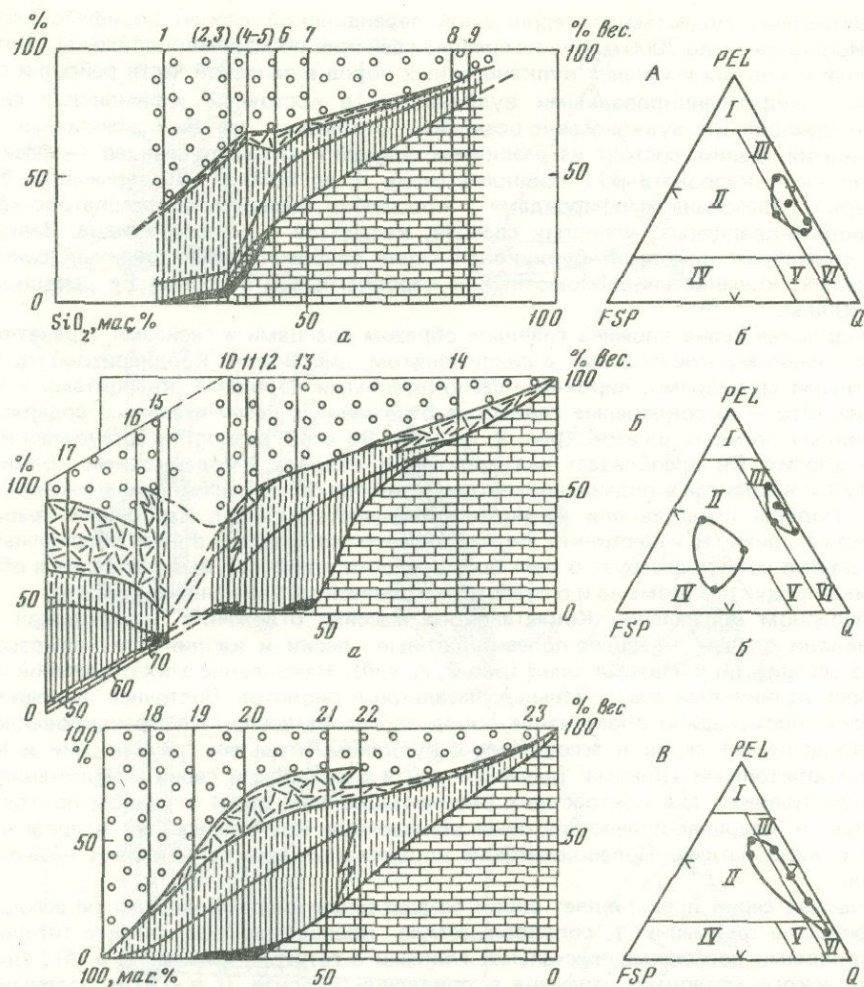


Рис. 2. Диаграммы нормативного исходного минерального состава седиментогенных пород Кокчетавского массива

Серии: А — дорифейская зерендинская, Б — нижне-среднерифейская ефимовская, В — верхне-рифейская боровская. Условные обозначения см. на рис. 1

образных конгломератовидных горизонтах с кварц-силлиманитовыми стяжениями, отмечающими местные перерывы в осадкообразовании. Повсеместно в породах отмечен нормативный гётит.

Вышеележащая пестросланцевая свита, породы которой метаморфизованы как в зеленосланцевой, так и в амфиболитовой фациях, представлена двуслюдяными и биотитовыми плаггиогнейсами, иногда с гранатом, кианитом или ставролитом, или мелкозернистыми слюдяно-кварцевыми и графитистыми сланцами. Ее мощность — 500—600 м. Нормативно-минеральные составы пород пестросланцевой свиты настолько широко варьируют, что наблюдаются очень разные соотношения между основными породообразующими компонентами (рис. 3, В, в, б). Так, среди нормативно-глинистых минералов встречаются как глиноземистые и щелочно-глиноземистые, так и железомagneзиальные компоненты. Среди обломочных минералов рассчитаны наряду с кварцем плаггиоклаз и ортоклаз. Такие широкие вариации в составах согласуются с ранее высказанным предположением об олистостромовой природе толщи, содержащей бескорневые тела антофиллитизированных гипербазитов [4].

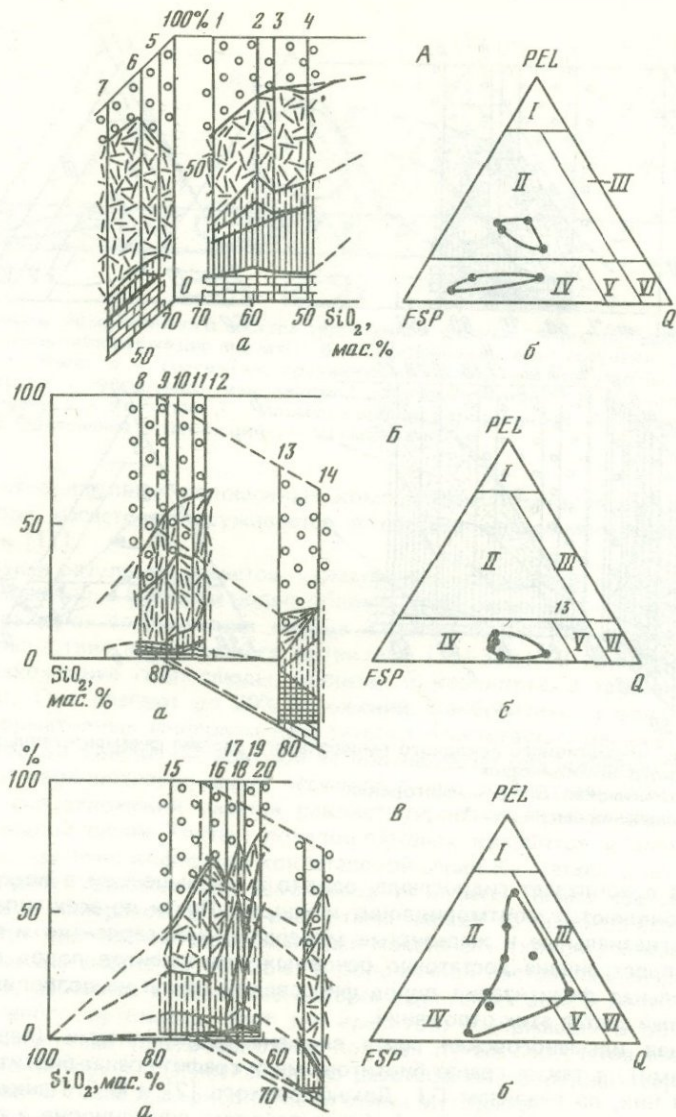


Рис. 3. диаграмма нормативного исходного минерального состава седиментогенных пород Восточно-Мугоджарского антиклинория

Свиты: А — амфиболитовая, Б — полевошпатовых гнейсов и сланцев, В — пестросланцевая. Условные обозначения см. на рис. 1

В пределах докембрийского Сыертско-Ильменогорского мегантиклинория известен дорифейский комплекс пород: селяннинская свита, представленная гранато-биотитовыми плагиогнейсами, часто с силлиманитом и графитом, чередующимися с амфиболитами и пироксен-плаггиоклазовыми сланцами, включающими линзы кальцифиров [13]. Верхний возрастной предел для нее — данные о метаморфизме пород с возрастом 1,85 млрд. лет [3]. Вышележащая часть разреза (фирсовская, ильменогорская и заозерная свиты) условно отнесена к рифею и может быть сопоставлена с разрезом Восточно-Мугоджарского антиклинория [5].

При пересчете анализов пород селяннинской свиты (по данным Г.Г. Домниковского [2]) на нормативно-минеральные компоненты получены характеристики, отвечающие слабogliнистым грауваккам и плагиоаркозам (рис. 4, А, а, б). Среди глини-

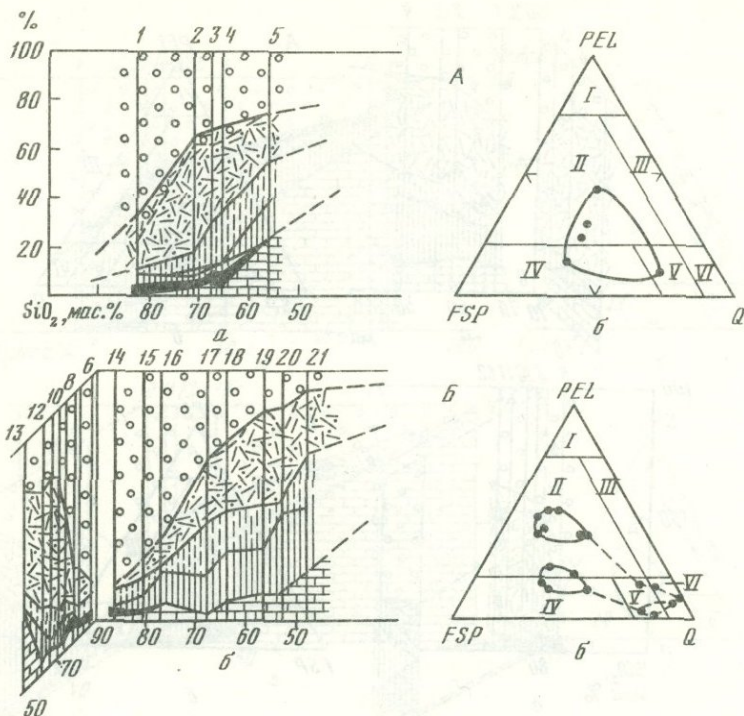


Рис. 4. Диаграммы нормативного исходного минерального состава седиментогенных пород Сысертско-Ильменогорского антиклинория
Свиты: А — селянжинская, Б — ильменогорская
Условные обозначения см. на рис. 1

тых минералов преобладает гидрослюда, однако с уменьшением в породах нормативного кварца появляются монтмориллонит и хлорит. Почти во всех типах пород отмечены такие магнезиальные и железистые минералы, как серпентин и гётит, характеризующие распространение достаточно основных компонентов пород в области размыва. Значительная фенитизация пород фирсовской свиты не позволила проанализировать первичный состав этих отложений.

Вышележащая ильменогорская свита сложена амфиболитами (первично-толеитовыми базальтами), а также гранат-биотитовыми и графит-гранат-биотитовыми плагиогнейсами. Для них, по анализам Г.Г. Домниковского [2] и Ю.Д. Панкова [7], так же как и для пород железорудных серий Карсакпайского синклиория и амфиболитовой свиты Восточно-Мугоджарского антиклинория, установлено два ряда седиментации. Первый представлен граувакками, состав которых варьирует от существенно плагиоклазового до кварцевого (рис. 4, Б, а, б), с большой долей нормативного хлорита. Второй ряд представлен аркозами, в составе которых глинистые минералы резко подчинены, но представляют все возможные типы нормативных минералов. Им часто сопутствует гётит.

В результате седиментологического анализа отложений докембрия Южного Урала и Центрального Казахстана установлены следующие типы первичных пород: песчаники, глины и известняки. Этот вывод не представлял бы интереса, если нельзя было бы проанализировать количественно вариации составов отложений, которые обеспечили все разнообразие метаморфических парапород разрезов.

Следует подчеркнуть, что, рассматривая группу песчаников, можно ожидать, что в отложениях находились и алевролиты того же состава и это не влияет на результаты интерпретации. В дальнейшем возможное присутствие алевролитов не упоминается для краткости изложения. Обломки пород, участвующие в отложениях типа аркозов и граувакк, в использованном расчете рассматриваются как дезинтегрированные квар-

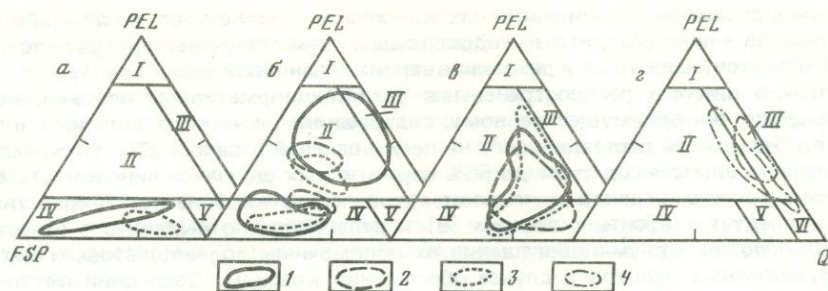


Рис.5. Диаграммы компонентного состава терригенной фракции породных ассоциаций докембрия а — гëтит-каолинитсодержащие аренисты; б — бимодальные серии граувакк, граувакковых пелитов и плагиоаркозов; в — граувакки, граувакковые пелиты и карбонатсодержащие отложения; г — субграувакки и субграувакковые пелиты; поля фигуративных точек нормативных составов пород: 1 — Улутау, 2 — Кокчетав, 3 — Ильменгорский антиклинорий, 4 — Восточно-Мугоджарский антиклинорий. Объяснение римских цифр I—VI см. на рис. 1

цевый и полевошпатовый обломочные компоненты. Темноцветная часть возможных обломков при расчете обнаруживается в составе железо-магнезиальных глинистых компонентов [11].

Полученные в результате расчетов нормативные песчаники представляют характерный тип отложений с большой ролью обломочных компонентов — до 80%. В них значительно варьируют соотношения кварца и полевых шпатов, и среди последних характерно присутствие нормативного ортоклаза (15—38%). В глинистой составляющей возможно нахождение гидрослюды (иллита) и каолинита, а также рассчитан нормативный гëтит. Они слагают до 20% отложений. Карбонатные и железо-магнезиальные глинистые нормативные минералы практически отсутствуют. Вариации от полевошпатовых аркозов до кварцевых аркозов не противоречат объединению отложений в единый тип *гëтит-каолинитсодержащих песчаников*, почти без глинистой примеси (*аренитов*). Такой тип отложений удастся реконструировать в результате пересчета анализов порфиroidной серии Улутау, полевошпатовых кварцитов и аллитовидных гнейсов Мугоджар, частично кварцитов кокчетавской серии Кокчетав (рис. 5, а).

Другая группа нормативных песчаников отличается иным составом возможных второстепенных минералов. В них рассчитаны наряду со щелочно-глиноземистой гидрослюдой (иллитом) железо-магнезиальный компонент (хлорит) и карбонатные минералы, в сумме слагающие до 20—25%. В обломочной составляющей резко преобладает плагиоклаз, расчетное содержание которого достигает 55%, и почти не устанавливается нормативного ортоклаза. Этот тип аренистов, содержащих в обломках преимущественно плагиоклаз (плагиоаркозов), получен путем пересчетов анализов мезократовых и лейкократовых плагиогнейсов из разрезов железорудных серий Улутау, ильменгорской свиты Урала и амфиболитовой свиты Мугоджар.

Большие содержания глинистой составляющей и иные нормативные второстепенные минералы отличают глинистые песчаники. В них рассчитано до 40% глинистой составляющей (гидрослюды, хлорита, иногда монтмориллонита) и до 10% карбонатных минералов. В обломочной составляющей почти не рассчитывается ортоклаз, а кварц и плагиоклаз заметно варьируют в количественном отношении. Этот тип отложений по современным представлениям соответствует смешанным песчано-глинистым отложениям (ваккам) и при преимущественно плагиоклазовом составе обломков и значительной доле хлорита в матриксе этих или сопровождающих их глинистых пород следует относить к грауваккам, а при обогащении кварцем — к субграуваккам. Такое понимание термина "граувакка" соответствует генотипу (Верхний Гарц, ФРГ [8]) и для большинства случаев не противоречит представлению о граувакках как о литокластитах [14]. Вопрос возможности использования пересчета литокластитов рассмотрен ранее [11]. Отложения типа граувакк и субграувакк широко распространены не только в отмеченных выше разрезах, но и в кварцито-сланцевой серии Улутау, селянкинской свиты Урала и пестросланцевой свиты Мугоджар в виде слюдяно-плагиоклазовых, хлорито-слюдяно-плагиоклазовых сланцев и биотитовых плагиогнейсов.

Особую группу представляют глинисто-карбонатные песчаники — карбонатные

граувакки с содержанием нормативных карбонатных минералов до 25–30% и такого же количества глин (хлорита и гидрослюды). Они получены при расчете анализов параамфиболитов, известных в разрезах кварцито-сланцевой серии Улутаяу.

Достаточно широко распространены в разрезах нормативные песчанистые глины, различающиеся по преимущественному содержанию расчетного полевого шпата или кварца в обломочной составляющей, не превышающей в целом 20%. Песчанистые глины с полевым шпатом содержат до 55% нормативных щелочно-глиноземистых и железо-магнезиальных минералов и некоторое количество карбонатов. Такого типа породы также следует относить к ваккам [8] и целесообразно выделить в качестве *граувакковых пелитов* в случае обогащения их обломочным полевошпатовым материалом и *субграувакковых пелитов* в случае обогащения кварцем. Последний тип отложений особенно характерен для разрезов Кокчетавского массива и встречается в зерендинской и борзовской сериях в виде слюдяно-кварцевых и слюдяно-хлорито-кварцевых сланцев. В этом типе обычно нормативные щелочно-глиноземистые минералы преобладают над железо-магнезиальными, тогда как в граувакковых пелитах большую роль играют железо-магнезиальные компоненты.

Карбонатные породы в исследованных разрезах распространены слабо. Максимальное развитие их установлено в селянkinской свите Урала (до 10%). В незначительном количестве карбонатные породы известны и в разрезах Кокчетавского массива; мало мощные линзы мраморов встречены в Мугоджарах. В кварцито-сланцевой серии Улутаяу кварцево-диопсидовые и кварцево-тремолитовые породы в результате пересчетов по принятой методике соответствуют песчанистым известнякам с примесью полевого шпата и глин, не превышающих 25%, содержание кварца — 12–40%.

