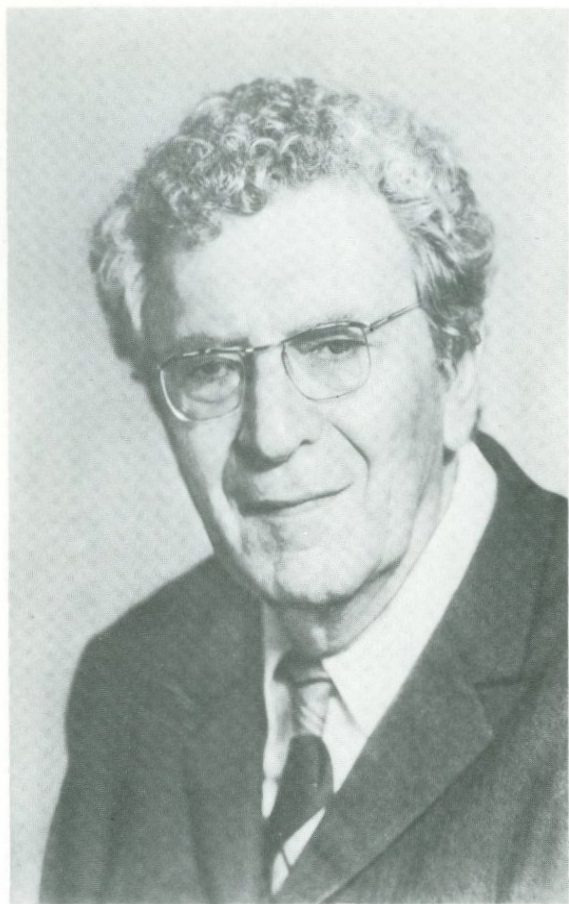


АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ГЕОХИМИЯ
ПЛАТФОРМЕННЫХ
И ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ
ОСАДОЧНЫХ
ПОРОД И РУД



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»



Александр Борисович РОНОВ

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ОРДЕНА ЛЕНИНА ИНСТИТУТ ГЕОХИМИИ И АНАЛИТИЧЕСКОЙ ХИМИИ
ИМ. В.И. ВЕРНАДСКОГО

ГЕОХИМИЯ
ПЛАТФОРМЕННЫХ
И ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ
ОСАДОЧНЫХ
ПОРОД И РУД

3974



ИЗДАТЕЛЬСТВО "НАУКА"

Москва 1983



Геохимия платформенных и геосинклинальных осадочных пород и руд. М.: Наука, 1983.

В книге приведены оригинальные данные по геохимии породообразующих и ряда редких элементов в осадочных и вулканогенно-осадочных породах и рудах некоторых важнейших структурных зон территории СССР (древних и молодых платформ, геосинклинальных и орогенных областей, зон перехода от материка к океану). Выявлены закономерности эволюции состава пород и руд в ходе геологического времени, показана связь геохимических процессов с тектонической историей регионов. Рассматриваются теоретические модели процессов выветривания и осадконакопления и глобальные геохимические равновесия в системе литосфера – океан – атмосфера.

Табл. 50. Ил. 69. Библ. 386 назв.

Ответственный редактор
А.А. МИГДИСОВ

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие	5
<i>А.Б. Ронов</i> . Химический состав осадочных пород важнейших структурных зон континентов и пути его эволюции	7
<i>А.А. Смыслов, А.Б. Ронов, А.А. Данилевич, Ю.В. Ильинский, М.Т. Орлова, В.С. Певзнер, Е.В. Плющев, В.А. Рудник, В.М. Терентьев, В.К. Титов, Л.И. Тихомиров, Г.М. Шор</i> . Геохимическая зональность бассейнов седиментации территории СССР	19
<i>А.А. Мигдисов, А.Б. Ронов</i> . Химический состав и геохимическая история осадочных пород Русской платформы	28
<i>С.Г. Морозов, Т.В. Иванова, Ю.В. Андреев</i> . Особенности химического состава и генезис осадочных пород верхнего протерозоя востока Русской плиты	40
<i>В.М. Гавшин, В.А. Бобров, Р.Г. Демина, Л.М. Дорогиницкая, В.С. Пархоменко, Л.Н. Смергина</i> . Геохимия морских терригенных отложений Западно-Сибирской плиты	48
<i>В.С. Певзнер</i> . Геохимический разрез чехла Сибирской платформы	56
<i>Г.М. Шор, А.А. Спиридонов, Е.П. Касперкевич, Н.Н. Васильев, В.А. Высоцкий, Н.И. Комарова, В.М. Никольский</i> . Некоторые особенности геохимии ассоциаций химических элементов в мезо-кайнозойских отложениях южной окраины Западно-Сибирской плиты	62
<i>А.М. Данилевич, Г.М. Шор, Л.В. Диордиенко</i> . Геохимическая специализация осадочного чехла Туранской платформы	76
<i>Ю.Г. Волохин, П.В. Маркевич, М.А. Михайлов, Е.А. Киреева, В.М. Афанасьева</i> . Химический состав осадочного слоя земной коры юга Дальнего Востока	79
<i>Ю.П. Гирич, Г.А. Казаков, А.Б. Ронов</i> . Химический состав осадочных толщ различных тектонических зон Кавказской геосинклинали	89
<i>Г.А. Казаков</i> . Геохимические особенности осадочных пород верхнепротерозойской геосинклинали Урала	98
<i>В.Д. Алексеенко, Г.М. Шор, А.А. Спиридонов, Ю.П. Цалюк, Н.И. Комарова</i> . Геохимическая зональность осадочного слоя земной коры западных районов Восточного Казахстана	107
<i>И.В. Глухан, И.В. Евдокимов, В.Н. Казмин</i> . Эволюция химического состава стратифицированных образований Чу-Илийского района и Северо-Востока Центрального Казахстана	116
<i>С.В. Сараев</i> . Геохимические особенности и условия осадконакопления верхнепротерозойских отложений Енисейского кряжа	127
<i>Ю.В. Ильинский, В.А. Бувев</i> . Геохимические особенности фанерозойских отложений Алтае-Саянской складчатой области	137
<i>И.Н. Говоров, М.А. Михайлов, Ю.Г. Волохин, И.В. Китаев, В.П. Усенко, К.С. Шашкин</i> . Геохимические особенности осадков рифтовых зон	145
<i>А.А. Ярошевский</i> . Динамика геохимического цикла и проблема эволюции осадочной оболочки	158
<i>С.Л. Шварцев</i> . Природа равновесия и геохимическая направленность эволюции системы вода — CO_2 — алюмосиликаты в литосфере	169
<i>В.М. Цибульчик</i> . Редкие элементы в корях выветривания южного обрамления Западно-Сибирской плиты	178
<i>Д.Н. Пачаджанов, И.П. Адамчук</i> . Элементы-индикаторы осадочного процесса	189
<i>Н.В. Логвиненко</i> . К геохимии диагенеза	203
<i>В.Н. Холодов, Ю.О. Гаврилов, Р.И. Недумов</i> . Количественные палеогеографические реконструкции диагенетических преобразований в осадочных породах	207

В.А. Теняков. Главнейшие черты геохимии бокситов, сформированных в пределах главных геотектонических структур земной коры	217
Е.А. Панских. Геохимические особенности вулканогенно-осадочных руд железа	224
✓ В.П. Рахманов, В.К. Чайковский. Геохимия марганца и эволюция марганценосных формаций в геологической истории	234
Ю.А. Ходак. Главнейшие типы марганцевых и железо-марганцевых месторождений СССР, их генетические и геохимические особенности	243
✓ Н.А. Созинов, О.В. Горбачев, Св.А. Сидоренко. Геохимические особенности углеродистых отложений различных формационных типов	245

Предлагаемая вниманию читателей книга представляет собой избранные труды Всесоюзного совещания по проблеме "Геохимия платформенных и геосинклинальных осадочных пород и руд фанерозойского и верхнепротерозойского возраста", которое состоялось в октябре 1980 г. в ГЕОХИ АН СССР под эгидой Межведомственного литологического комитета. Книга включает в себе обширную и недоступную ранее широкому кругу геохимиков и литологов информацию о вещественном составе осадочных пород и руд разных структурных зон нашей страны, накопившуюся за многие годы в исследовательских и производственных организациях Советского Союза. Значение этих материалов и обобщений, сделанных на их основе для науки и практики, трудно переоценить. Получили свое освещение слабо изученные ранее региональные закономерности изменения химического и минералогического состава важнейших типов осадочных и осадочно-вулканогенных пород и руд в пределах крупных структурных зон Советского Союза на разных этапах их развития. К ним относятся такие регионы, как древние Русская и Сибирская платформы, Западно-Сибирская и Скифско-Туранская плиты, Кавказская, Карпатская, Тянь-Шанская, Уральская, Алтае-Саянская, Монголо-Охотская и Сихотэ-Алиньская геосинклинальные области. С разной степенью детальности охарактеризованы особенности распределения породообразующих и многих редких и рассеянных элементов в отложениях всех систем фанерозоя и верхнего протерозоя на древних и молодых платформах, в мио- и эвгеосинклинальных областях, орогенных зонах и зонах перехода от материка к океану.

В книге представлены разные подходы к систематизации и обобщению исходных региональных аналитических данных.

Школа ВСЕГЕИ, основываясь на формационном и металлогеническом анализе, отображает закономерности распределения и сочетания редких и рассеянных элементов (преимущественно рудных) в осадочных, магматических и метаморфических комплексах различного геологического возраста с помощью геохимических карт и опорных разрезов, построенных для всей территории Советского Союза и крупных его регионов (Сибирская платформа, Западно-Сибирская и Скифско-Туранская плиты, Алтае-Саянская область и Восточный Казахстан и др.). Значительное внимание уделено анализу роли сингенетических и эпигенетических процессов в накоплении металлов и выявлении потенциально рудоносных областей и провинций.

Существенно отличаются методические основы регионального геохимического анализа школы ГЕОХИ АН СССР. Они опираются на количественные данные об объемах, массах, пропорциях и составах пород различного геологического возраста в пределах платформенных и геосин-

клинальных структур Советского Союза, таких как Русская платформа, Кавказская и Уральская геосинклинали. Рассматриваются эволюционные тенденции изменений химического и минералогического состава осадочных пород и оценивается влияние тектонических, фациальных и климатических факторов, а также физико-химических свойств элементов на их распределение на площади древних бассейнов седиментации.