Выделенные в результате проведенного анализа типы отложений слагают закономерные породные ассоциации (рис. 5). Гётит-каолинитсодержащие арены сопутствуют кислым вулканитам в порфировых формациях. Существенно полевошпатовые их разности, очевидно, представляли туфогенные образования, тогда как более зрелые отложения приближались к мономинеральным кварцевым аренам. Заметная роль каолинита и гётита в этих отложениях свидетельствует о глубоком выветривании в условиях слабой тектонической активности во время формирования порфиридной серии Улутаяу и кандыкаринской свиты Мугоджар (рис. 5, а).

Следующая группа песчаных отложений — плагиоаркозы — участвует в строении разрезов в ассоциации с основными вулканитами, граувакками и граувакковыми пелитами в терригенно-базальтовых формациях. Несмотря на такое сонахождение, плагиоаркозы представляют собой обособленный седиментационный ряд, отличающийся большим содержанием обломочных компонентов в результате выветривания пород типа плагиогнейсов. Наряду с этим граувакки и граувакковые пелиты характеризуются иным компонентным составом (с большой долей глинистых и среди них железо-магнезиальных минералов) и, очевидно, представляли ранее вулканомиктовые отложения (рис. 5, б). Как отмечают Ф. Петтиджон с соавторами [8], присутствие граувакк указывает на особую палеотектоническую обстановку: они обычно бывают приурочены к геосинклинальным областям и часто представляют собой морские турбидиты. Контрастные седиментационные ряды отражают разные источники поступления материала в бассейн осадконакопления: терригенного — с бортов прогибов и вулканомиктового — в связи с базальтовым вулканизмом прогиба, а малая степень зрелости отложений и сравнительно малое количество кварца свидетельствуют об активном тектоническом режиме. Эти породные ассоциации, распространенные в разрезах железорудных серий Улутаяу, улыталдыкской свиты Мугоджар и ильменогорской свиты Урала, позволяют предполагать рифтогенную природу прогибов с большой тектонической активностью и вулканизмом и с аллохтонным и автохтонным источниками поступления материала.

Третья характерная ассоциация — *граувакки, граувакковые пелиты и карбонатсодержащие отложения* — отличается большим содержанием кварца в обломочных компонентах и меньшей ролью железо-магнезиальных глинистых минералов (рис. 5, в). На примере кварцито-сланцевой серии Улутаяу [6] ранее было рассмотрено, что ассоциация граувакк и граувакковых пелитов закономерно связана с отрицательными тектоническими формами, тогда как отложение карбонатсодержащих граувакк — с положительными структурами и, таким образом, отражает конседиментационное формирование структур в условиях, близких к шельфовым или краевым и внутренним

морям. Ассоциация граувакк с карбонатными породами характерна также для селянkinской свиты. Незначительной ролью карбонатов, но большим разнообразием составов терригенных отложений отличается разрез пестросвинцово́й свиты Мугоджар. В едином седиментационном ряду обнаруживаются арениты, граувакки и глинистые граувакки. Такая пестрота состава разреза сопутствует бескорневым телам антофиллит-асбеста и вполне соответствует возможной олистостромовой природе толщи [4].

Таким образом, эта группа существенно терригенных отложений с подчиненной ролью карбонатов, относительно слабым распространением железо-магнезиальных компонентов, по-видимому, формировалась в условиях шельфа, внутренних и краевых морей, в достаточно активных тектонических условиях при малой роли вулканических процессов.

Наконец, очень специфичны ассоциации *субграувакк* и *субграувакковых пелитов*, отличающиеся большой ролью кварца в обломочной составляющей и такой же ролью глинистых щелочно-глиноземистых компонентов с подчиненным распространением карбонатов (рис. 5, 2). Большая степень зрелости отложений свидетельствует о малой тектонической активности и малой расчлененности палеорельефа и относительной стабильности такой структуры, как Кокчетавский массив, во время формирования зерендинской и боровской серий.

Таким образом, седиментологический анализ метаморфизованных отложений позволяет не только представить возможные соотношения обломочных, глинистых и карбонатных компонентов в первичных отложениях, но на основе особенностей минерального состава и степени зрелости осадков высказать предположения о типе и тектонической активности структур. Полученные результаты хорошо согласуются с известными геологическими данными по изученным районам.

ЛИТЕРАТУРА

1. Абдулин А.А. Геология Мугоджар. Алма-Ата: Наука, 1973. 390 с.
2. Домниковский Г.Г. Петрография кристаллических сланцев средней части Ильменских гор. — В кн.: Ильменогорский комплекс магматических и метаморфических пород. Свердловск: Урал. фил. АН СССР, 1971, с. 130—147.
3. Краснобаев А.А., Бибилова Е.В., Грачева Т.В. Беломорский метаморфизм гнейсов Сысертско-Ильменогорского антиклинария. — В кн.: Магматизм, метаморфизм и оруденение в геологической истории Урала. Свердловск: Урал. фил. АН СССР, 1974, т. 2, с. 159—160.
4. Павлова Т.Г. Структурное положение тел антофиллит-асбеста в Южных Мугоджарах. — Докл. АН СССР, 1974, т. 214, № 6, с. 1401—1402.
5. Павлова Т.Г. Метаморфические фации и стратиграфические соотношения метаморфизованных толщ Восточно-Мугоджарского и Ильменогорского антиклинориев. — В кн.: Геология, тектонический режим и металлогения метаморфизма. Свердловск: Урал. фил. АН СССР, 1977, с. 94—96.
6. Павлова Т.Г. Значение нормативных минеральных составов для исследования седиментогенных метаморфических пород. — В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Наука, 1979, вып. 5, с. 96—108.
7. Панков Ю.Д. Ильменогорский метаморфический комплекс. — В кн.: Ильменогорский комплекс магматических и метаморфических пород. Свердловск: Урал. фил. АН СССР, 1971, с. 61—129.
8. Петтиджон Ф., Поттер П., Сивер Р. Пески и песчаники. М.: Мир, 1976. 536 с.
9. Розен О.М. Стратиграфия и радиогеохронология докембрия Кокчетавского массива. — В кн.: Стратиграфия докембрия Казахстана и Тянь-Шаня. М.: Изд-во МГУ, 1971, с. 75—84.
10. Розен О.М. Седиментологическая интерпретация химизма кристаллических пород докембрия. — В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Недра, 1975, вып. 4, кн. 1, с. 60—74.
11. Розен О.М. Количественно-минералогические расчеты в петрохимии седиментогенных пород. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1981, т. 56, вып. 5, с. 97—104.
12. Розен О.М., Павлова Т.Г. Микрокомпоненты в докембрии Казахстана: проблемы становления и этапы развития. — В кн.: Докембрий палеозойских складчатых областей. Л.: Наука, 1982, с. 10—12.
13. Роненсон Б.М., Иванов Б.Н., Баженов А.Г. и др. Новые данные о селянkinской метаморфической толще Ильменских гор. — В кн.: Ежегодник. Свердловск: Урал. фил. АН СССР, 1978, с. 37—39.
14. Шутов В.Д. Минеральные парагенезы граувакковых комплексов. М.: Наука, 1975. 110 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 276).

**ФОРМАЦИОННЫЕ РЯДЫ ДРЕВНЕЙШИХ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ТОЛЩ
СРЕДИННЫХ МАССИВОВ УРАЛА И ИХ МИНЕРАГЕНИЯ**

В современном структурном плане Уральской складчатой системы древнейшие толщи развиты в основном в пределах трех срединных массивов Урала. Раннедокембрийские толщи приурочены к ядерным частям антиклинальных структур (Салдинская, Мурзинско-Адуйская, Сысертско-Ильменогорская и др.). Докембрийские массивы Урала (Мугоджарский, Тараташско-Красногвардейский, Харбейский) характеризуются близкими парагенезами пород, типом и особенностями полиметаморфизма, куполовидным типом структурного плана, а также свойственными им комплексами полезных ископаемых метаморфогенного генезиса. Древнейшие толщи Урала вмещают месторождения в основном метаморфогенного генезиса (графит, асбест, слюды, апатит, корунд, глиноземистое сырье, тальк, кварциты и т.д.) [1—14].

В составе раннедокембрийских комплексов Урала выделяются (снизу вверх) (см. таблицу): формация гиперстеновых гнейсов, амфиболитов и двупироксеновых кристаллических сланцев (к ней относятся нижние толщи салдинской серии и тараташского комплекса); формация биотитовых и биотит-амфиболовых гнейсов (нижние толщи разреза мурзинской серии, средняя часть разреза салдинской серии, шумихинская серия); формация гнейсово-амфиболитовая, состоящая из амфиболитов и биотит-амфиболовых гнейсов (черновская серия, верхняя часть разреза салдинской серии, ханмейхойская свита, улыталдыкский и кандыкаринский комплексы). Формацией графитовых кварцитов и высокоглиноземистых пород завершается формационный ряд древнейших метаморфических комплексов дорифея (верхняя часть разреза мурзинской серии, верхняя часть разреза николайшорской серии, париквасьшорская свита, кандыкаринский комплекс).

В составе самой крупной в структурном отношении и важной по значению полезных ископаемых Тараташско-Красногвардейской минерагенической области выделяются Тараташский, Уфалейский, Сысертско-Ильменогорский, Салдинский, Мурзинский, Адуйский и Красногвардейский минерагенические районы. В восточной части этой области с замыканием варисцид связано становление преобладающих масс орогенных гранитов "Главной гранитной оси Урала". В пределах развития и влияния этой зоны и размещены наиболее важные месторождения крупночешуйчатого графита, глиноземистого сырья и легматитов, приуроченные к древнейшим метаморфическим комплексам докембрия Урала.

Наиболее перспективная минерагеническая площадь Тараташско-Красногвардейской области, включающей промышленные концентрации графита, антофиллит-асбеста, вермикулита, талька и других, — Сысертско-Ильменогорская. Здесь с формацией биотитовых и биотит-амфиболовых гнейсов связаны наиболее богатые по содержанию месторождения крупночешуйчатого графита, так называемого тайгинского (Тайгинское месторождение со средним содержанием графита 3%). В Сысертско-Кыштымском графитоносном районе известно более 10 месторождений "тайгинского типа" (Кыштымское, Касаглинское, Каслинское, Синарское, Топкое, Гора Моховая и ряд других), характеризующихся значительными запасами графитовых руд, успешно обогащающихся методом флотации. Однако площади развития формации биотитовых и биотит-амфиболовых гнейсов еще недостаточно глубоко изучены для окончательной оценки их на графитоносность.

Следующий, наиболее ценный вид полезного ископаемого — антофиллит-асбест, развитый в Сысертско-Ильменогорском выступе. Здесь сосредоточены месторождения антофиллит-асбеста сысертского и бугетьсайского подтипа. Все известные месторождения антофиллит-асбеста приурочены к регионально-метаморфизованным, регенерированным гипербазитовым телам аподунит-гарцбургитовой формации. Последние парагенетически связаны с формацией биотитовых и биотит-амфиболовых гнейсов нижнего докембрия, широко развитых в пределах срединных массивов Урала. На площади развития этой формации известно более 60 месторождений антофиллит-асбеста (напри-

мер, Сысерть, Калмацкое, Кампанское и др.). Размещение этих месторождений в измененных гипербазитах, обычно залегающих среди формации биотитовых, биотит-амфиболовых гнейсов или в зонах сочленения гнейсового и сланцевого комплексов, указывает на древний возраст (вероятно, дорифейский) самих гипербазитов.

В пределах развития формации биотитовых и биотит-амфиболовых гнейсов сосредоточено также и высокоглиноземистое сырье, которое локализовано в виде пластов и прослоев кианитовых, силлиманитовых, кордиеритовых, гранатовых гнейсов и кварцитов (дистен-силлиманитовый тип метаморфизма, по А. Миясиро [11]). В Сысертско-Ильменогорском выступе гранат-кианитовые гнейсы, развитые севернее оз. Окунь-куль, известны в шумихинском гнейсовом комплексе и залегают преимущественно среди слюдяных гнейсов [8]. Высокоглиноземистые породы имеются и в составе селянkinской и вишневогорской свит, где отмечаются прослои силлиманит-гранат-биотитовых гнейсов среди формации биотит-амфиболовых гнейсов [4, 12]. Прослои гранатовых и силлиманитовых гнейсов установлены в разрезах гнейсовых комплексов Мурзинско-Адуйского, Гаевского и Салдинского выступов. Высокоглиноземистое сырье в сланцево-кварцитовых толщах редко дает крупные месторождения, представленные в основном кианитосодержащими сланцами и кварцитами, обычно сопровождаемыми альмандин-ставролитовой минерализацией. Эталоном такого типа месторождения можно считать Малокаслинское, расположенное на востоке Сысертско-Ильменогорского выступа. Кроме того, подобные образования развиты в пределах Мурзинского и Сысертско-Ильменогорского выступов (Косулинское, Сало-Бруснянское, Абрамовское и другие месторождения). Содержание кианита здесь 2—3% при мощности продуктивных горизонтов 4—50 м. В Качкарском районе кианитовые сланцы и кварциты слагают прослои мощностью 80—100 м с содержанием кианита 4,5—25%, иногда до 60% (Михайловское, Светлинское, Борисовское месторождения). Почти все месторождения кианита размещаются вблизи контакта с гнейсовым комплексом или же в зоне глубинных разломов (Кумыс-Тюбе в Адамовском выступе и др.).

К формации биотитовых и биотит-амфиболовых гнейсов альмандин-силлиманитовой субфации приурочены хорошо известные месторождения слюды, а также вермикулита. Последние приурочены к корам выветривания и являются продуктом гидратации биотита в гипергенных условиях (Булдымское, Потанинское, Семь Ключей и др.). Наиболее богатые рудные тела находятся в зонах вторичного рассланцевания гипербазитов или же связаны с зонами смятий. С этой же формацией связаны проявления апатита. Выходы пород биотитовых и биотит-амфиболовых гнейсов наблюдаются на южном берегу оз. Иткуль на площади Сысертского поднятия. Нашими исследованиями установлено, что в прослойках до 5 см карбонатизированных кварцитовых пород среди гранат-биотитовых и графитистых гнейсов содержание P_2O_5 достигает до 2%. На повышенное содержание апатита в составе формации указывается в работах Г.А. Кейльмана [9] и В.Н. Лукошкова [10]. В составе пород графитистых гнейсов Тайгинского месторождения графита установлено содержание апатита до 1,2%.

В составе докембрийских комплексов Мурзинско-Адуйского выступа известны проявления фосфатов (в виде апатитов), расположенных в пределах развития формации биотитовых и биотит-амфиболовых гнейсов. Местами графитистые гнейсы Мурзинско-Адуйского выступа содержат значительное количество апатита, который участками составляет до 40% всей массы пород. Среднее содержание его 3—4%.

На площади развития формации биотитовых гнейсов Мурзинско-Адуйского выступа, развитых с западной части экзоконтактной зоны одноименной позднекаледонской интрузии, находится известный Мурзинский графитоносный район (месторождения Мурзинское, Алабашское и др.). Графитоносные гнейсы залегают в центральных частях антиклинальных структур. Содержание графита в руде колеблется от 0,5 до 5,8%, в среднем — 2,7%. Район представляет большой интерес для создания крупной сырьевой базы по выработке крупночешуйчатого графита на Урале.

С формацией биотитовых и биотит-амфиболовых гнейсов здесь также связаны прослои силлиманитовых и гранатовых гнейсов [9].

В Салдинском выступе в составе формации дупироксеновых сланцев и пироксен-амфиболовых гнейсов расположены рудопоявления графита, кианита и талька. Однако рудопоявления чешуйчатого графита в составе этой формации здесь изучены еще недостаточно. Для окончательной оценки качества графита в графитизированных гнейсах требуются дополнительные поисково-оценочные работы.

Формационные ряды дорифейского метаморфического комплекса Восточного Урала

Структурный комплекс (тектонический цикл)	Этаж	Тектонический режим (пермобильный)			
		Подэтаж			
		Южный Урал	Полярный Урал	Приполярный Урал	Восточно-Уральское поднятие
Дорифейский	Доорогенный	Тараташский выступ	Харбейский выступ (антиклинорий)	Ляпинский выступ (антиклинорий)	Салдинский выступ (антиклинорий)
		Высокоглиноземистые графитосодержащие гнейсы и кварцито-гнейсы (тагайская свита) — 500 м	Высокоглиноземистые кристаллические сланцы (париквасьшорская свита) — 2000 м	Гранат-слюдяные и кварцево-слюдяные сланцы с прослоями биотитовых гнейсов, кварцитов и амфиболитов (верхняя подсвита Няртинской свиты) — 1000 м	
	Нижний	Мигматитовые, двупироксеновые кристаллические сланцы с маломощными горизонтами магнетит-гиперстеновых пород и магнетитовых кварцитов, глиноземистых гнейсов (радашная свита) — 1500 м	Амфиболиты, биотит-амфиболовые гнейсы (ханмейхойская свита) — более 2000 м	Биотитовые, двуслюдяные гнейсы и амфиболитовые сланцы (нижняя подсвита Няртинской свиты) — более 1000 м	Биотит-амфиболовые гнейсы с гранатом в низах разреза (бродовская свита) — 1700 м
		Биотитовые, биотит-амфиболовые, гиперстен-амфиболовые гнейсы, мигматизированные двупироксеновые кристаллические сланцы и амфиболиты по ним (шигирская свита) — 1000 м			Двупироксеновые гнейсы, кристаллические сланцы, пироксен-амфиболовые гнейсы (пряничниковская свита) — более 800 м
		Биотитовые, гиперстеновые (эвлизиты) мигматиты, двупироксеновые кристаллические сланцы; в верхах разреза маркирующая пачка гранат-биотитовых, силлиманит-гранат-биотитовых, гранат-кордиерит-биотитовых гнейсов и магнетитовых кварцитов (куватальская свита) — более 2000 м			

В гипербазитовых интрузиях Салдинского выступа широко развиты зоны тальк-карбонатных пород, перспективные на обнаружение талькового сырья. Для постановки специальных работ здесь также необходимы дополнительные поисковые работы.

В гнейсовом и сланцево-кварцитовом комплексах Салдинского выступа содержится высокоглиноземистое сырье, представленное пластами и прослоями силлиманитовых, кианитовых и гранатовых гнейсов.