Близки по методу исследования сотрудники Института химии АН Таджикской ССР. Несмотря на ограниченный полигон исследований (Таджикская депрессия) они сумели детально изучить влияние различных природных процессов на мобилизацию и распределение химических элементов на площади этого небольшого бассейна. Ими решена и обратная задача использования данных о сочетаниях химических элементов в составе осадков для диагностики климатических и фациальных условий их нахождения.

В книге представлены и другие заслуживающие внимания подходы к генерализации региональных геохимических данных, в частности, Ю.Г. Волохина с соавторами, В.М. Гавшина и сотрудников, И.В. Глухана и др.

В сборнике получили освещение наиболее общие вопросы геохимии различных типов осадочных полезных ископаемых, таких как бокситы, марганцевые и железные руды и некоторые другие.

Советские ученые уделили значительное внимание теоретическому рассмотрению моделей седиментационных и постседиментационных процессов, а также анализу равновесий в системе осадочная оболочка — океан — атмосфера.

Нет сомнений в том, что сведенные в книге воедино материалы по геохимии осадочных пород и руд Советского Союза явятся ценным вкладом для последующих исследований, посвященных познанию закономерностей эволюции и геохимического строения осадочной оболочки Земли, столь необходимых для понимания протекающих в ней процессов рудообразования.

Сборник посвящается научному руководителю Совещания, члену-корреспонденту АН СССР, профессору А.Б. Ронову, 70-летие которого отмечается 16 декабря 1983 г. Вклад А.Б. Ронина в исследование геохимии осадочной оболочки Земли, познание химического строения земной коры, эволюции их состава, а также океана и атмосферы получил международное признание.

Коллектив авторов, представляющих различные исследовательские и производственные геологические организации нашей страны, желает юбилюру здоровья и новых творческих достижений.

А.Б. Ронов

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД ВАЖНЕЙШИХ СТРУКТУРНЫХ ЗОН КОНТИНЕНТОВ И ПУТИ ЕГО ЭВОЛЮЦИИ

Основными структурными зонами в строении осадочной оболочки материков являются платформы и геосинклинали. Они отличаются друг от друга мощностью осадочного чехла, скоростями размыва и осадко-накопления, интенсивностью деформаций и магматических процессов, источниками терригенного материала, т.е. петрографическим составом питающих провинций, глубиной переработки материала в областях выветривания и седиментации при сходных климатических условиях, разной интенсивностью проявлений эпигенеза и метагенеза и как следствие воздействием всех этих факторов, взятых вместе, — различиями в литологическом составе осадочных пород и их ассоциаций. Сравнительное изучение мезозойских и кайнозойских отложений Русской и Скифской платформ и важнейших структурных зон альпийской геосинклинали Кавказа показало, что эти факторы определяют также и качественные различия в химическом и минералогическом составе литологически однотипных пород и сказываются на содержаниях и соотношениях химических элементов в осадочных толщах на геотектоническом профиле — от древней платформы в глубь геосинклинальной области [25].

Другое направление наших исследований, начатых более 30 лет назад в Институте геохимии АН СССР им. В.И. Вернадского, позволило проследить пути эволюции химического состава главных типов осадочных пород, установить закономерные тенденции необратимого во времени изменения состава карбонатов, глин и песчаных пород [5, 20, 22, 23, 27, 29]. Впоследствии эти необратимые во времени тенденции подтвердились на материалах некоторых других регионов Советского Союза и зарубежных стран.

Возникла идея, что в основе изменений состава пород лежат не только такие общепланетарные факторы, как эволюция жизни, химического состава атмосферы и гидросферы, но и необратимые в глобальном масштабе преобразования геотектонических условий выветривания и седиментации — от господства геосинклинальных и, в частности, эвгеосинклинальных обстановок на ранних стадиях развития, к преобладанию платформенных — на поздних его стадиях. Это подтвердилось количественными измерениями и подсчетами, с помощью которых установлен факт закономерного роста во времени площади платформ за счет отмиравших геосинклиналей. Для проверки этой гипотезы с геохимических позиций был необходим огромный и представительный материал по составам осадочных пород в пределах важнейших структурных зон континентов на разных стадиях их развития. Подобный материал представлен пока в литературе сравнительно слабо. Между тем нам было известно, что в исследовательских и производственных организациях Советского Союза ведутся работы в этом направлении и в их фондах накопились большие

массивы данных по составам осадочных пород в разных регионах нашей страны. Необходимо было извлечь их на поверхность и сделать доступными широкому кругу геохимиков и литологов. Это явилось одним из мотивов организации Всесоюзного совещания по проблеме "Геохимия платформенных и геосинклинальных осадочных пород и руд фанерозойского и верхнепротерозойского возраста". Опубликованный сборник тезисов Совещания [8] показывает, что наш замысел в значительной мере оправдался. Появились обширные и ранее не известные данные и обобщения по химическому составу осадочных и осадочно-вулканогенных пород, характеризующие территории Европейской части СССР, Урала, Кавказа, Средней Азии, Западной и Восточной Сибири и Дальнего Востока. С разной степенью детальности материалами охвачены древние и молодые платформы, передовые и межгорные прогибы, мио- и эвгеосинклинальные области, зоны перехода от материка к океану, представляющие отложения всех систем фанерозоя и верхнего протерозоя.

За наиболее надежные исходные данные, положенные в основу обобщения, приняты результаты многолетних литологических, геохимических и аналитических исследований, проводившихся Лабораторией геохимии осадочных пород ГЕОХИ АН СССР, в таких геологически хорошо изученных опорных полигонах, как древняя Русская [5, 27, 29, 18] и эпигерцинская Скифская платформы, Кавказская [25, 9] и Уральская [14] геосинклинали. В их пределах автором, А.А. Мигдисовым, Г.А. Казаковым, Ю.П. Гириным и многими другими сотрудниками лаборатории были систематически изучены десятки тысяч образцов пород, представляющих весь стратиграфический разрез этих регионов во множестве опорных скважин и поверхностных пересечений. Очень важные дополнительные данные получены нами из литературных источников, включая упомянутый выше сборник тезисов Совещания. Они позволили привлечь в сферу анализа материалы по Сибирской [1, 19] и Северо-Американской [27] древним платформам, Туранской [12] и Западно-Сибирской [7, 15, 17] плитам, многогеосинклинальным областям Карпат [3], Енисейского кряжа [16, 31], Алтае-Саянской области [13], Западным Аппалачам и Восточным Кордильерам [34], эвгеосинклинальным зонам Монголо-Охотской и Сихотэ-Алиньской областей [6, 11], Тянь-Шаню [4], Казахстану [2, 10, 33], Восточным Аппалачам и Западным Кордильерам [34]. Значительные работы велись также автором, А.А. Мигдисовым и Н.В. Бредановой по сбору и систематизации литературных данных, характеризующих химические составы метаосадочных пород Балтийского, Украинского, Алданского, Канадского, Южно-Африканского, Австралийского и Индийского щитов. Осадочные и метаосадочные породы перечисленных структурных зон изучены геохимически с разной степенью детальности и далеко не всегда представлены достаточно полными данными о содержании породообразующих и редких элементов. В ряде случаев приходилось опираться на результаты изучения опорных полигонов, какими являлись для нас площадные выходы и разрезы докембрийских пород Канадского, Балтийского и Украинского щитов. Расчеты средних составов архейских и нижнепротерозойских комплексов велись с учетом площадной распространенности важнейших типов парапород.

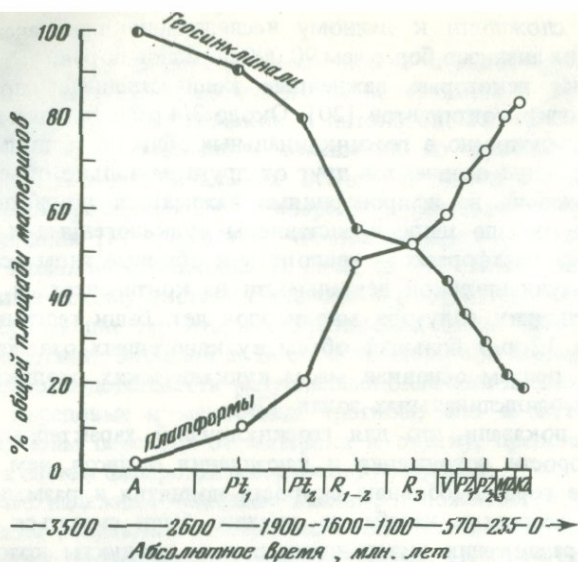
В общей сложности к данному исследованию привлечены результаты химических анализов более чем 90 000 образцов пород.

Рассмотрим некоторые важнейшие количественные параметры осадочной оболочки континентов [20]. Около 3/4 общего объема слагающих ее пород сосредоточено в геосинклинальных областях и лишь 1/4 на платформах. Эти зоны отличаются друг от друга не только объемом и мощностью отложений, но и пропорциями важнейших типов пород. В геосинклиналях гораздо шире представлены вулканогенные и кремнистые отложения, на платформах — эвапориты и обычные типы осадков. Главной ареной вулканической деятельности на континентах в течение неогена, т.е. последних полутора миллиардов лет, были геосинклинали, где накопился в 12 раз больший объем вулканогенных отложений, чем на платформах, причем основная масса вулканических продуктов сосредоточена в эвгеосинклинальных зонах [20].

Подсчеты показали, что для геосинклиналей характерны в 2–3 раза большие скорости погружения и накопления осадков, чем на платформах, а также гораздо большие скорости поднятия и размыва [20]. Эти различия в скоростях неизбежно должны были сказаться и сказались на глубине разложения материнских пород, продукты которого в геосинклиналях быстрее, чем на платформах выводились из сферы действия агентов выветривания, захороняясь большей частью в незрелом состоянии в быстро погружавшихся геосинклинальных прогибах. Существенно отличался также состав питающих провинций. В геосинклиналях, помимо непосредственного вклада в осадки туфово-пеплового материала, преобладали продукты размыва пород внутренних поднятий, в строении которых существенное значение имели вулканогенные формации с лавами преимущественно основного состава. На платформах же преобладали производные выветривания кристаллического фундамента, обогащенного кислым гранитным и гранитогнейсовым материалом, а также продукты размыва осадков, материал которых участвовал в нескольких геохимических циклах. Лишь на орогенных стадиях развития соседних геосинклиналей в пределы платформ устремлялся поток слабо дифференцированного незрелого материала.

В истории Земли от архея до современной эпохи развивался необратимый процесс увеличения площади платформ за счет отмирания геосинклиналей (рис. 1). Естественным его следствием было не только уменьшение площади распространения геосинклинального вулканизма и интрузивной деятельности, но и изменение петрографического состава питающих провинций и интенсивности процессов выветривания и выноса его продуктов в моря и океаны.