С древнейшими толщами Тараташского выступа связаны небольшие проявления графита и высокоглиноземистого сырья. Здесь к формации биотитовых и биотит-амфиболовых гнейсов приурочены небольшие проявления графита, а с формацией

Тектонический режим (пермобильный)				Стадия	Период	Этаж
Восточно-Уральское поднятие						
Мурзинско-Адуйский выступ (антиклинорий)	Сысертско-Ильменогорский выступ (антиклинорий)	Зауральский выступ (антиклинорий)	Мугоджарский выступ (антиклинорий)			
		Кварциты, слюдястые и графитовые с прослоями гранатовых гнейсов и амфиболиты (верхняя подсвита Мариновской свиты) — 1000 м	Кварциты, графитистые и высокоглиноземистые породы (борлинская свита) — 800 м	Ранняя	Доорогенный	Дорифейский
Биотитовые гнейсы с подчиненными им амфиболсодержащими гнейсами, амфиболитами (первомайская свита) — более 1000 м	Биотитовые гнейсы с гранатом, силлиманитом, линзами мраморов (селянкинская свита) — более 1500 м	Амфиболиты, биотит-амфиболовые гнейсы с кварцитами (нижняя подсвита Мариновской свиты) — более 2000 м	Кварц-полевошлатовые гнейсы с гранатом и с телами эклогитоподобных пород (кандыкаринский комплекс) — 1000 м			

глиноземистых гнейсов связаны прослои силлиманит-кордиерит-гранат-биотитовых гнейсов. Однако промышленного скопления высокоглиноземистого сырья здесь пока не выявлено.

На площадях развития формации древнейших комплексов Уфалейского и Красногвардейского выступов проявлений с промышленным скоплением нерудных полезных ископаемых пока нет. Формации кварцито-гнейсов и гранито-гнейсов, слагающие Красногвардейский выступ, полностью покрыты чехлом осадочных отложений мощностью до 50 м и более. Перспективы на рассматриваемые нерудные полезные ископаемые еще не ясны.

Древнейшие толщи Мугоджарской минерагенической области характеризуются

месторождениями графита, кианита, антофиллит-асбеста, а также небольших месторождений талька и магнезита.

В древнейших толщах Талдыкского выступа сосредоточены крупные месторождения антофиллит-асбеста бугетысайского подтипа (Бугетысай, Китарсай, Геофизическое и др.). Все они локализованы в Талдыкской и Кайрактинской асбестоносных зонах, располагающихся в ядерной части Восточно-Мугоджарского выступа. Промышленные скопления антофиллит-асбеста в гипербазитах приурочены к полям развития биотит-амфиболовых и гнейсово-амфиболовых формаций высокотемпературного диафореза (дистен-силлиманитовый тип метаморфизма).

Для западной части Текельдытауского выступа характерна насыщенность телами гипербазитов, превращенных в антофиллит-тальковые породы и содержащих месторождения Бугетысайского подтипа. В восточной его части широко развита формация высокоглиноземистых гнейсов.

В пределах Восточно-Мугоджарского выступа с формацией высокоглиноземистых пород связано повышенное содержание кианита. Месторождение кианита "Бригадное", расположенное восточнее пос. Борлы, представляет значительный интерес. Среднее содержание кианита в пачке моноклинально залегающих биотитовых и двуслюдяных гнейсов составляет 8—9%. Это подтверждает возможно большие перспективы древнейших толщ на обнаружение новых крупных промышленных скоплений кианит-силлиманитового сырья.

На площади развития формации биотитовых гнейсов Мугоджар известно два месторождения графита: Актастинское с содержанием графита 0,2—36% и Бугеткольское — 1,5—20%. Среднее содержание графита в рудах — до 8%. Мощность графитоносных пластов достигает 60 м. Актастинское месторождение графита может стать базой крупного горнорудного предприятия по выработке графита в Мугоджарах.

В гнейсовом комплексе Мариновского докембрийского выступа нижняя часть разреза представлена гнейсово-амфиболитовой формацией и формацией биотитовых гнейсов, коррелирующихся с кандыкаринским и шумихинским комплексами, а верхи разреза соответствуют высокоглиноземистой части кандыкаринского комплекса [5]. Однако на сегодня разрезы древнейших толщ Мариновского выступа недостаточно изучены для окончательной оценки их графитоносности, асбестоносности и т.д.

В Адамовском докембрийском комплексе с формацией высокоглиноземистых пород связана повышенная концентрация кианита (проявление Кумыс-Тюбе). Кроме того, гнейсово-амфиболитовая и кварцито-гнейсово-сланцевая формации включают будинированные тела метагипербазитов и считаются перспективными на выявление антофиллит-асбеста бугетысайского подтипа.

Древнейшие комплексы Харбейского срединного массива характеризуются двухъярусным строением. В низах разреза развиты амфибол-биотитовые гнейсы и амфиболиты ханмейхойской свиты, а в верхах — дистеновые и гранат-ставролитовые с телами амфиболитов образования париквасьшорской свиты. Древние толщи Харбейского массива сопоставляются с формациями докембрия Мугоджарского массива: высокоглиноземистой и гнейсово-амфиболитовой. В древних офиолитовых комплексах Харбейского массива установлены дорифейские метагипербазиты и амфиболитизированное габбро. В последнее время этот массив также считается перспективным на выявление месторождений ряда нерудных полезных ископаемых (кианит, асбест и др.). Однако существенных проявлений в изученном районе пока не обнаружено.

Из анализа рассмотренных выше материалов можно сделать заключение о том, что нерудные полезные ископаемые (дистен, силлиманит, антофиллит-асбест, графит и др.) — автохтонные по своей природе. Формирование их контролируется вещественным составом вмещающих пород, характером и типом метаморфизма. Дальнейшая промышленная концентрация и локализация их, как правило, связаны с кислотной стадией метаморфизма амфиболитовой фации.

Немаловажный критерий промышленного скопления антофиллит-асбеста — химический состав пород, вмещающих гипербазитовые тела. Так, наиболее продуктивны гипербазиты, расположенные в пределах развития формации биотитовых и биотит-амфиболовых гнейсов и особенно на контакте с лейкократовыми глиноземистыми гнейсами и сланцами. Исходя из ранее выявленной закономерности широкого развития процессов метаморфической дифференциации пород основного состава на контакте с лейкократовыми образованиями, становится очевидным, что метасоматические

зоны (тальковая, антофиллитовая) также представляют дифференциации гипербазитов, возникших в результате реакций дегидратации. Последние обусловлены воздействием флюидов с высоким градиентом химических потенциалов в отношении кремнезема, воды и других компонентов. Асбест в этих метасоматических зонах выделяется как тугоплавкий остаток-рестит.

При рассмотрении выделенных формационных рядов дорифейских комплексов Восточного Урала намечается их определенная минерагеническая специализация. Так, формации низов нижнего докембрия характеризуются в основном рудопроявлениями антофиллит-асбеста, графита с подчиненным значением дистена и силлиманита, тогда как формации высокоглиноземистых пород и кварцитов обогащены месторождениями дистена, силлиманита и других полезных ископаемых. Следовательно, формационный подход к исследованию древнейших метаморфических толщ в комплексе с изучением характера метаморфизма, его термодинамического и флюидного режима дает большие возможности для прогнозирования метаморфогенных полезных ископаемых.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Абдулин А.А., Байдильдин Э.Л., Касымов М.А.* и др. Металлогения Мугоджар. Алма-Ата: Наука, 1976. 280 с.
2. *Абдулин А.А., Смирнов Ю.Д.* К проблеме возраста наиболее древних толщ Урала и Мугоджар. — Изв. АН КазССР. Сер. геол., 1971, № 6, с. 1—15.
3. *Бушинский Г.И.* Справочное руководство по петрографии осадочных пород. Табл. I—X. Л.: Госнаучтехиздат, 1958, т. II, с. 269—286.
4. *Доминиковский Г.Г.* Петрография кристаллических сланцев средней части Ильменских гор. — В кн.: Ильменогорский комплекс магматических и метаморфических пород. Свердловск, 1971, т. I, с. 130—147. (Тр. Ильменогорского гос. заповедника; Вып. 9).
5. *Евляев И.В., Гауэр К.Е.* Докембрийские образования восточного склона Урала. — В кн.: Стратиграфия архей и нижнего протерозоя СССР. Л.: Наука, 1979, с. 205—214.
6. *Ефимов И.А., Бурд Г.И.* Региональный метаморфизм, возраст и условия формирования некоторых глубинных пород докембрия Мугоджар. — Сов. геология, 1970, № 11, с. 36—56.
7. *Касымов М.А., Хайбуллин Р.Р.* О строении и метаморфизме докембрийских толщ Восточно-Мугоджарского антиклинория. — Изв. АН КазССР. Сер. геол., 1979, № 1, с. 15—25.
8. *Кейльман Г.А.* Новые данные о геологическом строении района Сысертской гранитной интрузии. — Сов. геология, 1958, № 6, с. 121—135.
9. *Кейльман Г.А.* Мигматитовые комплексы подвижных поясов. М.: Наука, 1974. 200 с.
10. *Лукошков В.Н., Черменинова И.В.* Особенности металлогении докембрия Урала. — В кн.: Докембрий и нижний палеозой Урала. Свердловск, 1978, с. 93—101. (Тр. ИГГ УНЦ АН СССР; Вып. 135).
11. *Миясиро А.* Метаморфизм и метаморфические пояса. М.: Мир, 1976. 535 с.
12. *Роненсон Б.М.* Основные черты геологического строения северной части Вишневыих гор. — Изв. вузов. Геология и разведка, 1959, № 1, с. 40—50.
13. *Сидоренко А.В.* Осадочная геология докембрия — состояние науки, проблемы и задачи. — В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Недра, 1975, вып. 4, кн. 1, с. 5—15.
14. *Яценко Г.М.* Нижний докембрий центральной части Украинского щита: (Строение и металлогенические особенности формаций). Львов: Вища шк., 1980. 140 с.

УДК 55+553 (470.11)

Ю.П. ЕРМОЛЕНКО, В.П. БОНДАРЕВ, В.В. ДОБРОВОЛЬСКИЙ, М.С. КОСТРЮКОВ

НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО МЕТАЛЛОГЕНИИ ДОКЕМБРИЙСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ СЕВЕРНОГО ТИМАНА

Первично-осадочные образования архей-нижнепротерозойского возраста Северного Тимана, впервые обнаруженные в бассейне р. Песчанки, подвергались двукратному региональному метаморфизму ("геохронологическому омоложению"). В настоящее время они привлекают пристальное внимание геологов в связи с пересмотром их геологической позиции в структурно-тектоническом плане и их металлогенической специализации.

Противоречивые мнения по отдельным проблемам тектоники Северного Тимана до последнего времени не позволяли разработать научно обоснованные предпосылки поисков широкого ряда полезных ископаемых, характерных для этого региона.

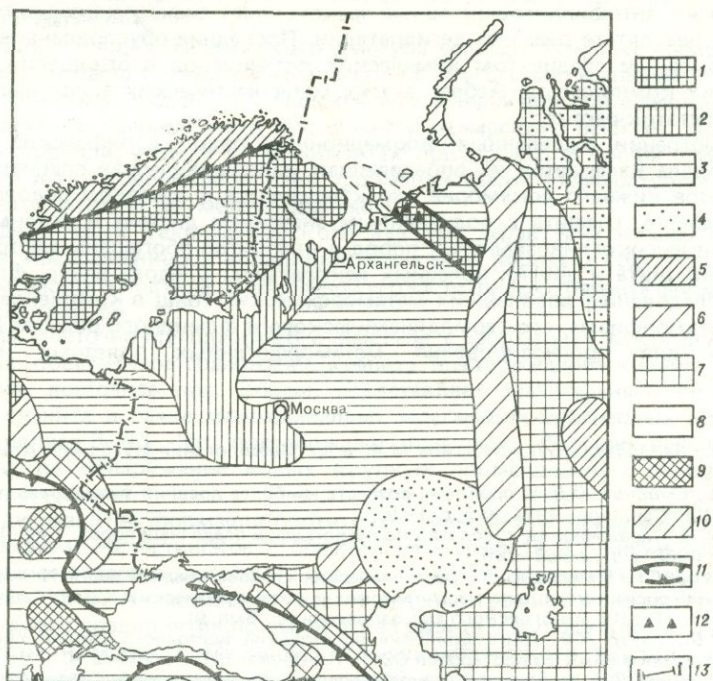


Рис. 1. Схема тектоники Земли по В.В. Белоусову [1] с дополнениями авторов по Канину полуострову

1 — щит; 2 — склоны щитов и антиклизы древних платформ; 3 — синеклизы древних платформ; 4 — наиболее погруженные участки синеклизы; 5 — каледонская геосинклиналь; 6 — герцинская геосинклиналь; 7 — эпипалеозойская платформа с осадочным чехлом; 8 — альпийская геосинклиналь; 9 — срединный массив в альпийской геосинклинали; 10 — альпийский краевой прогиб и парагеосинклиналь; 11 — границы неотектонического орогенного и рифтового поясов; 12 — рудопроявления сульфидных медноникелевых руд на Северном Тимане, 13 — линия геологического разреза

В частности, отнесение большинством авторов Канино-Тиманского региона к байкальской геосинклинали "а priori" отрицало перспективы добайкальских и байкальских образований на этой площади на поиски таких важных полезных ископаемых, как медь, никель, а также драгоценные камни.

Однако многолетними геолого-поисковыми работами на отдельных участках этой крупной (более 900 км длины и до 150 км ширины) структуры выявлены многочисленные проявления и отдельные месторождения разнообразных полезных ископаемых, таких, как бокситы, медь, никель, кобальт, платиноиды, золото, алмазы, молибден, фосфориты, полудрагоценные и поделочные камни. При этом особенно благоприятными в поисковом отношении на многие полезные ископаемые оказались докембрийские образования, особенно позднепротерозойские (рифей-вендские), образование которых многие авторы относят к геосинклинальному этапу становления этого региона [3, 8, 10].

Новый фактический материал в части выявления "кратонофильных" полезных ископаемых в геосинклинальном регионе побудил авторов настоящей статьи пересмотреть историю геолого-структурного развития Канино-Тиманской структуры, добайкальские (архейский, палеопротерозойский и мезопротерозойский) и байкальский (поздний рифей-кембрийский) тектономагматические циклы которой освещаются нами в свете мобилистской теории тектоники плит.

Существует мнение, что в связи с байкальской тектонической активизацией на севере Восточно-Европейской платформы с фундаментом беломорско-карельского возраста происходило формирование континентальных рифтов (авлакогенов) и заполнение их осадочно-вулканогенными сериями при одновременном воздымании и разрыве разделяющих их блоков [2, 5].

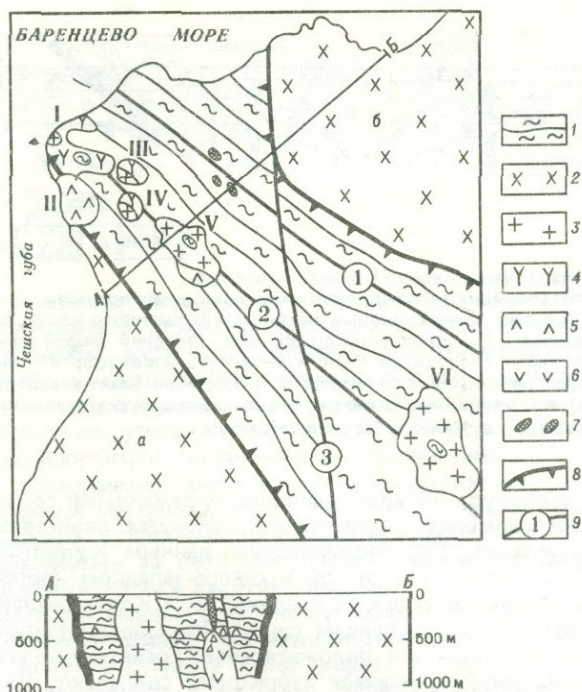


Рис. 2. Схема структурно-тектонического районирования досилурийских комплексов Северного Тимана

1 — метаморфизованные вулканогенно-осадочные образования рифея; 2 — выступы дорифейского кристаллического основания (фундамента): а — Чешский блок, б — Чайцынский блок; 3 — граниты; 4 — сиениты; 5 — щелочные габброиды и эффузивы основного состава; 6 — базиты по данным грависъемки (только на разрезе); 7 — рудоносные эксплозивные сооружения с Cu-Ni оруденением; 8 — линии глубинных разломов (первого порядка) — откола фундамента; 9 — линии главных разломов второго порядка (цифры в кружках): 1 — Бугровский, 2 — Румяничный, 3 — Хальмерьяхский. Участки: I — Большой Румяничный, II — Малый Румяничный, III — Крайний Камешек, IV — Малый Камешек, V — Большой Камешек, VI — Сопки Каменные

По нашему мнению, в среднем рифее на месте современной Канино-Тиманской структуры (Тиманского щита, по В.В. Белоусову [1], (рис. 1)) в результате платформенной базальтоидной активизации была сформирована палеоструктура в виде узкого рифта (или авлокогена, в понимании Н.С. Шатского [10]), разделившего Восточно-Европейскую платформу с беломорско-карельским фундаментом на Русскую и Печорскую плиты. Фрагмент этого палеорифта четко прослеживается в пределах Северного Тимана (рис. 2).

Западное ограничение Канино-Тиманского палеорифта в пределах Северного Тимана, да и по всей структуре, выражено хорошо, так как здесь наблюдается уменьшение мощности фанерозоя и более резко выражен западный структурный шов.