Сравнительное изучение осадочной дифференциации в пределах стабильных и мобильных зон земной коры (см. рис. 14 в [24]) показало, что на платформах глубина разложения пород больше, дифференциация полнее и величина коэффициента выноса (φ) убывает от наиболее подвижных к наименее подвижным элементам, образуя ряд подвижности, отвечающий распространенности этих элементов в водах современного океана: $\text{Na} > \text{Mg} > \text{Ca} > \text{K}$. При выветривании же геосинклинальных пород этот ряд нарушается вследствие более основного состава материнских пород и неполноты их разложения: $\text{Mg} > \text{Ca} > \text{Na} > \text{K}$.



Р и с. 1. Общая тенденция к сокращению площади геосинклиналей и росту площади платформ в пределах современных материков (по А.Б. Ронову [20, 21])

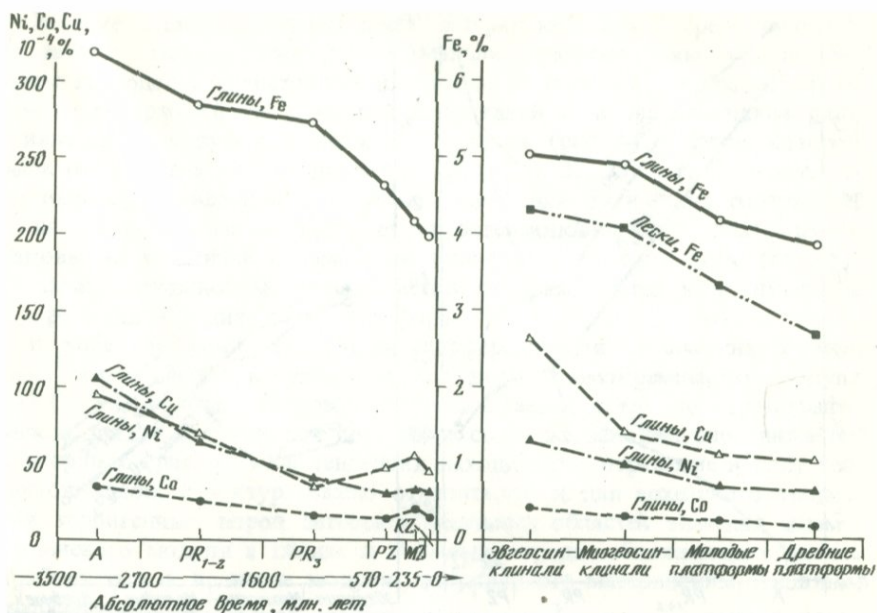
Рассматривая эти ряды в историческом аспекте, можно полагать, что на ранних стадиях коры преобладали процессы выноса элементов в моря и океаны по геосинклинальной модели, тогда как на более поздних стадиях — по модели платформенной [24].

Перераспределение площади материков между платформами и геосинклиналиями предопределило эволюцию петрографического состава областей эрозии континентов. Главной ее тенденцией явилось последовательное сокращение площади выходов основных (преимущественно геосинклинальных) эффузивов и рост площади осадочных пород. Распределение гранитоидов более сложное (см. рис. 17 в [20]).

Исходя из этой схемы изменения во времени пропорций разрушавшихся пород континентов, а также данных о соответствующих им по возрасту составах пород, в свое время были намечены геохронологические тенденции изменений среднего химического состава размывавшегося субстрата континентов, которые выразились в закономерном уменьшении от этапа к этапу содержаний Na, Mg, Fe и Al и более сложных, но также закономерных изменениях средних содержаний K и Ca (см. рис. 18 в [20]).

Геохимические следствия преобразований состава областей эрозии континентов очевидны. В ходе геологического времени должен был определенным образом изменяться состав терригенных продуктов выветривания и растворов, выносившихся из областей эрозии во внутриматериковые моря и океаны. Это, в свою очередь, должно было влиять на общее направление эволюции состава осадков и химического состава вод Мирового океана.

Собранные новые материалы позволяют проверить эту гипотезу.