Восточный структурный шов прослеживается только по данным геофизических наблюдений под отложениями фанерозоя повышенной мощности в виде линейной вытянутой гравиметрических и магнитных аномалий. На бортах рифта методами геофизики и бурением (скв. 10, 112) выявлены блоки добайкальского фундамента, сложенные супракрустальными породами, тогда как на внутренних участках рифта в демиссионную стадию рифей-кембрийского времени были образованы мощные толщи осадочно-вулканогенных пород с широким развитием щелочных интрузивных магматитов. Все породы этой толщи резко отличаются по степени метаморфизма от пород в блоках добайкальского фундамента. Нами проведен формационный анализ осадочно-вулканогенных и магматогенных формаций Северо-Тиманского блока Канино-Тиманского палеорифта, сформированного в байкальский тектономагматический цикл.

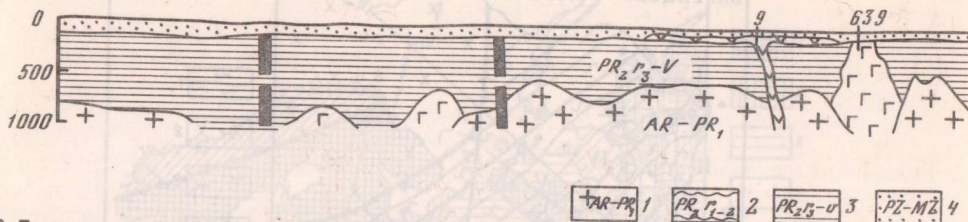


Рис. 3. Геологический разрез через Северо-Тиманский выступ

1 — архей-нижнепротерозойские супракрустальные породы фундамента; 2 — верхнепротерозойские (ранний-средний рифей) авлакогеновые фации платформенного чехла, сильно дислоцированные и метаморфизованные; 3 — верхнепротерозойские (поздний рифей-венд) фации синеклиз платформенного чехла, слабо дислоцированные и метаморфизованные; 4 — палеозойско-мезозойский структурный ярус платформенного чехла; 5 — крупные базит-ультрабазитовые интрузивы байкальского возраста; 6 — глубинные разломы, ограничивающие борта авлакогенов; 7 — глубинные разломы, ограничивающие отдельные блоки фундамента

Здесь рифтовая структура обладает наиболее выраженными геологическими, палеоструктурными и палеогеоморфологическими признаками, свойственными структурам базальтоидной активизации. По геофизическим данным Канино-Тиманский сегмент Земли очерчивается широкой, вытянутой в северо-западном направлении зоной магнитного минимума; на юго-востоке он соединяется с Колво-Вишерским минимумом ΔT ; на северо-западе его продолжением служит Кильдинско-Рыбачинская зона отрицательного поля ΔT . Контуры зон положительных гравитационных аномалий и магнитного минимума на рассматриваемой территории совпадают. Их природа объясняется близостью к дневной поверхности супракрустальных пород архея, обладающих слабой магнитностью и высокой плотностью.

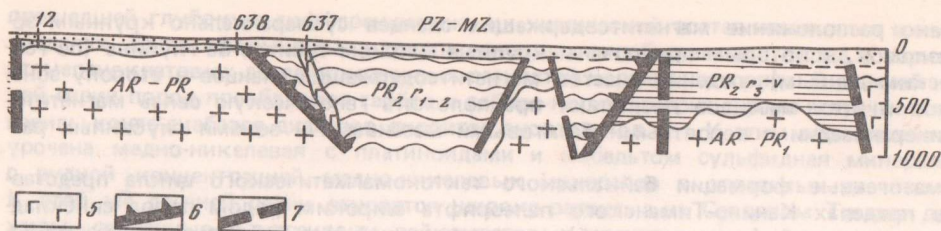
В геологическом строении Северо-Тиманского блока, как и всего Канино-Тиманского региона, участвуют породы четырех крупных формаций (рис. 3).

1. Супракрустальная формация архей-нижнепротерозойского возраста — фундамент Канино-Тиманского щита.
2. Осадочно-вулканогенная метаморфическая формация рифейского возраста, являющаяся частью чехла, а не "эпибайкальским" фундаментом.
3. Магматогенная формация байкальского (верхний рифей-кембрий) тектономагматического цикла.
4. Терригенно-карбонатная формация фанерозойского возраста с проявлением магматитов и вулканитов герцинского тектономагматического цикла.

Каждая формация соответствует определенному этапу структурно-геологического развития Канино-Тиманского рифта и является или материнской, или вмещающей, или перекрывающей толщей для широкого ряда полезных ископаемых.

Супракрустальная формация архея-нижнего протерозоя — кристаллическое основание (фундамент) Восточно-Европейской платформы. На Северном Тимане породы этой формации вскрыты на западном борту Канино-Тиманского блока Чешской ступени (скв. 10, 112). В скв. 112 на левом берегу р. Песчанки под мощной толщей фанерозоя в интервале 378, 2—404, 3 м пройдена пачка гранат-ставролитовых и двуслюдяных гнейсов с развитием гранулитовой фации метаморфизма. Минеральный состав тяжелой фракции характеризуется (в %) гранат (50,1)-ставролит (37,1)-биотитовой (9,7) ассоциацией с постоянной примесью ильменита (1,3), барита (0,6), циркона (0,5) и лейкоксена (0,3), с включением редких зерен хромита, роговой обманки, пироксенов, турмалина, эпидота, рутила и сфена.

Металлогеническая специализация супракрустальной формации на Северном Тимане не изучена, но можно предположить, что в породах этой формации могут быть обнаружены разнообразные полезные компоненты, так как добайкальские фазы тектогенеза на всей платформе характеризуются проявлением магматизма широкого генетического ряда, разнообразного по химизму. Кроме того, в ней могла проявиться наложенная минерализация байкальского тектономагматического цикла. Особенно широко такой тип минерализации мог проявиться на срединных массивах архейского фундамента в зоне байкальского палеорифта. Следовательно, на отдельных участках рассматриваемая формация может быть вмещающей для различных типов минерализации.



Осадочно-вулканогенная метаморфическая формация рифейско-вендского возраста была сформирована в демиссионную стадию развития рифта. Она представлена однообразным набором метапород, образующих относительно ритмичное переслаивание метапелитов и метасаммитов широкого ряда от аргиллитов и глин до алевролитов и песчаников с довольно значительным включением по объему в разрезах металав от кислого до основного состава. В рассматриваемой формации авторами выделяются две субформации: терригенная и вулканогенная.

Терригенная субформация характеризуется высокой степенью минеральной сортировки обломочного материала, среди которого сохраняются только наиболее устойчивые компоненты с хорошей окатанностью зерен. Это свидетельствует о том, что толща накапливалась за счет разрушения древней платформы, прошедшей глубокую стадию пенепленизации и корообразования.

Вулканогенная субформация осадочно-вулканогенной формации представлена стратиформными (сингенетичными) магматогенными образованиями, участвующими в строении осадочно-вулканогенных толщ рифея. В демиссионную фазу развития Канино-Тиманского палеорифта, в которую была сформирована осадочно-вулканогенная формация, преобладал базитовый магматизм, в результате которого образовались интрузивные (силлы, штоки, дайки) и эффузивные фации (пластовые тела, жерловые фации, туфы) пород, дислоцированных и метаморфизированных вместе с вмещающими породами [6]. Некоторые авторы полагают, что стратиформный рифейский магматизм на Северном Тимане представлен в основном габбро-диорит-диабазовой формацией (габбро, габбро-нориты, габбро-диабазы, диабазы, апопорфириты, амфиболиты) [6, 8, 9]. Возраст самых древних магматитов этой формации определен [4] в 1200–1300 млн. лет, что соответствует среднему рифею. Самые поздние из стратиформных магматитов — древние габброиды (метадиабазы, амфиболиты, микрогаббро-диориты с возрастом 775 ± 20 млн. лет), метаморфизованные до стадии зеленых сланцев. Это — эпидот-альбит-карбонат-серицит-мусковит-актинолит-биотит-хлоритовые сланцы.

Металлогеническая специализация пород осадочно-вулканогенной формации рифея тесно связана с металлогенической специализацией магматогенных образований венд-кембрия, для которых породы осадочно-вулканогенной формации являются вмещающими.

Большое значение при распространении первичных ореолов рассеяния металлов и минералов из магматических очагов во вмещающую толщу имеет степень метаморфизма, определяющего физико-химические характеристики пород.

Все исследователи отмечают, что на контактах с магматическими рудоносными массивами наименее минерализованы породы, прошедшие наиболее глубокую стадию метаморфизма — метаморфогенное перераспределение минерализации. Некоторые авторы [8, 9] отмечают, что в высокометаморфизированных сланцах с лейкоксеном значительно меньше золота и сульфидов, чем в сланцах, в которых лейкоксен отсутствует.

Металлогеническим феноменом является наличие в породах осадочно-вулканогенной формации прослоев магнетитосодержащих сланцев мощностью от 5 до 50 м и протяженностью до 1–2 км, иногда целых пачек и толщ более значительной (до 200–300 м) мощности и протяженности (до 17 км). Магнетит занимает до 25–30%, реже до 40% объема породы. Существует мнение, что магнетитосодержащие сланцы образованы при метаморфизации стратиформных прослоев металав андезитов, андезитодацитов, их туфов и метатуфолов.

Однако расположение магнетитсодержащих сланцев субпараллельно крупным зонам разломов, к которым приурочены крупные массивы базитов на глубине (по геофизическим данным), падение пластов магнетитсодержащих сланцев в сторону зоны разломов и этих массивов позволяют предположить генетическую связь магнетитовой минерализации с вероятными базитовыми массивами и зонами глубинных разломов.

Магматогенные формации байкальского тектономагматического цикла представлены в пределах Канино-Тиманского палеорифта широким рядом пород синскладчатой, синорогенной (постскладчатой) и посторогенной фаз байкальского магматизма. Каждая фаза имеет свою металлогеническую и минералогическую специализацию.

В синскладчатую фазу байкальского магматического цикла широко проявился основной (габбро-диорит-диабазовая формация) и, возможно, основной—ультраосновной (габбро-перидотитовая формация) магматизм с очагами абиссального и гиперабиссального типов (плутоны). Для этой фазы магматизма определен возрастной интервал в 640—620 млн. лет [4]. В эту фазу в ослабленных зонах вдоль бортовых и на пересечении субмеридиональных и субширотных глубинных разломов локализовались очаги основной магмы в виде вытянутых по простиранию палеорифта пластообразных тел с раздвухами, пережимами и с широким развитием апофиз в виде сигнальных даек. Размеры отдельных массивов по данным геофизики довольно значительны. По простиранию они протягиваются до 10—15 км, а ширина их иногда достигает 3—5 км. Так как в период становления они были абиссальными образованиями, то в современном эрозионном срезе они проявлены не широко. Наиболее крупные массивы вскрыты скв. 3,17 на мысе Малом Румяничном, а также прослежены геофизическими методами в Бугровской зоне разломов (массивы "Юнко", "Озеро Долгое" и "Васькина Губа"). Мощность базитовых массивов довольно значительна. По данным бурения она составляет от 140 м (скв. 3) до 270 м (скв. 17). По данным геофизики мощность базитов в массивах "Юнко", "Васькина Губа" и "Озеро Долгое" предполагается до 500—600 м и более.

Синорогенная (постскладчатая) фаза байкальского тектономагматического цикла соответствует заключительным этапам инверсии Канино-Тиманского палеорифта, когда широко проявились блоковые движения в основном положительного знака различной амплитуды. В эту фазу широкое развитие получил кислый и щелочной магматизм с формированием крупных плутонов, хорошо выраженных в современном эрозионном срезе.

В связи с активизацией разломов и блоковой тектоники в эту фазу также были образованы дайки и жилы базитового и, возможно, ультрабазитового состава, так как глубинные разломы пересекали крупные массивы базитов, сформированных в синскладчатую фазу, уже закончивших дифференциацию, но не полностью остывших.

Среди кислых и щелочных пород синорогенной фазы в пределах Канино-Тиманской структуры некоторые авторы [8, 9] выделяют формации гранит-лейкогранитовую, липаритовую и щелочных граносиенитов—щелочных и нефелиновых сиенитов (по классификации Д.С. Харкевича). Для пород гранитового ряда определен абсолютный возраст 640 млн. лет, для пород щелочного ряда — 575—520 млн. лет [4].

Металлогеническая специализация кислых и щелочных пород в пределах Северо-Тиманского рудного поля характеризуется широким проявлением полиметаллической (свинец, цинк), редкометалльной (вольфрам, молибден, ртуть, олово), редкоземельной (ниобий, тантал, лантан, цирконий, иттрий, иттербий) минерализации, а также повышенными содержаниями благородных металлов (золото, серебро) в отдельных разновидностях гранитов и сиенитов. В сиенитовых и гранитных массивах на границах с массивами базитов, где широко развиты габброидные породы, в кислых и щелочных дериватах отмечается повышенное содержание меди и никеля по данным спектрального анализа.

Даечная и жильная серия магматизма широко проявилась в посторогенную заключительную стадию байкальского тектогенеза. Возраст пород этой серии определен в 525—520 млн. лет [4]. В этот этап на Северном Тимане сформировались целые "рои" даек и жил базитового состава с преобладанием щелочных габброидов, которые секут как вмещающую осадочно-вулканогенную метаморфическую толщу рифея, так и все магматические образования синскладчатой и синорогенной фаз байкальского магматического цикла. Так как все эти тела формировались из базитовой магмы,

прошедшей глубокую дифференциацию, их химический состав изменяется в широких пределах. Была сформирована группа основных габбиссальных пород с вариациями от меланократовых до лейкократовых разностей нормального ряда. В даечной и жильной серии пород преобладают габбро и габбро-нориты, нориты, реже встречаются дайки и жилы конга-диабазов, диабазов, диоритов, анортозитов. К этим образованиям приурочена медно-никелевая с платиноидами и кобальтом сульфидная минерализация с рудной концентрацией медно-никелевых минералов в отдельных даечных телах. К этой же даечной серии относятся широко развитые на Северном Тимане дайки и жилы, связанные с массивами лейкократовых гранитов и выполненные аплитами, пегматитами, гранит-порфирами, граносиенитами. Металлогеническая специализация основных, кислых и щелочных даек аналогична металлогенической специализации крупных материнских интрузий, с которыми они связаны генетически, часто рассекают их и выходят в экзоконтакты.

Заключительная фаза байкальского магматического цикла на площади Северо-Тиманского блока, как и по всей Канино-Тиманской структуре, проявилась в формировании штокообразных магматических тел и аппаратов трубчатого типа. Такие типы магматических аппаратов характеризуют стадию консолидации и затухания региональных тектонических процессов с сохранением повышенных термодинамических параметров в районах крупных магматических массивов более ранних магматических циклов и фаз. Для кислых и щелочных магм характерно формирование штокообразных аппаратов. Они локализируются в апикальных частях остывающих массивов с широким проявлением магматического диапиризма во вмещающих породах. На Северном Тимане зафиксированы штоки лейкократовых гранитов и аплитов с абсолютным возрастом 500—445 млн. лет.

Металлогеническая специализация штоков, выполненных щелочной и кислой магмой, такая же, как и в более крупных щелочных и кислых массивах; однако концентрация отдельных полезных компонентов в штоках часто выше, особенно для редкометалльной и благороднометалльной групп.

Аппараты трубчатого типа и близкие к ним, широко развитые на площади Канино-Тиманского палеорифта, наиболее характерны для базитовых магм, богатых летучими компонентами. Это взрывные сооружения, заполненные эруптивными породами с включением глубинных, в том числе и мантийных, ксенопород и ксеноминералов.

Сейчас доказано, что формирование и заполнение взрывных диатрем сопровождаются широким проявлением процессов магматической, пневматолитовой и разнообразной гидротермально-метасоматической минерализаций, родственных рудному процессу. В результате в взрывных породах, заполняющих диатрему, может сформироваться более высокая концентрация полезных компонентов, чем в материнском интрузивном массиве, взрывные дериваты которого — флюидно-взрывные брекчи с цементом из материнской магмы или с рудным цементом. Вот поэтому взрывные сооружения с повышенной минерализацией предложено называть рудно-взрывными (РЭС) [7].

Сейчас доказано, что РЭС — главные элементы строения, а зачастую и главные рудовмещающие структуры крупнообъемных рудных месторождений редких металлов, золота, свинца, цинка, железа, меди, никеля и др. Установлено, что РЭС широко развиты на площади большинства медно-никелевых месторождений как в СССР (Чайское в Северном Прибайкалье, Норильское, Октябрьское и Талнахское месторождения Норильского рудного поля), так и за рубежом (Седбери — месторождение Фрунд; Бушвельд — месторождение Флакфонтейн; Мексика — месторождение Кананеа-Дулут и др.). Большинство рудных медно-никелевых проявлений и точек сульфидной медно-никелевой минерализацией на площади Северо-Тиманского рудного поля тоже связано с РЭС. Это подтверждается тем, что все наиболее богатые медно-никелевые проявления в пределах Северо-Тиманского рудного поля связаны с РЭС основной магмы. В результате опробования оказалось, что наиболее обогащены флюидно-взрывные брекчи с габбровым и габбро-норитовым цементом. На отдельных проявлениях брекчи имеют рудный цемент в виде сплошных сульфидов меди и никеля (скв. 26, рудопроявление "Дальнее"). По-видимому, и на площади других рудных полей Канино-Тиманского металлогенического пояса РЭС играли значительную роль в формировании рудных узлов с медно-никелевой специализацией.

Минеральный состав медно-никелевых руд Северного Тимана

Относительная распространенность минералов*	Рудные		Нерудные.
	гипогенные	гипергенные	
Главные	Пирротин, пентландит, халькопирит, пирит, виоларит		Авгит, бронзит, роговая обманка, плагиоклазы, хлорит, кальцит, группа эпидота, кварц
Второстепенные	Магнетит, ильменит, марказит, мельниковит, пирит, арсенопирит**, сфалерит, галенит, бравоит***		Биотит, сфен, актинолит, серицит
Примеси	Кубанит, гематит, шпинель, лейкоксен, хромит***, муассанит***, платина****, молибден	Гидрогётит, ковеллин, малахит	Апатит, оливин, серпентин, циркон

* С учетом промышленной ценности.
 ** Минерал обнаружен впервые.
 *** По данным Б.А. Остащенко — хромит, муассанит, молибденит — из шлиха-протоочки, два последних — в виде единичных выделений.
 **** По данным В.П. Хвостовой, также из шлиха-протоочки.

Изучение рудоматеринских пород, слагающих РЭС, показало их простой минеральный состав. Главные породообразующие минералы их — плагиоклаз, пироксен, амфибол, хлорит, в подчиненном количестве биотит, магнетит, сфен, эпидот, карбонат, микропегматитовые сростки кварца с калиевым полевым шпатом. Минеральный состав медно-никелевых руд Северного Тимана представлен в таблице.

Рудные минералы составляют 10–30% объема оруденелой породы, за исключением жилок сплошных массивных руд. Соотношение главных рудных минералов варьирует в широких пределах. Как правило, среди рудных минералов преобладает пирротин. Его содержание колеблется от 10–15 до 70–85%. Пентландит составляет (в %) 15–30, халькопирит — 10–20 (редко 25–40), пирит и мельниковит-пирит — 5–10 (в отдельных гнездах до 20–60). Виоларит слагает от 5–7 до 10–15% рудной массы. Остальные минералы обычно встречаются в меньших количествах. Форма проявления рудной минерализации в рудоносных породах — вкрапленная, от бедновкрапленной до богатовкрапленной, гнездово-вкрапленной, прожилково-вкрапленной, шлировой. Размеры наблюдаемых гнезд и шлиров достигают 1,5–2 см, реже рудная минерализация имеет вид жилок до 2,5 см мощностью.

Наиболее распространенные текстуры в породах рудных тел — равномерно и неравномерно вкрапленная, гнездово-вкрапленная, прожилково-вкрапленная, реже массивная. Характерны следующие микротекстуры: прожилково-каемочная, пятнисто-каемочная, каемочная, пятнистая, скелетная, скелетно-графическая, пятнисто-пластинчатая, сетчатая, сетчато-кружевная, брекчиевидная, псевдоморфно-каемочная и др. Наиболее распространенные структуры — гипидиоморфно-зернистая, неравномерно-полосчатая, порфиroidная, сидеронитовая, распада твердых растворов — решетчатая и линзовидно-пластинчатая (парагенез — магнетит + ильменит), линзовидная и пламенивидная (парагенез — пирротин + пентландит), паркетная (парагенез — халькопирит + кубанит) и др.

Зона гипергенных изменений практически не развита, и вторичные (гипергенные) минералы отмечаются в ничтожном количестве. Среди них следует назвать гидрогётит, малахит и ковеллин, обнаруженные в поверхностных выходах рудных тел. Эти минералы встречены в виде тонких прожилков и примазок (сотые и тысячные доли миллиметра) на зернах первичных минералов.

Пример РЭС без развития флюидно-эксплозивных брекчий на Северном Тимане — штоки и дайки щелочных пород, широко развитых в пределах магматического массива Большой Камешек. В них хорошо выражена редкометалльно-редкоземельная металлогеническая специализация. При этом вкрапленная и гнездово-вкрапленная гидротермально-редкометалльная минерализация богаче, чем в материнском массиве.

На завершающем этапе байкальского тектономагматического цикла также широко проявились процессы образования жильной серии пород гидротермально-метасоматического генезиса, которые тоже являются частным проявлением флюидно-эксплозивного процесса. К таким образованиям отнесены жилы кварцевые, кварц-карбонатные, кварц-полевошпатовые, полевошпатовые, амфибол-полевошпатовые с нефелином, флюоритом и мусковитом. Такие жилы могут быть локализованы как в осадочно-вулканогенной толще рифея, так и магматитах всех магматических циклов. *Металлогеническая специализация этих жильных образований тесно связана с рудной специализацией магматических образований.* Так, например, тонкие (0,5–0,7 мм) прожилки альбит-хлоритового и кварц-карбонатного состава в медь-никелевых габброидах несут богатую сульфидную минерализацию в виде пирротина, пирита, халькопирита, которая составляет значительный процент от общего количества эпигенетических медно-никелевых минералов, так как такие прожилки в рудных горизонтах в габброидах развиты довольно интенсивно — до восьми прожилков на 1 пог. м керна.

Как видим, заключительная фаза байкальского тектономагматического цикла имела большое металлогеническое значение при формировании проявлений и месторождений многих видов рудных и нерудных полезных ископаемых на площади Канино-Тиманского металлогенического пояса.

Терригенно-карбонатная формация (с проявлением магматитов и вулканитов в верхнедевонское время) сформирована в возрастном интервале от силура до голоцена включительно и образует перекрывающую толщу для всех проявлений широкого ряда полезных ископаемых, сформированных в дофанерозойский этап геологического развития в пределах Канино-Тиманского металлогенического пояса. Мощность перекрывающей толщи изменяется в значительных интервалах: от долей метра до нескольких сотен метров как по простиранию, так и вкрест простирания Канино-Тиманского палеорифта, что имеет большое значение для методики поисков полезных ископаемых. Характерно, что во всех рудных полях Канино-Тиманского металлогенического пояса (Канинское, Северо-Тиманское, Средне-Тиманское, Южно-Тиманское) есть участки, где рудовмещающая осадочно-вулканогенная толща с включением рудоносных магматических образований дофанерозойских тектономагматических циклов или приближена к дневной поверхности, или выходит на дневную поверхность. Такие участки должны стать первоочередными площадями для поисков различных видов полезных ископаемых согласно изложенным выше общим геолого-поисковым характеристикам рудовмещающих и рудоносных геологических объектов.

* * *

1. Северный Тиман — составная часть Канино-Тиманского щита, имеющего четко выраженное трехэтажное, а не двухэтажное строение. Фундамент этого щита — супракрустальные породы чешской свиты: орто- и парагнейсы архейского—нижнепротерозойского возраста. Рифейские вулканогенно-осадочные породы и прорывающие их магматиты венд-кембрия представляют чехол, а не фундамент, как считали ранее. Верхний структурный этаж — более молодой, чем рифейско-кембрийский чехол, сложен силурийско-кайнозойскими образованиями, в составе которых широко проявлен верхнедевонский базальтовый магматизм. Такое структурное положение Северо-Тиманского региона значительно повышает перспективы на поиски полезных ископаемых широкого спектра.

2. Северо-Тиманское рудное поле и другие рудные поля Канино-Тиманского металлогенического пояса в структурном отношении располагаются на участке эпиархейской платформы, претерпевшем в период рудообразования значительную активизацию, выразившуюся в развитии рифтогенеза на континентальной коре с проявлением магматизма широкого генетического и петрографического ряда. Такие активизированные участки древних платформ считаются благоприятными для формирования медно-никелевых месторождений и РЭС ультрамафитов.

3. Имеющиеся данные свидетельствуют о том, что эндогенная минерализация Северного Тимана возникла в процессе образования и развития структур байкальской и герцинской базальтоидной активизации на континентальной коре (рифтогенез).

Нет сомнений в том, что при дальнейшем изучении Канино-Тиманского региона

будут открыты месторождения некоторых рудных полезных ископаемых. Уже сейчас можно наметить перспективные зоны для их поисков:

- а) в районе, тяготеющем к Бугровской зоне разломов;
- б) в районе, тяготеющем к зоне Малого Румяничного разлома, где установлены щелочные габброиды, карбонатиты;
- в) в районе, тяготеющем к зоне Большого Румяничного разлома, контролирующего размещение интрузий кислого состава, в апикальных частях которых установлены молибден, редкие земли и другие проявления;
- г) в пределах расслоенного массива щелочных габброидов на мысе Малом Румяничном, где установлена железо-титан-ванадиевая минерализация.

ЛИТЕРАТУРА

1. Белоусов В.В. Основы геотектоники. М.: Наука, 1975. 264 с.
2. Виноградов В.А. О гипербарейской платформе в свете новых данных по геологическому строению острова Генриетты. — В кн.: Тектоника Арктики. Л.: НИИГА, 1975, вып. 1, с. 83—85.
3. Гецен В.Г. Строение фундамента Северного Тимана и полуострова Канин. Л.: Наука, 1975, 103—143.
4. Мальков Б.А., Мельникова Е.М. Жильные щелочные габброиды, лампрофиры и псевдолампрофиры Северного Тимана. — В кн.: Петрография и минералогия Приполярного Урала и Тимана. М.; Л.: Наука, 1966, с. 102—106.
5. Погребецкий Ю.Е. О новых направлениях в тектонике, диктуемых современными данными о глубинном строении предконтинентов. — В кн.: Тектоника Арктики. Л.: НИИГА, 1975, вып. 1, с. 18—24.
6. Смирнов М.Ю. Первая находка гипербазитов на Северном Тимане. — В кн.: Геология, магнетизм и металлогения Тимана. Сыктывкар-Ухта: Коми фил. АН СССР, 1973, с. 69—70.
7. Туговик Г.И. Рудно-эксплозивные сооружения эндогенных минеральных месторождений: Автореф. дис. ... докт. геол.-минерал. наук. М.: МГРИ, 1979, с. 2—18.
8. Черный В.Г., Смирнов В.Г., Черная И.П. Формационный анализ магматических пород Тимана. — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым северо-востока Европейской части СССР. Сыктывкар: Коми фил. АН СССР, 1972, № 7, с. 32—36.
9. Черный В.Г., Черная И.П., Смирнов В.Г. Основные черты металлогении Тимана. — В кн.: Геология и полезные ископаемые Северо-Востока европейской части СССР и Северного Урала: Тр. VI геол. конф. Коми АН СССР. Сыктывкар: Коми фил. АН СССР, 1965, с. 19—24.
10. Шатский Н.С. Основные черты, строение и развитие Восточно-Европейской платформы (сравнительная тектоника древних платформ). — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1946, № 1, с. 4—11.

УДК 552.143:551.71/ 72 (571.61/.62)

Е.А. КУЛИШ

ЛИТОЛОГИЯ, МЕТАМОРФИЗМ И МИНЕРАГЕНИЯ ДОКЕМБРИЙСКИХ ПОРОД БУРЕЙНСКОГО МАССИВА

Буреинский срединный массив расположен в центральной части Амурской складчатой области в зоне сочленения субширотной Монголо-Охотской и близмеридиональной Сихотэ-Алиньской складчатых систем и граничит с ними по серии региональных разломов, а также грабенов, впадин, сложенных фанерозойскими образованиями. Массив — гетерогенное и разновозрастное образование, основу которого составляют докембрийские и палеозойские гранитоиды, среди которых и на которых залегают другие докембрийские и фанерозойские магматические, метаморфические и осадочные породы. Многочисленные дизъюнктивные нарушения различных ориентировок расчленяют массив на ряд тектонических блоков и впадин.

Докембрийские образования массива обнажаются в виде разрозненных и разновеликих по площади (до 600 км²) выходов (блоков). По структурному положению, выходы докембрия представляют реликты кровли Буреинского гранитоидного массива, являясь остатками крупных допалеозойских антиклинорных и синклинорных структур северо-восточного или субмеридионального простирания.

Комплексы докембрия образуют два структурных этажа: нижний представлен буреинским кристаллическим комплексом раннего протерозоя, верхний — позднепротерозойским хинганским комплексом. Вопрос о выделении здесь архейских образований пока остается открытым.

Плохая обнаженность пород докембрия, разобщенность их выходов, сложная дислоцированность, полиметаморфический характер преобразований весьма затрудняют стратиграфическое расчленение, корреляцию и иное изучение докембрия Буреинского массива. Как правило, для каждого выхода пород Буреинского массива существуют свои схемы стратиграфического расчленения, которые с трудом коррелируются.

Буреинский комплекс. Наиболее крупные выходы толщ буреинского комплекса известны в бассейнах рек Помпеевки, Урила, Урми, Яурины, Тырмы, Солони, Нимана, Буреи, Селемджи и др. Общая мощность пород — до 10 км. Толщи комплекса характеризуются сложными пликативными и дизъюнктивными деформациями. Литологический анализ метаморфических образований буреинского комплекса, реконструкция литолого-фациальных и геотектонических обстановок раннего протерозоя позволили установить, что буреинский комплекс представлен амурской, тастахской и гуджальской сериями, сформировавшимися практически одновременно, но в различных обстановках геосинклинальной области.

Амурская серия состоит (снизу вверх) из туловчихинской, дичунской, урильской и союзненской свит, залегающих друг на друге без значительных структурных несогласий и имеющих единый план геотектонических структур.

Туловчихинская свита (500—2000 м) представлена полосчатыми, мигматизированными и очковыми биотитовыми и биотит-хлоритовыми, реже двуслюдяными и биотит-амфиболовыми и еще реже мусковитовыми, амфиболовыми, гранатовыми и другими гнейсами. Среди гнейсов залегают пропластки биотитовых, двуслюдяных, мусковитовых, амфиболовых, амфибол-гранатовых, амфибол-пироксеновых, силлиманит-биотитовых, андалузитовых, ставролитовых и иных сланцев, реже — слои кварцитов и мраморов, преимущественно в верхних частях.

Дичунская свита (800—1000 м) — амфиболиты, амфиболовые, амфибол-пироксеновые, диопсидовые, амфибол-эпидотовые, хлоритовые сланцы и гнейсы, в которых залегают более редкие пропластки биотитсодержащих, двуслюдяных, серицит-хлоритовых и других гнейсов и сланцев. Нижняя часть разреза свиты почти целиком сложена зеленосланцевыми и амфиболовыми породами, в середине толщи заметную роль приобретают двуслюдяные, биотитовые, серицит-хлоритовые гнейсы и сланцы. Верхняя часть свиты аналогична нижней, но в отличие от последней здесь наблюдаются редкие маломощные пропластки слюдястых кварцитов и мраморов, а количество и мощность пропластков слюдястых сланцев резко возрастают вверх по разрезу. В целом для этой свиты характерен основной состав пород, отвечающий составу основных диоритов. По своему происхождению ее первичный материал в большей части представляет вулканогенные образования, на что указывают развитые в разрезе слабоизмененные порфириты, амфиболиты с реликтовыми структурами изверженных пород и мощные, залежи зеленокаменных пород, характерные для вулканогенных формаций.

Урильская свита (800—3000 м) залегают на породах дичунской свиты согласно (по рекам Урма, Солони, Ниман и др.). Переход между ними постепенный, выраженный в направленном уменьшении в переслаивающейся толще амфиболовых и зеленосланцевых пород и увеличении кварцево-слюдястых сланцев и гнейсов. Урильская свита — двуслюдяные, биотитовые, мусковитовые, биотит-амфиболовые, альбитовые, разнообразные зеленые кварцсодержащие сланцы и гнейсы, изредка кварциты и другие породы. Слюдястые сланцы составляют основу свиты. Для сланцев свиты вообще характерны заметные, нередко значительные количества кварца и альбита. В нижней части свиты среди слюдястых сланцев залегают относительно многочисленные пропластки амфиболитов и зеленосланцевых пород, а в верхней — пропластки кварцитов, мраморов (с редкими зернами графита), амфиболитов, малографитистых, турмалини- и гранатсодержащих слюдястых сланцев, а иногда и флишеподобных пачек. В одних местах свита в целом имеет существенно сланцевый состав, в других она гнейсовая или гнейсо-сланцевая, что обусловлено прежде всего воздействием на сланцевую толщу сложно сочетающихся процессов регионального и инъекционного метаморфизма, гранитизации и мигматизации, связанных с докембрийскими и палеозойскими гранитоидами. Такие переходы отмечаются повсеместно (реки Туловчиха, Помпеевка, Урида, Тырма, Солони, Ниман и др.). Они затрудняют отнесение той или иной толщи к образованиям туловчихинской или урильской свит.

Союзненская свита (до 4000 м) залегают стратиграфически выше урильской в одних местах согласно, в других с разрывом и несогласием. Согласно залегание союз-

ненской свиты установлено в бассейнах рек Акимша, Солони и др. В первом случае типичные гнейсо-сланцевые породы уральской свиты вверх по разрезу согласно и постепенно переходят в толщу графитовых, графит-биотитовых, графит-биотит-гранатовых и других сланцев, графитсодержащих мраморов и кварцитов. Такая ассоциация графитсодержащих терригенно-карбонатных пород характерна для союзненской свиты. В бассейне р. Солони, наоборот, графитсодержание породы вверх по разрезу как бы перекрываются биотитовыми гнейсами и сланцами, причем по межформационной границе наложения в мраморах развиты многочисленные структуры будинажа, обусловленные различной пластичностью сланцевых, кремнистых и карбонатных пород. Изучение складок волочения показало, что здесь имеет место опрокинутое залегание пород. Союзненская свита — толща сложного, нередко ритмичного переслаивания, подразделяется на три подсвиты, породы которых повсеместно содержат в том или ином количестве графит.

Нижнесоюзненская подсвита (до 1000 м) слагается слоистыми полевошпатовыми и мономинеральными кварцитами, биотитовыми, биотит-мусковитовыми, биотит-силлиманитовыми, фибролит-корунд-биотитовыми, мусковитовыми, серицитовыми, силлиманитовыми, гранатовыми, кордиеритовыми, ставролитовыми, графитовыми, роговообманковыми, актинолитовыми, тремолитовыми, антофиллитовыми, андалузитовыми, пироксеновыми, альбитовыми, хлоритовыми и другими сланцами и гнейсами. Кроме того, наблюдаются залежи амфиболитов, мраморов и кальцифириров. Последние особенно развиты в нижней и верхней частях подсвиты.

Среднесоюзненская подсвита (до 1300 м) представлена крупнокристаллическими мраморами и кальцифирами с прослоями разнообразных графитсодержащих сланцев, гнейсов и графитовых пород. В мраморах и кальцифирах повсеместно отмечается вкрапленность графита и других минералов.

Верхнесоюзненская подсвита (до 1600 м) содержит разнообразные сланцы и гнейсы, среди которых отмечаются залежи мономинерального графита, а в нижней части — кварцитов с полевыми шпатами, биотитом и силлиманитом.

Тастакскую серию (до 6000 м) слагают согласно залегающие (снизу вверх) амбардакская, санганарская и лепиканская свиты.