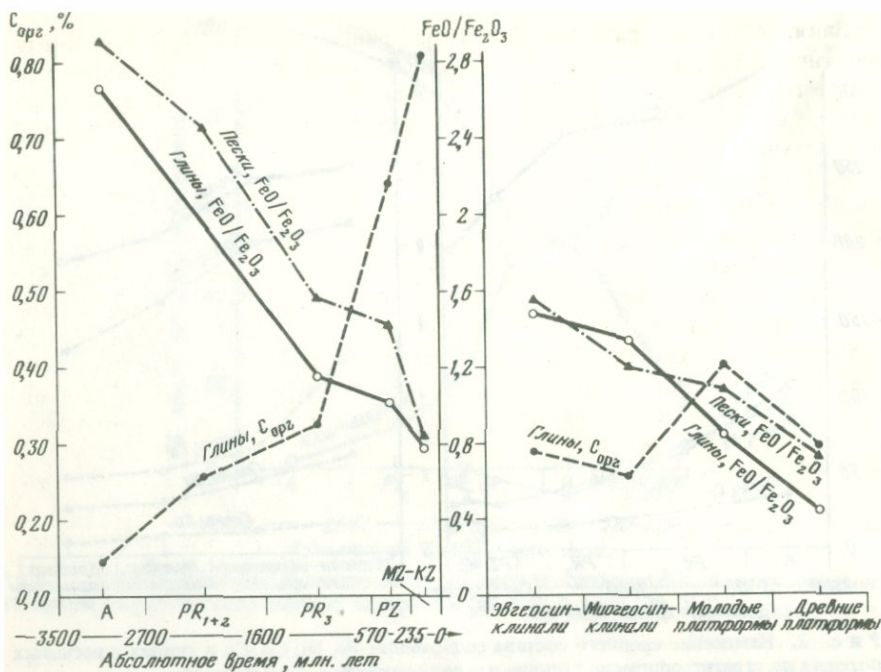


Р и с. 2. Изменение среднего состава содержания Fe, Ni, Co, Cu в глинах и песчаных породах по стратиграфической шкале и в ряду тектонических структур

Более того, они дают возможность сопоставить эволюционные тенденции развития состава осадочных пород с закономерностями распределения химических элементов в ряду важнейших тектонических структур осадочной оболочки материков. С этой целью весь запас имеющихся аналитических данных рассмотрен в двух системах: а) геохронологической, где составы литологически однотипных осадков рассматриваются с точки зрения их возраста, независимо от их принадлежности к тем или иным структурным зонам осадочной оболочки; б) геотектонической, где составы однотипных осадков группируются под углом зрения их принадлежности к древним и молодым платформам, миогеосинклинальным и эвгеосинклинальным областям.

Сопоставление результатов этих двух независимых систем обработки геохимических данных позволило установить общие закономерности изменений состава пород как во времени (от архея до кайнозоя), так и в ряду важнейших типов тектонических структур от наиболее мобильных (эвгеосинклинальных) к наиболее стабильным (древние платформы).

Начнем сопоставление с железа и его спутников, таких как никель, кобальт и медь, которыми обычно бывают обогащены основные магматические породы и продукты их разрушения (рис. 2). Левая половина графика отображает эволюционные тренды от архея до кайнозоя, правая — изменение содержаний тех же элементов в ряду тектонических структур от эвгеосинклиналей к платформам. Эволюционный ряд (левая половина графика) показывает, что элементами группы железа обогащены докембрийские породы, формировавшиеся в эпохи господ-



Р и с. 3. Изменение величины отношения Fe/Fe_2O_3 и среднего содержания $C_{орг}$

ства геосинклинального осадконакопления. В ходе времени параллельно росту площади платформ и сокращению площади геосинклиналей происходило последовательное обеднение терригенных осадков железом и его спутниками с достижением минимальных концентраций в кайнозое. Эта закономерная тенденция находит прямое отображение в распределении элементов группы железа на геотектоническом профиле от эвгеосинклинальных зон к мезгеосинклиналям, а затем к молодым и древним платформам (правая половина графика).

В обеих системах анализа четко прослеживается тенденция к уменьшению степени восстановленности железа и в глинистых и в песчаных породах как в эволюционном ряду, так и в ряду тектонических структур (рис. 3). Рост содержаний остаточного органического углерода свидетельствует, согласно представлениям В.И. Вернадского, об увеличении массы свободного кислорода в атмосфере Земли. В структурном ряду этот фактор, как видно из кривой $C_{орг}$ на правой стороне графика, не проявился. Это объясняется, по-видимому, тем, что распределение органического вещества определялось прежде всего эволюцией жизни, а не тектонических условий выветривания и седиментации. Вследствие этого осадки молодых платформ, в разрезе которых преобладают отложения поздних стадий развития, неизбежно должны были обнаружить большую обогащенность органикой, чем осадки древних платформ, в которых по объему преобладают отложения верхнего протерозоя и палеозоя.

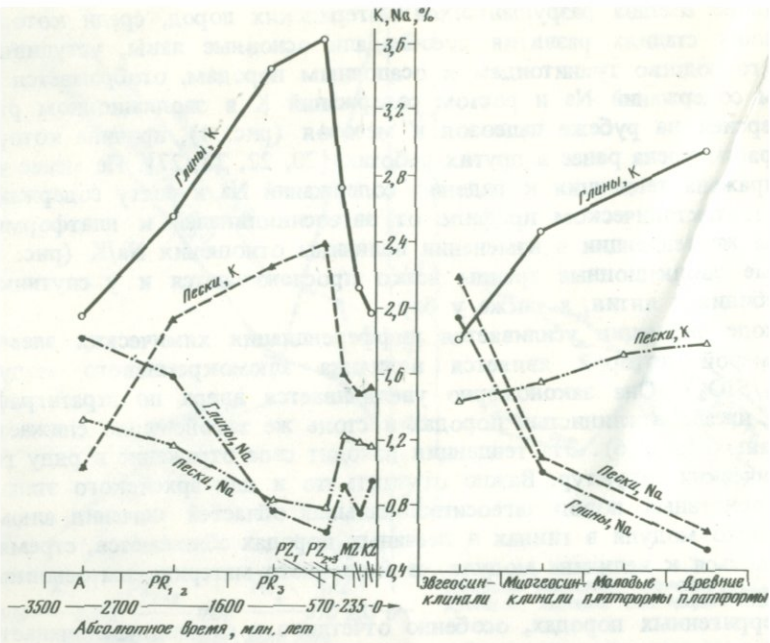
Влияние состава разрушавшихся материнских пород, среди которых на ранних стадиях развития преобладали основные лавы, уступившие затем господство гранитоидам и осадочным породам, отображается падением содержаний Na и ростом содержаний K в эволюционном ряду с инверсией на рубеже палеозоя и мезозоя (рис. 4), причина которой была рассмотрена ранее в других работах [20, 22, 23, 27]. Не менее четко выражена тенденция к падению содержаний Na и росту содержаний K на геотектоническом профиле от эвгеосинклиналей к платформам. Таковы же тенденции в изменении величины отношения Na/K (рис. 5). Сходные эволюционные тренды четко прослеживаются и у спутников K — рубидия и лития, а также у бора.