Амбардакская свита (до 800 м) — кварциты, биотитовые и реже биотит-амфиболовые, биотит-клинопироксеновые, биотит-гранатовые и другие гнейсы.

Санганарская свита (1800—2800 м) — биотитовые, биотит-гранатовые, графитсодержащие, биотит-роговообманковые, роговообманковые, двуслюдяные и другие гнейсы и сланцы, а также кварциты и амфиболиты.

Лепиканская свита (800—2000 м) — разнообразные гнейсы и сланцы с биотитом, мусковитом, гранатом, силлиманитом, амфиболами и другими минералами; графитсодержащие породы, мраморы, кварциты, амфиболиты и т. д. Породы серии слагают северную часть Чегдомынского блока и других выходов в северо-восточной части массива. Они в достаточной мере мигматизированы.

Гуджалская серия (до 6500 м) включает согласно залегающие нижне-, средне- и верхнегуджалскую свиты. Образование гуджалской серии слагают часть Чегдомынского блока и другие выходы в восточной части массива. Нижние и средние части разреза серии мигматизированы.

Нижнегуджалская свита (1700—3500 м) — однообразная толща гнейсов с биотитом, мусковитом, роговой обманкой, реже гранатом, силлиманитом, клинопироксеном; местами залегают кварциты, мраморы, амфиболиты и реже графитсодержащие породы.

Среднегуджалская свита (1700—2000 м) — разнообразные кварциты с подчиненными прослоями различных сланцев и амфиболитов, а также редких мраморов.

Верхнегуджалская свита (500—700 м) — переслаивание однообразных биотитовых, мусковитовых, двуслюдяных, гранат-биотитовых и других сланцев с подчиненными прослоями кварцитов, мраморов, амфиболитов и графитсодержащих пород.

Как показал литологический анализ, толща бураинского комплекса сформировалась в Бураинской нижнепротерозойской геосинклинальной области, дифференцированной на эвгеосинклинальную (западную) и миогеосинклинальную (восточную) зоны, которые в общих чертах развивались одновременно и независимо. Накопление отложений происходило в морских бассейнах и осложнялось.

В западной эвгеосинклинальной области (амурское время) на раннем этапе формировалась мощная толща граувакк, песчано-глинистых, вулканогенно-осадочных и

вулканогенных образований (туловчихинская свита). На последующем этапе образования вулканогенные отложения дичунской свиты. Вулканы преимущественно основного состава представляли собой туфы, покровы и силлы, преобразованные впоследствии в зеленосланцевые и амфиболитовые толщи. На заключительном этапе развития в этой области Буреинского массива отлагались глинистые, кремнистые и флишвидные осадки уральской свиты.

В восточной части области (в тастакском и гуджалском время) накапливались отложения миогеосинклинальных морских, терригенно-морских и терригенных формаций (карбонатные, кремнистые, песчано-глинистые, глинистые, в том числе и высокоглиноземистые, и другие, нередко с примесью органического вещества). Роль вулканогенно-осадочных и вулканогенных образований здесь ограничена.

Особенности образования комплексов в пределах выделенных зон привели к их значительной внутренней дифференцированности, что обусловило в свою очередь наличие в толщах буреинского комплекса разнообразных фациальных переходов. Замыкание зон геосинклинальной области ознаменовалось накоплением морских, терригенно-морских существенно карбонатных образований, содержащих нередко заметную примесь органических веществ (союзненская свита).

Относить нижние и средние части разреза буреинского комплекса к нижнему протерозою и верхние (союзненскую и другие свиты) к верхнему протерозою, как это предполагают некоторые исследователи, неправомерно ввиду одинаковых генетических, тектонических и петрологических особенностей комплекса в целом. Установленная последовательность осадконакопления буреинского комплекса хорошо согласуется с характером седиментации в фанерозойских геосинклинальных областях.

Дифференциация осадконакопления в раннем протерозое привела к концентрации ОВ (графитовое Союзненское месторождение), глинозема (силлиманитовые и дистеновые породы, гора Маячная на Малом Хингане), сульфидов в стратиформных толщах. Нижнепротерозойские амфиболиты несут повышенную золотоносность. Монациты и ксенотимы из гранат-биотитовых грейсов и кварцитов в бассейне р. Сынчуга содержат повышенные количества иттрия и других элементов, а в роговообманковых породах со сфеном, рутилом и анатазом содержится TiO_2 . Графитовые сланцы союзненской свиты характеризуются существенными концентрациями ванадия, молибдена, свинца, цинка и др. В целом метаморфические породы буреинского комплекса содержат олово, молибден, золото, медь, свинец, цинк, вольфрам, бор, циркон, итрий и другие элементы.

Осадочные, вулканогенно-осадочные и вулканогенные толщи, а также интрузивные образования буреинского комплекса в раннем протерозое претерпели вначале синтетектонический региональный метаморфизм, вызванный погружением нижнепротерозойских образований в более глубокие зоны литосферы в период протерозойского орогенеза и протекавший в условиях фаций умеренной глубинности. Метаморфизм сочетался с интенсивными пликативными дислокациями. Интенсивность метаморфизма широко варьировала от зеленосланцевой субфации до высоких ступеней амфиболитовой (альмандин-силлиманитовая субфация), лишь в единичных случаях отмечены парагенезисы с гиперстеном и волластонитом. Неравномерность проявления регионального метаморфизма выразилась в пятнистом распределении пород различной фациальной принадлежности, в сложных реакционных взаимодействиях минералов и их ассоциаций.

Регионально-метаморфизованные толщи буреинского комплекса испытали неоднократные воздействия ультраметаморфизма (мигматизация и гранитизация), инъекционного и контактового метаморфизма, проявившихся последовательно или с определенными разрывами во времени. Эти явления связаны с внедрением, формированием и становлением нескольких возрастных и формационных групп докембрийских и палеозойских гранитоидов (тырмо-буреинских, биробиджанских и др.). Мигматизация сопровождалась формированием очковых, полосчатых, пльчатых мигматитов, небулитов и других типов мигматитов, возникавших в различных сочетаниях и последовательностях в зависимости от пространственного соотношения гранитоидов и метаморфических пород, от структурно-текстурных и вещественных особенностей последних и т. п.

Ультраметаморфизм (гранитизация и мигматизация) обычно протекал в условиях амфиболитовой фации. В том случае, когда гранитизация и мигматизация охватывали образования более низких ступеней предшествующего регионального метаморфизма, эти породы испытывали структурные и минеральные преобразования более высокого

метаморфизма (прогрессивный инъекционный метаморфизм). Когда ультраметаморфические воздействия имели более низкие *P-T*-условия и более активный потенциал гидротермальных растворов, тогда наблюдались регрессивно-метаморфические явления с формированием более низкотемпературных минеральных ассоциаций, чем образования предшествующих регионального метаморфизма или ультраметаморфизма. В ультраметаморфизованных и инъекционно-метаморфизованных толщах отмечается зональное проявление метаморфизма, а в породах — сложное сочетание нескольких минеральных парагенезисов и реакционных взаимоотношений минералов.

В формировании гранитоидов, развитых среди толщ бурейского комплекса, существенную роль играли метасоматическое замещение и обычно следующий за ним анатексис. Значительная часть анатектоидных гранитоидов интродировала из более глубоких зон ультраметаморфизируемой толщи.

Относительно слабометаморфизованные породы бурейского комплекса (особенно союзненской свиты) в экзоконтактах с гранитоидными интрузиями подверглись локально проявленному контактовому метаморфизму. Чем слабее степень предшествующего регионального метаморфизма пород, тем интенсивнее проявлялись в них контактовые преобразования, достигающие по *P-T*-условиям пироксен-роговиковой фации. Ширина контактового ореола 50–700 м. Разнообразны минеральные преобразования и новообразования с широким спектром реакционных взаимоотношений минералов. Контактный метаморфизм был преимущественно термальный, нередко сопровождался окварцеванием, альбитизацией, сульфидизацией, а по мраморам развиты скарны, нередко рудоносные.

По существу породы бурейского комплекса являются полиметаморфическими и полифациальными в результате неоднократных и разнородных метаморфических преобразований. Имеют место прогрессивные и регрессивные стадии эволюции метаморфизма, причем многоэтапные и разновозрастные. Интенсивность каждого этапа метаморфизма значительно менялась от места к месту. Сложный характер проявления процессов метаморфизма усугублен различным уровнем эрозионного среза тектонических блоков. Даже в пределах небольших площадей или небольших стратиграфических подразделений отмечается пятнистое распределение тех или иных видов метаморфических пород, несущих в своем большинстве разнообразные реликты предшествующих этапов. Обычно это реликтовые минеральные ассоциации или структуры. Последние отмечаются практически во всех типах пород, но особенно четко они проявлены в ортоамфиболитах, метаморфизованных порфириодах и кварцитах низких ступеней метаморфизма.

Четкой зависимости между степенью метаморфизма и стратиграфическими подразделениями не отмечено. Вместе с тем по степени регионального метаморфизма можно составить относительный ряд от сильнометаморфизованных образований к слабо метаморфизованным, который в общих чертах представлен породами следующих стратиграфических подразделений: тастакская серия, амурская серия (туловчихинская, дичунская, урильская и союзненская свиты) и гуджалская серия. Степень метаморфизма пород одного и того же стратиграфического подразделения даже в одном блоке, как отмечалось ранее, весьма различна (примером могут служить толщи союзненской свиты). Можно также отметить, что южные и западные части массива испытали менее сильный метаморфизм, чем восточные и северные.

Петрохимический состав пород конкретных разрезов толщ бурейского комплекса в целом неодинаков и по содержанию кремнекислоты изменяется от гранита, гранит-гранодиорита и до гранодиорит-диорита.

Сочетание в нижнем структурном этаже Бурейского массива полиметаморфических толщ нижнего протерозоя с докембрийскими и фанерозойскими интрузивными образованиями обусловило создание здесь сложного по своему составу и строению структурно-формационно-петрологического комплекса пород фундамента массива.

Хинганский комплекс. На нижнепротерозойских кристаллических образованиях бурейского комплекса со структурным несогласием в грабенообразных структурах залегают мощная толща разнообразных пород хинганского комплекса (рифей), относящегося ко второму структурному этажу докембрия. Степень пликативных деформаций и метаморфизма хинганского комплекса значительно меньше, чем у образований нижнего структурного яруса. В малохинганской части Бурейского массива хинганский комплекс (мощностью до 5 км) подразделяется на свиты (снизу вверх):

дитурскую, игинчинскую, мурандавскую, рудоносную и лондоковскую. В центральной части массива верхний протерозой представлен суларинской и мельгинской свитами.

Некоторые исследователи относят рудоносную и лондоковскую свиты к нижнему кембрию на том основании, что в породах рудоносной свиты были обнаружены органические остатки, определенные как *Modioloides prisus* Walcott. Другие считают, что комплекс полностью относится к рифею. По этому вопросу можно заметить следующее. Прежде всего единичные находки фауны трудноопределимы из-за плохой сохранности, во-вторых, *Modioloides prisus* Walcott встречается и в более древних образованиях. В-третьих, строматолиты и другие проблематические остатки, найденные в породах комплекса, достоверно указывают на докембрийский возраст. И наконец, джеспилиты, развитые в рудоносной свите и характерные для докембрийских образований, также свидетельствуют в пользу докембрийского возраста рассматриваемых свит.

Хинганский комплекс представляет собой одно целое в геоструктурном отношении. Все свиты лежат согласно, имеют одну степень метаморфизма, единый план деформаций и залегают в одинаковых структурах (грабенах). Этот комплекс хорошо коррелируется с рифейскими отложениями Сибирской платформы, Усури-Ханкайского массива и Северо-Восточного Китая, где аналогичные образования относятся к рифею.

Дитурская свита (600—1000 м) в нижней части слагается графитисто-углистыми филлитовидными, кварц-серицитовыми сланцами с прослоями кварцитов, кристаллических известняков, углистых пирит-пиритиновых филлитов. Изредка отмечаются прослои серицитовых сланцев с мусковитом. Верхнюю часть представляют однородные светло-серые мелкозернистые слоистые кристаллические известняки. Подавляющая масса известняков сложена кальцитом, но местами отмечаются доломитизированные, углистые и кремневые известняки и известняки с тремолитом. Фациальные переходы характеризуются сменой по простирацию известняков филлитами и кварцитами, что обуславливает появление среди пород нижней части известняков, а в верхней — филлитов и кварцитов.

Игинчинская свита (1000—1500 м) включает в себя зеленоватые, серые и темно-серые филлиты, филлитовидные глинистые, кремнисто-глинистые, глинисто-серицитовые, серицит-биотитовые, серицитовые углистые и серицит-графитовые сланцы, которые переслаиваются с рассланцованными полимиктовыми и кварцевыми песчаниками и алевролитами, с серицитовым, кварцевым и железистым цементом. Обломочный, незначительно окатанный материал представлен кварцем, кислым плагиоклазом, турмалином, гранатом и другими минералами. Отмечаются прослои кристаллических доломитов и известняков. Для низов свиты характерно преобладание песчаников, алевролитов, а для верхних частей — сланцев. Граница с вышележащей толщей проводится по появлению в разрезе прослоев доломитов.

Суларинская свита — стратиграфический аналог игинчинской свиты. Она развита в центральной части массива и подразделяется на две подсвиты: нижнюю (до 800 м) — переслаивающиеся филлитовидные известково-глинистые и кремнистые сланцы с подчиненными им в количественном отношении покровами кислых эффузивов и верхнюю (1200 м) — филлитовидные сланцы, полимиктовые песчаники, линзовидные залежи кварцевых порфиров. Перекрываются породы свиты согласно образованиями мельгинской свиты. На севере массива она имеет мощность до 1000 м и сложена песчаниками, сланцеватыми алевролитами, филлитовидными глинистыми и углисто-глинистыми сланцами с линзами известняков в верхней части свиты.

В бассейне р. Буреи с игинчинской свитой сопоставляется сланцевая толща, верхи которой слагают черные филлитоподобные глинистые и углисто-глинистые сланцы с прослоями глинистых и мелкозернистых аркозовых песчаников. Эти породы перекрываются аркозовыми песчаниками, конгломератами с более редкими прослоями глинистых и песчано-глинистых сланцев.

Мурандавская свита (700 м) расчленяется на три горизонта. Нижний горизонт сложен массивными окремненными доломитами, среди которых залегают линзообразные тела магнезитов, известняков, доломитов, доломито-серицитовых и магнезито-доломитовых пород. Переходы между доломитами и магнезитами резкие и постепенные. В магнезитах и доломитах отмечается окремнение и обособления кремня. Магнезиты имеют осадочные происхождение. Средний горизонт представлен слоистыми и сланцеватыми доломитами, в которых залегают прослои филлитовидных углисто-глинистых, карбонатно-глинистых, кремнистых и кремнисто-глинистых сланцев и гли-

нистых доломитов. Для горизонта характерны значительные фациальные переходы пород. Филлитовидные сланцы, кроме глинистого и углистого вещества и кварца, содержат серицит и хлорит. Кремнистые сланцы имеют яшмовидный облик, полосчатую текстуру и состоят из кварца, опала, халцедона и др. Контакты сланцев с доломитами резкие. В верхнем горизонте выделяются массивные серые доломиты, подобные породам нижнего горизонта, но они не содержат магнезитов и менее окремнены.

Мельгинская свита (до 100 м) центральной части Буреинского массива сопоставляется стратиграфически с мурандавской свитой. Она представлена толщей мраморизованных и доломитизированных известняков с линзами доломитов, среди которых в верхах разреза отмечаются прослои песчаников, алевролитов и филлитовидных сланцев.

Рудоносная свита (до 600 м) залегает на размытой поверхности мурандавской свиты. По своему характеру стратиграфический перерыв — межформационный и не сопровождается угловым несогласием. В основании свиты местами лежат седиментационные брекчи, сложенные обломками пород подстилающих свит. Рудоносная свита состоит из трех горизонтов, постепенно переходящих один в другой.

Подрудный горизонт представлен переслаивающимися темными углисто-глинистыми, кремнисто-серицитовыми и глинисто-карбонатными сланцами и доломитами; отмечаются седиментационные брекчи, сформировавшиеся в водной среде, и тиллиты.

Рудный горизонт сложен толщей переслаивающихся глинисто-кремнистых сланцев, буро-красных яшм, микрокварцитов, седиментационных брекчий и железо-кремнистых пород (джеспилитов, железистых кварцитов). Железистые кварциты Малого Хингана образуют пачку пород мощностью до 30 м. Среди них можно выделить гематитовые, гематит-магнетитовые и магнетитовые полосчатые кварциты. Полосчатость породы вызвана тонким переслаиванием рудных прослоев и существенно кварцевых и яшмовидных пропластков. Рудные прослои слагаются почти нацело зернами магнетита или гематита, тесно сросшихся с более редкими зернами кварца. Нерудные слои состоят из агрегата мелких зерен кварца, в котором рассеяны многочисленные мельчайшие зерна рудных минералов, что придает им красный или серый цвет. В лежащем боку железорудного пласта залегают подобные тонкослоистые породы, в значительной степени обогащенные марганцем и составляющие пачку мощностью до 10 м. Это преимущественно тонкозернистые браунит-гематитовые, браунитовые и браунит-гаусманитовые кварциты и родохрозитовые породы, в которых местами наблюдаются повышенные количества пелитового и карбонатного вещества. В последнем случае появляются гаусманит-родохрозитовые и кремнисто-родохрозитовые породы, а в первом случае породы содержат также серицит, хлорит и спессартин. Изредка в рудном горизонте отмечаются слои доломитов. Переход к ниже- и вышележащим породам постепенный.

Надрудный горизонт формируется кварц-серицитовыми сланцами, слюдястыми кварцитами, углистыми и углисто-кремнистыми сланцами, в которых залегают редкие пласты кристаллических доломитов, известняков и доломитизированных известняков.

Для горизонтов рудоносной свиты отмечаются значительные фациальные переходы (в направлении запад — восток) одних пород в другие, особенно это характерно для подрудного и надрудного горизонта. Поэтому мощность колеблется от 150 до 600 м.

Лондоковская свита (до 1000 м) согласно залегает на породах надрудного горизонта. Нижний горизонт (400—500 м) представлен серыми и темно-серыми массивными и полосчатыми известняками, имеющими выдержанный химический состав. Они при дроблении издают запах сероводорода, иногда обогащены углистым и битуминозным веществом. Местами в подошве свиты залегают мелкозернистые песчанитые известняки со значительным содержанием зерен кварца. Изредка наблюдаются редкие прослои углистых сланцев и доломитов, особенно в верхней части горизонта. Верхний горизонт сложен кремнистыми и кремнисто-глинистыми сланцами.

Реконструкция литологической и тектонической обстановок того периода показывает, что хинганский комплекс сформировался в условиях достаточно дифференцированной складчатой области миогеосинклинального типа. Разнообразие типов седиментации и влияние вулканизма, их значительная дифференцированность привели к образованию в хинганском комплексе промышленных концентраций железа, марганца, магнезитов, фосфоритов; в них также наблюдаются повышенные содержания редких элементов. Толщи хинганского комплекса испытали относительно слабый региональный метаморфизм (низкие субфации зеленосланцевой фации) или региональный эпигенез. На контактах с палеозойскими гранитоидами они претерпели разнообразные

по степени и характеру контактово-метаморфические и метасоматические преобразования. Контактный метаморфизм заключается в минерально-структурных изменениях пород и в определенном привносе вещества (щелочей, кремнезема, серы, железа, меди и др.) из магматических тел.

В фанерозе в ряде зон толщи докембрия (буреинский и хинганский комплексы) были подвергнуты неоднократному низкотемпературному диафорезу и гидротермальному метаморфизму преимущественно вдоль зон разломов и других крупных дизъюнктивных структур. Регрессивный и гидротермальный метаморфизм привел к существенным структурным и вещественным преобразованиям пород и характеризовался значительной неоднородностью проявления. Повсеместно отмечается развитие вторичных низкотемпературных минеральных ассоциаций по ранним, более высокотемпературным образованиям буреинского комплекса. Обычно эти ассоциации относятся к *зеленосланцевой фации* (хлорит, альбит, актинолит), реже к *эпидот-амфиболитовой* (эпидот, альбит, биотит). Изменения такого рода сопровождалось привносом воды, углекислоты, натрия, серы. В измененных породах наблюдается мусковитизация, серицитизация, альбитизация, хлоритизация, окварцевание, эпидотизация, соссорицитизация, сульфидизация, карбонатизация и т.п. Широко развиты катаклазиты, милониты, бластомилониты, что указывает на связь диафореза с тектоническими движениями. В толщах хинганского комплекса здесь проявлена серицитизация, хлоритизация, аргиллитизация, пропилитизация и т.п.

Учитывая, что палеозойские гранитоиды местами подвержены диафорезу, местами нет, но соприкасаются с регрессивно измененными образованиями, можно заключить, что регрессивные явления различной степени и интенсивности проявлялись неоднократно в докембрии, палеозое и мезозое. В частности, абсолютный возраст некоторых диафоритов около 200 млн. лет (калий-аргоновый метод).

Несмотря на то, что породы докембрия Буреинского массива прошли сложные и неоднократные изменения, реликты первичного состава пород имеются во всех метаморфических образованиях, хотя их разнообразие и выраженность уменьшаются с возрастанием степени проявленности метаморфизма.

Минералогия буреинского комплекса определяется несколькими этапами и типами минерализации, преимущественно метаморфогенного типа. Первично-осадочные концентрации ОВ, карбонатов и глинозема обусловили наличие метаморфизованных месторождений мраморов, графита, силлиманита, кианита, граната, а золотосодержащие амфиболиты участвуют в создании золотых россыпей. Золотоносность также связана и с амфиболовыми гнейсами, и пегматитами на Малом Хингане (Анерт, 1928 г.). Отмечены проявления хромита в серпентинизированных ультрабазитах.

Хинганский комплекс несет промышленные месторождения железа и марганца (железистые кварциты, железомарганцевые и марганцево-карбонатные руды рудосной свиты), магнезитов (мурндавская свита), мраморов и цементного сырья; на контактах палеозойских гранитоидов с марганцевыми породами формировались родониты, в магнезиальных породах — бруситы.

Последующие фанерозойская геотектоническая активизация и магматизм обусловили формирование в докембрийских толщах Буреинского массива месторождений и проявлений олова, молибдена, боратов, свинца, цинка, меди, вольфрама, редких и других элементов. Эти концентрации элементов локализованы и в кристаллическом фундаменте, и в рифейских толщах, и в фанерозойских осадочных, вулканогенно-осадочных и вулканогенных образованиях третьего структурного этажа.

Металлогенические особенности фанерозойского периода развития массива существенным образом определяются составом толщ буреинского комплекса, характеризующего повышенными содержаниями вышеуказанных элементов. Для оловянной, молибденовой и другой минерализаций установлено их пространственное совпадение с участками повышенных содержаний олова, молибдена и других элементов в метаморфических толщах. Геохимические особенности палеозойских гранитоидов также коррелируются с геохимической специализацией супракраустальных образований буреинского комплекса. Это позволяет заключить, что в фанерозе при тектоно-магматической активизации Буреинского массива, при формировании в его глубинных зонах магматических расплавов, при повторном метаморфизме, метасоматозе, гранитизации и анатексисе нижнепротерозойских толщ происходила мобилизация рудного вещества буреинского комплекса, вынос его в другие, преимущественно верхние горизонты, и локализация его в благоприятных структурных условиях.

СОДЕРЖАНИЕ

УГЛЕРОДИСТЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ДОКЕМБРИЯ, ИХ ЛИТОЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ И РУДОНОСНОСТЬ В СВЕТЕ СОВРЕМЕННЫХ ДАННЫХ О БИОЛИТОГЕНЕЗЕ

Н.А. Созинов, Н.П. Ермолаев. Металлоносные черные сланцы и новые представления в теории рудообразования	5
Г.П. Бондаренко, Г.О. Нечипоренко. Экспериментальные данные о влиянии природных органических соединений на миграцию и форму осаждения свинца из морской воды	13
Е.А. Пашкова. Медь, свинец и цинк в карбонатной системе морской воды (по экспериментальным данным)	20
В.А. Соколов, Л.П. Галдобина, Ю.И. Сацук. Геология и литология шунгитовых пород Карелии	27
В.Н. Вербицкий, Б.А. Горлицкий, Г.И. Каляев, А.М. Снежко. Углеродистые образования раннего докембрия Украинского щита и основные черты их металлогении	37
В.А. Рябенко, О.Д. Моськина. Углеродистые образования нижнего докембрия Украинского щита и их положение в структурах кристаллического фундамента	43
И.В. Гаськов. Геохимические особенности углеродистых сланцев Олоkitского синклинория	51
О.В. Горбачев, Н.А. Созинов. Некоторые петрохимические и геохимические аспекты типизации углеродистых отложений докембрия	55
С.И. Жмур. О роли известковистого наннопланктона (кокколитофорид) в образовании морских карбонатно-углеродистых формаций	62
В.А. Мележик, А.А. Предовский. Геохимия раннепротерозойских углеродистых ассоциаций Кольского региона	65
А.А. Предовский, Св.А. Сидоренко, В.А. Мележик, В.И. Болотов, Н.Б. Бекасова, В.В. Любцев, А.А. Басалаев. Парагенез углеродистых пород и особенности распределения органического углерода в метасадочных толщах докембрия Кольского региона	71
Е.П. Акульшина, С.В. Сараев, Г.М. Писарева. Сравнительная характеристика условий образования черносланцевых толщ Енисейского кряжа и Центральных Кызылкумов	87
В.Т. Сафронов. О содержании микроэлементов в основных типах углеродсодержащих пород докембрия	92
А.И. Голубев, Л.П. Галдобина. Углеродсодержащие породы заонежской свиты нижнего протерозоя Карелии и их геохимическая специализация	100
А.М. Акрамходжаев, Д.М. Сургутанова. Рассеянное органическое вещество рифей-вендских отложений Западного Узбекистана и связь его с рудными полезными ископаемыми и углеводородами	105

ЛИТОЛОГИЯ, МЕТАМОРФИЗМ И МЕТАЛЛОГЕНИЯ ДОКЕМБРИЯ СРЕДИННЫХ МАССИВОВ

А.А. Абдулин, М.А. Касымов, Н.С. Ярославцева, Р.Р. Хайбуллин. Особенности осадконакопления в раннем докембрии Казахстана	112
П.Т. Тажибаева, Н.А. Азербаяев, Е.М. Фазылов. Осадочные фации венда и некоторые вопросы позднедокембрийской истории геологического развития Большого Каратау	128
О.М. Розен, А.С. Корякин, Л.Д. Нащекина. Геохимические особенности докембрийских кор выветривания щитов и срединных массивов (на примере Центральной Карелии и Кочетавского массива)	137
А.П. Гуляев. О потенциальной вольфрамоносности докембрия Казахстана	144
В.М. Бирюков. О метаморфогенно-метасоматической зональности в гнейсово-мигматитовых комплексах Мугуджар	147
К.Д. Сулейменов, С.Г. Когай. К проблеме металлогении древних толщ Улутауского мегантиклинория	157
Л.Н. Белькова, В.Н. Огнев. Литология, метаморфизм и особенности металлогении докембрия срединных массивов Среднеазиатского складчатого пояса	159
Т.Г. Павлова. Седиментологический анализ и условия формирования метаморфизованных докембрийских отложений Центрального Казахстана и Южного Урала	163
А.А. Абдулин, И.В. Евлентьев, М.А. Касымов. Формационные ряды древнейших метаморфических толщ срединных массивов Урала и их минерагения	172
Ю.П. Ермоленко, В.П. Бондарев, В.В. Добровольский, М.С. Кострюков. Новые данные по металлогении докембрийских образований Северного Тимана	177
Е.А. Кулиш. Литология, метаморфизм и минерагения докембрийских пород Буреинского массива	186

CONTENTS

PRECAMBRIAN CARBONACEOUS FORMATIONS, THEIR LITHOLOGY, GEOCHEMISTRY AND ORE-BEARING FEATURES IN MODERN BIOLITHOGENICAL ASPECTS

N.A. Sozinov, N.P. Ermolaev. Metal-bearing black shales and modern conceptions of the ore formation	5
G.P. Bondarenko, G.O. Nechiporenko. Influence of natural organic components on migration and precipitation forms of lead in the sea water — experimental data	13
E.A. Pashkova. Copper, lead and zinc in carbonat system of sea water (experimental data)	20
V.A. Sokolov, L.P. Galdobina, U.I. Satsuk. Geology and lithology of the Karelian shungite rocks	27
V.N. Verbitsky, B.A. Gorlitsky, G.I. Kalyaev, A.M. Snezhko. Carbonaceous formations in the Early Precambrian of the Ukrainian Shield and their metallogeny	37
V.A. Ryabenko, O.D. Moskina. The Low Precambrian carbonaceous formations of the Ukrainian Shield and their relation to the crystalline basement structures	43
I.V. Gaskov. The geochemistry of black shales of the Olokitsky synclinorium	51
O.V. Gorbachev, N.A. Sozinov. Some petrochemical and geochemical Aspects of the typification of carbonaceous formations	55
S.I. Zhmur. The role of the carbonate nannoplankton (coccolithophora) in the origin of marine carbonate-carbonaceous formations	62
V.A. Meleshik, A.A. Predovsky. The geochemistry of the Kola Region Early Proterozoic carbonaceous associations	65
A.A. Predovsky, Sv.A. Sidorenko, V.A. Melezhik, V.I. Bolotov, N.B. Bekasova, V.V. Lyubtsev, A.A. Basalaev. Paragenesis of the carbonaceous rocks and organic carbon distribution in the Kola Region Precambrian metasediments	71
E.P. Akulshina, S.V. Saraev, G.M. Pisareva. Comparison of the Yenisei Ridge and Central Kizilkums black shales forming conditions	87
V.T. Saphronov. The content of microelements in the principal types of Precambrian carbonaceous rocks	92
A.I. Golubev, L.P. Galdobina. Carbonaceous rocks of the Zaonezhsky unite of the Karelian Low Proterozoic sequence and their geochemical specialisation	100
A.M. Akramhodzhaev, D.M. Surgutanova. Dispersed organic matter in the riphean-vendean sequences of West Uzbekistan and their relation to hydrocarbon and ore deposits	105

LYTHOLOGY, METAMORPHISM AND METALLOGENY OF PRECAMBRIAN MEDIAN MASSES

A.A. Abdulin, M.A. Kasimov, N.S. Yaroslavtseva, R.R. Haybullin. Peculiarities of Early Precambrian sedimentation in Kazakhstan	112
P.T. Tazhibayeva, N.A. Azerbayev, E.M. Fazilov. Facial analyses of vendean sedimentation and some aspects of the late Precambrian geological evolution of the Bolshoy Karatau	128
O.M. Rozen, A.S. Koryakin, L.D. Nashyokina. Geochemistry of Precambrian weathering crusts of shields and median masses (Central Karelia and Kokchetavsky Mass)	137
A.P. Gulyaev. Potential tungsten-bearing Precambrian sequences of Kasakhstan	144
V.M. Birjukov. Metamorphic-metasomatic zoning in the Mugodzharsky gneiss-migmatite complexes	147
K.D. Suleimenov, S.G. Kogay. To the problem of ancient rocks metallogeny of the Ulutausky megaanticlinorium	157
L.N. Belcova, V.N. Ognev. Lithology, metamorphism and metallogenic features of median masses of the Middle Asia folding belt	159
T.G. Pavlova. Sedimentological analysis and forming conditions of the metamorphic complexes of Central Kasakhstan and South Ural	163
A.A. Abdulin, I.V. Evlentyev, M.A. Kasimov. Oldest metamorphic formations of the Ural median masses and their minerageny	172
U.P. Ermolenko, V.P. Bondarev, V.V. Dobrovolsky, M.S. Kostriukov. New data of the metalogeny of the North Timan Precambrian formations	177
E.A. Kulish. Lithology, metamorphism and minerageny of the Precambrian rocks of the Bureinsky Mass	186

УДК 550.89:553.068.495

С о з и н о в Н.А., Е р м о л а е в Н.П. Металлоносные черные сланцы и новые представления в теории рудообразования. — В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. — М.: Наука, 1984, вып. 10, с. 5—13.

Рассматривается группа рудоподготовительных процессов в сланцевых формациях, которые включают явления "вскрытия" породообразующих минералов в отношении рассеянной в них рудной микропримеси, т.е. переводу ее из недр минерального зерна на его поверхность, явления направленного перераспределения примеси в породе и явления ступенчатого концентрирования рудного вещества. Такие процессы создают предпосылки для полигенного рудообразования в сланцах, когда в различных физико-химических условиях мобилизуются различные формы концентрации примеси, возникшие на рудоподготовительном этапе. Табл. 2. Библиогр.: с. 12 (21 назв.)

УДК 552.58+549.25

Б о н д а р е н к о Г.П., Н е ч и п о р е н к о Г.О. Экспериментальные данные о влиянии природных органических соединений на миграцию и форму осаждения свинца из морской воды. — В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. — М.: Наука, 1984, вып. 10, с.13—20.

Рассматривается малоизученный вопрос о влиянии природных органических соединений (гуминовых кислот — ГК) на миграционную способность свинца в морской воде разной степени солёности пересыщенности по карбонатам и форму его осаждения. Показано, что наиболее вероятная форма миграции свинца в морской воде, не содержащая ГК, — хлоридные и гидроксокомплексы свинца, а в средах, богатых ГК, — растворимые свинецгуминовые комплексы. Установлено, что в зависимости от физико-химических параметров среды ГК могут как растворять свинец путем образования устойчивых растворимых комплексов, так и способствовать его осаждению. В целом присутствие ГК в морской воде, насыщенной карбонатами, ингибирует процесс осаждения как свинца, так и кальция, и тем самым влияет на форму их осаждения. Присутствие солей свинца и особенно свинецгуминовых комплексов оказывает каталитическое действие на процесс доломитообразования. Табл. 4. Ил. 3. Библиогр.: с. 20 (8 назв.).

УДК 551.464.38

П а ш к о в а Е.А. Медь, свинец и цинк в карбонатной системе морской воды (по экспериментальным данным). — В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. — М.: Наука, 1984, вып. 10, с. 20—27.

Исследовалось поведение меди, свинца и цинка в морской воде при различной концентрации гидрокарбонат-иона. Установлено, что увеличение концентрации гидрокарбоната и равновесной с ним концентрации гидроксила приводит к повышению миграционной способности меди и, наоборот, способствует аккумуляции свинца и цинка в карбонатных осадках. Органическое вещество типа лимонной кислоты резко повышает миграционную способность меди и делает ее независимой от карбонатности морской воды; на поведение свинца и цинка лимонная кислота влияет значительно слабее. Табл. 6. Ил. 4. Библиогр. с. 27 (12 назв.).

УДК 551.72+552.57 (470.22)

С о к о л о в В.А., Г а л д о б и н а Л.П., Сацук Ю.И. Геология и литология шунгитовых пород Карелии. — В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. — М.: Наука, 1984, вып. 10, с. 27—37

Дается подробное геологическое и литологическое описание шунгитовых пород Карелии. Доказывается, что широкое площадное развитие углеродсодержащих образований заонежской свиты, четкие стратиграфические границы, мощность 800—1500 м, законченный цикл седиментации и вулканизма, а также вещественный состав с большим количеством углерода позволяют выделить их в крупную стратиграфическую единицу в разрезе докембрия. Ил. 5. Библиогр.: с. 37 (10 назв.).

УДК 552.57+551.71 (477)

В е р б и ц к и й В.Н., Г о р л и ц к и й Б.А., Каляев Г.И., Снежко А.М. Углеродистые образования раннего докембрия Украинского щита и основные черты их металлогении. — В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. — М.: Наука, 1984, вып. 10, с.37—42.