В ходе эволюции усиливается дифференциация химических элементов, мерой которой является величина алюмокремневого модуля (Al_2O_3/SiO_2). Она закономерно увеличивается вверх по стратиграфической шкале в глинистых породах и столь же закономерно снижается в песчаных (рис. 6). Эта тенденция находит свое отражение в ряду геотектонических структур. Важно отметить, что и для архейского этапа и для терригенных пород эвгеосинклинальных областей значения алюмокремневого модуля в глинах и песчаных породах сближаются, стремясь приблизиться к величине модуля, свойственного материнским основным эффузивам.

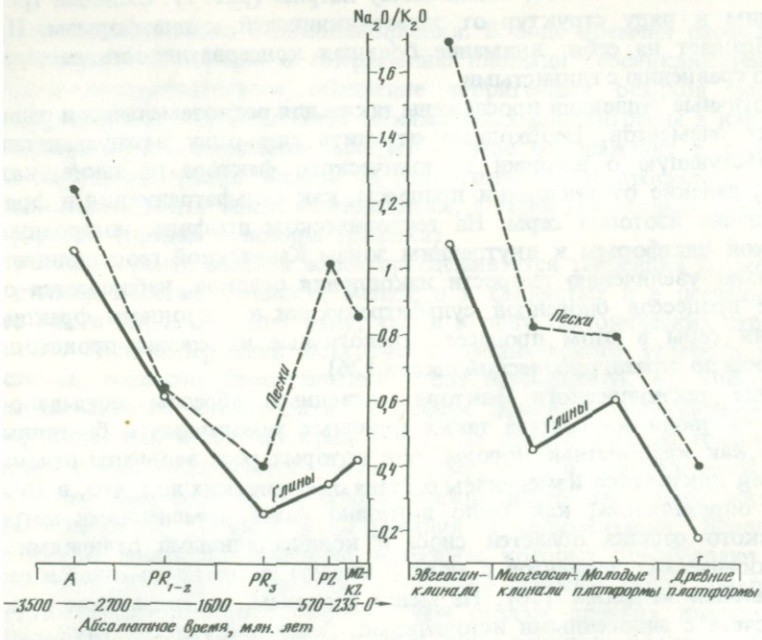
В терригенных породах, особенно отчетливо в глинах, увеличивается в ходе времени величина коэффициента зрелости (Al_2O_3/Na_2O), которая определяется отношением наименее подвижного в осадочном процессе глинозема к наиболее подвижному натрию (рис. 7). Сходный тренд мы видим в ряду структур от эвгеосинклиналей к платформам. При этом обращает на себя внимание большая консервативность песчаных пород по сравнению с глинистыми.

Аналогичные тенденции прослежены также для редкоземельных и радиоактивных элементов. Необходимо отметить еще одну важную деталь, свидетельствующую о влиянии тектонического фактора на такие, казалось бы, далекие от тектоники процессы, как сульфатредукция и фракционирование изотопов серы. На тектоническом профиле, построенном от Русской платформы к внутренним зонам Кавказской геосинклинали, параллельно увеличению скорости накопления осадков, наблюдается ослабление процессов биогенной сульфатредукции и изотопного фракционирования серы в этом процессе. Аналогичные изменения происходят сверху вниз по стратиграфической шкале [26].

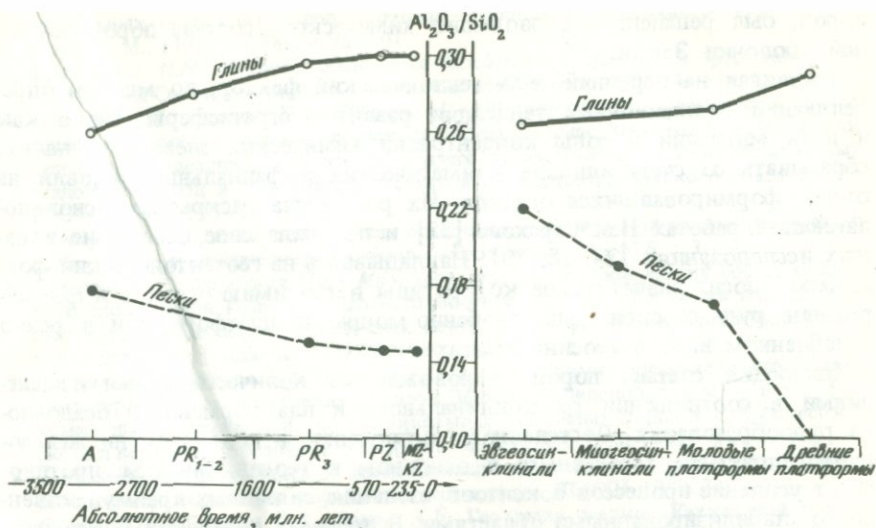
Влияние тектонического фактора косвенным образом сказывалось и на путях эволюции состава таких типичных хемогенных и биогенных осадков, как карбонатные породы, для которых рост величины отношения Ca/Mg диктовался изменением состава океанических вод, что, в свою очередь, определялось, как было показано ранее, изменениями петрографического состава областей сноса и количественными отличиями в выносе химических элементов в моря и океаны по платформенной и геосинклинальной моделям [20]. Не менее сложным, но связанным в конечном счете с эндогенными источниками, было поступление глубинной углекислоты, рост во времени биомассы и количества накапливавшегося в осадочных толщах остаточного органического углерода, определившее