Рассмотрено геолого-структурное, стратиграфо-формационное положение и литологические особенности раннедокембрийских углеродистых образований Украинского щита. На примере наиболее изученной части Украинского щита — Криворожско-Кременчугской и Западноингулецкой зон — с применением комплекса палеонтологического, люминесцентно-битуминологического, химического, спектрального и изотопного методов дается обобщающая характеристика углеродистого вещества в супракрустальных метапородах региона. Показано значение ОВ в докембрийском рудогенезе, изложены основные черты металлогении углеродистых образований. Табл. 2. Библиогр.: с. 42 (22 назв.).

УДК (552.57:551.71/72) (477)

Рябенко В.А., Моськина О.Д. Углеродистые образования нижнего докембрия Украинского щита и их положение в структурах кристаллического фундамента. — В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. — М.: Наука, 1984, вып. 10, с. 43—50.

Углеродистые образования чаще всего сконцентрированы в сложнопостроенных межблоковых парасинклинальных зонах с двухъярусным строением, а также в шовных и троговых синклиналях, тесно связанных с глубинными разломами. В пределах межблоковых зон и троговых синклиналей, а также внутри блоков II и III порядков графитоносные породы участвуют в строении главным образом крыльев и приадрерных частей синклинальных складок II и III- порядков, имеющих часто изометрическую, изоклинальную, флексурообразную и куполовидную формы. Благоприятны для концентрации графита участки пересечения разрывных нарушений с рудоконтролирующими складками. Углеродистые образования приурочены к определенным сериям и свитам метаморфизованных первично-осадочных пород и находятся в парагенетической связи с кварцитами, карбонатными образованиями, высокоглиноземными гнейсами, амфиболитами. И. 1. Библиогр.: с. 50 (12 назв.).

УДК 550.4+552.57

Гаськов И.В. Геохимические особенности углеродистых сланцев Олоkitского синклинория. — В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. — М.: Наука, 1984, вып. 10, с. 51—55

Олоkitский синклинорий выполнен отложениями верхнепротерозойского возраста, среди которых на нескольких стратиграфических уровнях установлены углеродистые сланцы. Изучение распределения в углеродистых отложениях элементов-примесей — Cu, Zn, Pb, Co, Ni, Ti, V, Cr, Mn и C_{org} — показывает, что между содержаниями этих элементов и ОВ отсутствует связь. Уровень концентрации цинка и свинца определяется в основном дополнительным привнесом элементов в бассейн седиментации извне, что дает основание повышенные концентрации элементов использовать в качестве поисковых признаков на сингенетичное оруденение. Табл. 3. Библиогр.: с.55 (7 назв.).

УДК 552.57:550.42

Горбачев О.В., Созинов Н.А. Некоторые петрохимические и геохимические аспекты типизации углеродистых отложений докембрия. — В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. — М.: Наука, 1984, вып. 19, с. 55—62.

На основе петрохимического анализа 20 докембрийских углеродистых формаций (≈ 300 анализов) с применением предложенной авторами диаграммы ASC, показано, что уже среди докембрийских пород можно выделить все основные формационные типы углеродистых отложений. Выявлена закономерная связь между отдельными формационными типами, позволяющая объединить их в формационные ряды (терригенно-карбонатный и кремнисто-карбонатный). Одновременно в рамках отдельных формационных типов в связи со спецификой их состава могут быть выделены субформации. Показано, что состав глинистых компонентов углеродистых сланцев существенно меняется как в зависимости от состава породных ассоциаций (по формационным типам), так и в зависимости от структурной позиции конкретных геологических комплексов, включающих углеродистые отложения. Выявляется специфичность состава докембрийских карбонатных углеродсодержащих толщ (резкое преобладание доломитовых разновидностей над кальцитовыми), что может быть связано со спецификой биолитогеоза в докембрии. Ил. 6. Библиогр.: с.61 (32 назв.).

УДК 552.54 /57:551.35

Жмур С.И. О роли известковистого наннопланктона (кокколитофорид) в образовании морских карбонатно-углеродистых формаций. — В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. — М.: Наука, 1984, вып. 10, с. 62—65.

Показана важная, а в ряде случаев и определяющая роль известковистого наннопланктона в образовании карбонатно-углеродистых формаций в широком возрастном диапазоне. Определенность параметров физико-химических условий среды их обитания и приуроченность массового их развития к определенным участкам морских акваторий дадут дополнительный материал для реконструкции палеообстановки накопления карбонатно-углеродистых формаций в весьма отдаленных геологических эпохах. Библиогр.: с.65 (17 назв.).

УДК 550.4+553.9+551.72 (470.21)

Мележик В.А., Предовский А.А. Геохимия раннепротерозойских углеродистых ассоциаций Кольского региона. — В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. — М.: Наука, 1984, вып. 10, с. 67—71.

Рассмотрена геохимия углеродистых ассоциаций раннепротерозойских вулканогенно-осадочных комплексов северо-востока Балтийского щита. Выявлены геохимическая специализация формационных типов углеродистых пород различных структурных зон, связь формирования углеродистых пород и их металлоносности в зависимости от процессов синхронного вулканизма. Приведены оригинальные данные по содержанию малых и рудных элементов. На основании всей совокупности данных сделан вывод о существенной роли син-

хронного вулканизма в формировании геохимического облика углеродистых пород раннего протерозоя. Табл. 2. Ил. 2. Библиогр.: с.70 (16 назв.).

УДК 551.72 (470.21)

Предовский А.А., Сидоренко Св.А., Мележик В.А., Болотов В.И., Бекасова Н.Б., Любцев В.В., Басалаев А.А. Парагенез углеродистых пород и особенности распределения органического углерода в метасадочных толщах докембрия Кольского региона. — В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. — М.: Наука, 1984, вып. 10, с. 71—87.

Показаны закономерности распределения $C_{орг}$ на фоне новых данных по составу, строению и этапам формирования в метасадочных толщах докембрия Кольского региона. Табл. 11. Ил. 8. Библиогр.: с.85 (39 назв.).

УДК 552.5 (571.5) (575.1)+551.71

Акульшина Е.П., Сараев С.В., Писарева Г.М. Сравнительная характеристика условий образования черносланцевых толщ Енисейского кряжа и Центральных Кызылкумов. — В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. — М.: Наука, 1984, вып. 10, с.87—с.91

Рассматриваются петрографические, геохимические особенности и условия образования черносланцевых толщ двух регионов. Отмечается сходство и различие этих отложений. Табл. 1. Библиогр. с.91 (6 назв.).

УДК 550.42:546: 552.42+552.16 (551.71/72)

Сафронов В.Т. О содержании микроэлементов в основных типах углеродсодержащих пород докембрия. — В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. — М.: Наука, 1984, вып. 10, с.92—100.

Приводятся литературные и оригинальные данные о содержаниях $C_{орг}$ и некоторых микроэлементов (Cu, Ni, V, Mo, Cr и др.) в различных литологических типах углерод-графитсодержащих пород докембрия. Для ряда микроэлементов отмечается корреляционная зависимость от количества $C_{орг}$ в породе. Предполагается, что углеродсодержащие, углеродистые породы докембрия могли служить источником рудного вещества, для некоторых стратиформных и жильных месторождений. Прил. 4. Библиогр.: с. 98—100 (44 назв.).

УДК 553.91:550.442:72 (470.22)

Голубев А.И., Галдобина Л.П. Углеродсодержащие породы заонежской свиты нижнего протерозоя Карелии и их геохимическая специализация. — В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. — М.: Наука, 1984, вып. 10, с. 100—105.

Характер распределения рудогенных элементов (Cu, Co, Ni, Cr, V, Ti) в углеродсодержащих породах протерозоя Карелии зависит не только от количества углеродистого вещества, а в первую очередь от минеральной основы вмещающих пород. В зависимости от степени метаморфизма меняется структура углеродистого вещества от шунгита до явно кристаллического графита и одновременно наблюдается пирротинизация первично-осадочных пиритовых руд. Наиболее благоприятны для концентрации рудогенных элементов шунгитсодержащие породы с минеральной основой калиевого ряда. Табл. 2. Библиогр.: с. 105 (7 назв.).

УДК (543.8+549.8+553) :551.72 (575.1—15)

Акрамходжаев А.М., Сургутанова Д.М. Рассеянное органическое вещество рифей-вендских отложений Западного Узбекистана и связь его с рудными полезными ископаемыми и углеводородами. — В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. — М.: Наука, 1984, вып. 10, с. 105—111.

В рифей-вендских образованиях Западного Узбекистана, подразделенных на узунсайскую (средний рифей), таскаганскую (верхний рифей) и бесапанскую (рифей-венд?) свиты, выделены два типа РОВ: дисперсное и углефицированное; дана характеристика их морфологических разновидностей; сделан вывод о сингенетичности его накопления с рифей-вендскими образованиями. Полученные данные позволяют высказаться в пользу признания докембрийского цикла нефтегазообразования и его влияния на формирование нефтяных и газовых залежей в палеозойских отложениях в районах существования непрерывных разрезов рифей-вендских пород и срединных массивов. Библиогр.: с. 110 (37 назв.).

УДК 551.3.051+551.7 (574)

Абдулин А.А., Касымов М.А., Ярославцева Н.С., Хайбуллин Р.Р. Особенности осадконакопления в раннем докембрии Казахстана. — В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. — М.: Наука, 1984, вып. 10, с. 112—127.

Доказывается возможность существования в раннедокембрийской истории геологического развития земной коры Казахстана одновременно подвижных зон и относительно стабильных массивов с накоплением отложений, сопоставимых соответственно с геосинклинальными и субплатформенными образованиями. Табл. 3. Ил. 5. Библиогр.: с.127 (7 назв.).

УДК 552.143:551.62 (574.53)

Тажибаева П.Т., Азербеев Н.А., Фазылов Е.М. **Осадочные фации венда и некоторые вопросы позднедокембрийской истории геологического развития Большого Каратау.** — В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. — М.: Наука, 1984, вып. 10, с.128—137.

Излагаются результаты литолого-фациального изучения позднедокембрийских геосинклинальных отложений. В разрезе венда Большого Каратау, представляющего часть Ишим-Байконур-Каратауской геосинклинальной зоны, выделены четыре фации: галечно-валунных осадков мелкой прибрежной части моря — МПМ-ГВ, гравийно-алевритово-песчаных осадков мелкого моря — ММ-ГАП, песчано-алевритовых осадков неглубокого шельфового моря — НШМ-ПА, песчано-алевритовых осадков глубокого шельфового моря — ГШМ-ПА. Эти фации слагают непрерывную трансгрессивную серию шельфовых отложений. Их формирование связано с заложением крупной рифтогенной структуры на западной окраине Кокчетав-Моюнкусского массива. Ил. 6. Библиогр.: с. 137 (12 назв.).

УДК 551.31.231+551.71/72+551.242.055

Розен О.М., Корякин А.С., Нащекина Л.Д. **Геохимические особенности докембрийских кор выветривания щитов и срединных массивов (на примере Центральной Карелии и Кокчетавского массива).** — В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. — М.: Наука, 1984, вып. 10, с. 137—144.

На основании изучения раннедокембрийских профилей выветривания существенно гидрослюдистого состава Балтийского щита и продуктов размыва кор выветривания, состоящих из гетит-каолинитсодержащих (иногда с гиббситом) глинистых пород и высокозрелых кварцевых песчаников, рассматриваются основные геохимические особенности этих пород: существенное накопление Al, Cr, Ga, V, Zr в процессе формирования кор выветривания; существенное накопление в глинистой части Fe, частично Mg, Ni, Co и других элементов; увеличение степени окисленности железа по мере выветривания; вынос Na и накопление K в первично-глинистых гидрослюдистых породах; понижение содержания лития и рубидия; рассмотрено также поведение Ni, Co, Ba, Sr, Sc, Sn, Be, U, F, B, Hg (прецизионные количественные определения). Предполагается, что на огромных пространствах от Балтийского щита до Кокчетавского массива существовала длительная эпоха континентального выветривания около 2,3 млрд. лет назад. Табл. 3. Ил. 1. Библиогр.: с. 143 (12 назв.).

УДК 551.71/72+549.74 (576)

Гуляев А.П. **О потенциальной вольфрамоносности докембрия Казахстана.** — В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. — М.: Наука, 1984, вып. 10, с.144—147.

Приводятся геологическая позиция, строение, состав руд, морфология рудных залежей стратиформных вольфрамовых объектов нового для Казахстана шеелит-сульфидно-скарноидного типа. Их особенности: залегание в глубокометаморфизованных гранитизированных породах докембрия, пластообразная форма рудных тел, приуроченность руд к определенным литолого-стратиграфическим горизонтам, отсутствие связи руд с интрузивами, многоэтапность рудообразования и т.д. Доказывается, что важная роль в рудогенезе вольфрама принадлежит хемогенно-осадочным, вулканогенно-осадочным и метаморфогенным процессам. Эти данные свидетельствуют о потенциальной вольфрамоносности докембрия и возможности обнаружения в докембрийских блоках Казахстана месторождений шеелит-сульфидно-скарноидного и шеелит-сульфидно-кварцитового типов. Библиогр.: с. 147 (6 назв.).

УДК 552.4+551.71/72 (574)

Бирюков В.М. **О метаморфогенно-метасоматической зональности в гнейсово-мигматитовых комплексах Мугоджар.** — В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. — М.: Наука, 1984, вып. 10, с. 147—157.

Выделены два этапа регионального метаморфизма: ранний (доуральский) и поздний (уральский). Метаморфизм раннего этапа проявился в пределах гнейсового (гнейсо-гранитного) ядра; метаморфизм позднего этапа совпал с ранними этапами становления уральской геосинклинали и сопровождался мощным гранитообразованием. На примере Талдыкского мигматитового комплекса рассмотрены особенности метаморфической и метасоматической зональности. Табл. 2. Ил. 1. Библиогр.: с. 157 (11 назв.).

УДК 553.3/4+551.71/72 (574)

Сулейменов К.Д., Когай С.Г. **К проблеме металлогении древних толщ Улутауского мегантиклинория.** — В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. — М.: Наука, 1984, вып. 10, с. 157—159.

В древних толщах Улутаского мегантиклинория выделены металлогенические зоны, перспективные на поиски месторождений редких, цветных и черных металлов. Дана рекомендация по дальнейшему направлению поисковых и поисково-оценочных работ в этом регионе.

УДК (551.163+553.3.078) :551.71/72 (575)

Белькова Л.Н., Огнев В.Н. Литология, метаморфизм и особенности металлогении докембрийских осадочных массивов Среднеазиатского складчатого пояса. — В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. — М.: Наука, 1984, вып. 10, с. 159—163.

Дается краткая характеристика петрографо-литологического состава метаморфических комплексов докембрия и их металлогеническая специализация. Констатируются закономерности размещения рудной минерализации: тесная взаимосвязь рудного вещества с литологическим составом исходных осадочных пород и важная роль органического вещества в концентрации рудного вещества и формировании первичных стратифицированных месторождений. Сделан вывод о роли регионального метаморфизма, проявляющегося в глобальные эпохи тектономагматической деятельности, по сравнению с процессами локального метаморфизма, связанного с конкретными геологическими явлениями. Библиогр.: с.162 (6 назв.).

УДК 551.24

Павлова Т.Г. Седиментологический анализ и условия формирования метаморфизованных докембрийских отложений Центрального Казахстана и Южного Урала. — В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. — М.: Наука, 1984, вып. 10, с. 163—171.

В метаморфизованных докембрийских комплексах пород Центрального Казахстана и Южного Урала на основе седиментологического анализа выявлено четыре типа породных ассоциаций, рассмотрены условия их формирования и литологический состав. Ил. 5. Библиогр.: с. 171 (14 назв.).

УДК 552.4+551.71/72 (470.5)

Абдулин А.А., Евлентьев И.В., Касымов М.А. Формационные ряды древнейших метаморфических толщ срединных массивов Урала и их минералогения. — В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. — М.: Наука, 1984, вып. 10, с. 172—177.

В составе раннедокембрийских комплексов выделяются (снизу вверх) формация гиперстеновых гнейсов, амфиболитов и двупироксеновых кристаллических сланцев; формация биотитовых и биотит-амфиболовых гнейсов; гнейсово-амфиболитовая формация. Формацией графитовых кварцитов и высокоглиноземистых пород завершается разрез древнейших толщ дорифея. Изложены важнейшие особенности минералогии древнейших формаций; они показаны на примере конкретных месторождений и рудопроявлений. Табл. 1. Библиогр.: с. 177 (14 назв.).

УДК 55+553 (470.11)

Ермоленко Ю.П., Бондарев В.П., Добровольский В.В., Кострюков М.С. Новые данные по металлогении докембрийских образований Северного Тимана. — В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. — М.: Наука, 1984, вып. 10, с. 177—186.

Изучение первично-осадочных пород докембрийского возраста Северного Тимана, подвергшихся двукратно региональному метаморфизму, позволило выделить четыре крупные формации пород.

В пределах северной части Восточно-Европейской платформы выявлен Канино-Тиманский металлогенический пояс, в котором установлены многочисленные проявления и отдельные месторождения бокситов, молибдена, редких земель, титана, фосфоритов и других полезных ископаемых. Выявлены также рудопроявления сульфидных медно-никелевых руд, связанные с рудно-эксплозивными сооружениями (РЭС) основной магмы. Табл. 1. Ил. 3. Библиогр.: с.186 (10 назв.).

УДК 552.143:551.71/72 (571.61/.62)

Кулиш Е.А. Литология, метаморфизм и минералогия докембрийских пород Буреинского массива. — В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. — М.: Наука, 1984, вып. 10, с.186—193.

В докембрийских комплексах Буреинского массива выделяются два структурных этажа: Буреинский — нижнепротерозойский и Амурский — рифейский. Даются результаты литолого-фациального изучения поиметаморфических комплексов докембрия, минералогия которых в своей основе метаморфогенная.

3 р. 20 к.

4427