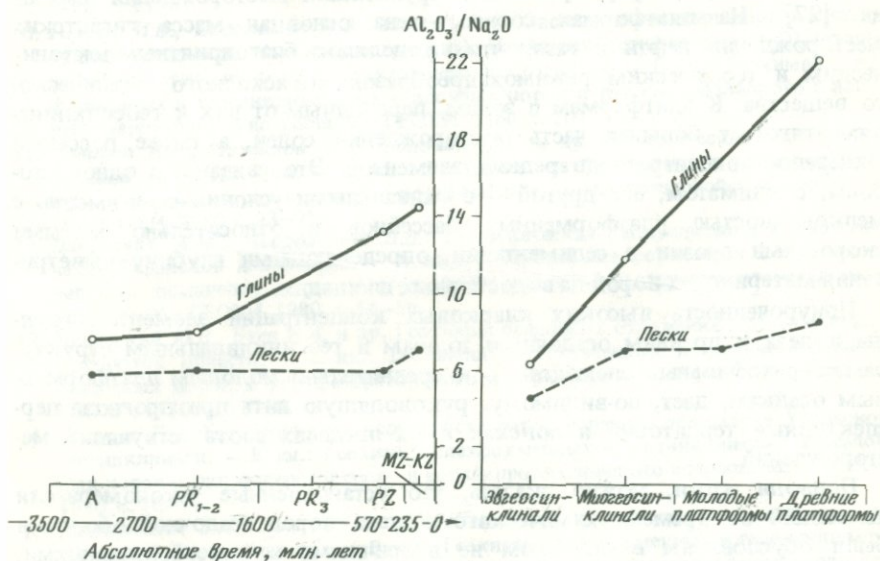
Р и с. 4. Изменение среднего состава содержания К и Na



Р и с. 5. Изменение величины отношения Na₂O/K₂O



Р и с. 6. Изменение величины алюмо-кремневого модуля (Al₂O₃/SiO₂)



Р и с. 7. Изменение величины коэффициента зрелости (Al₂O₃/Na₂O)

соответствующее увеличение массы свободного кислорода в атмосфере [21].

Подводя итоги анализу фактических данных есть все основания утверждать, что тектонический режим в широком понимании этого слова, контролировавший в истории Земли вулканическую деятельность, петрографический состав областей сноса и глубину разложения материнских

пород, был решающим в эволюции химического состава пород осадочной оболочки Земли.

Выдвигая на передний план тектонический фактор, во многом определяющий эволюционные тенденции развития стратисферы, равно как и пути миграции и зоны концентрации химических элементов, нельзя сбрасывать со счета влияние климатических и фациальных условий на состав формировавшихся осадков. Их роль была раскрыта в основополагающих работах Н.М. Страхова [32] и получила свое освещение в наших исследованиях [24, 28, 30]. Накладываясь на геотектонический фон, климат вносит значительные коррективы в геохимию осадков и формирование рудных скоплений, особенно мощно на платформах и в резко ослабленном виде в геосинклиналях.

Эволюция состава пород сопровождалась количественными изменениями в соотношении геосинклинального и платформенного осадочного рудообразования. Постепенному ослаблению в ходе времени железорудного процесса, тяготевшего в основном к геосинклиналям, противостоит усиление процессов бокситообразования, связанных преимущественно со стабилизированными областями. В пределах последних максимальной силы достиг процесс разделения железа и марганца, который реализовался в палеогене формированием крупнейших месторождений марганца [27]. На платформах сосредоточена основная масса гигантских месторождений нефти и газа, что определялось благоприятным тектоническим и термическим режимом преобразования исходного органического вещества. К платформам и зонам, переходным от них к геосинклиналям, тяготеет большая часть месторождений солей, а также россыпей минералов-концентраторов редких элементов. Это связано, с одной стороны, с климатом, а с другой — с фациальными условиями, а именно с мелководностью платформенных бассейнов и относительно малыми скоростями эрозии и седиментации, определяющими глубину выветривания материнских пород на водосборных площадях.

Приуроченность высоких кларковых концентраций элементов группы железа к древним осадочным толщам и геосинклинальным структурам, а литофильных элементов — к сравнительно молодым платформенным осадкам, дает, по-видимому, руководящую нить при прогнозе перспективных территорий и поисках в их пределах соответствующих месторождений.

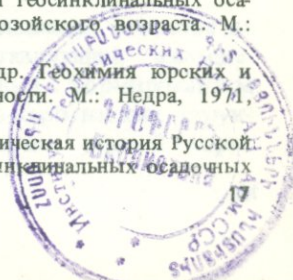
Подводя итоги, можно сказать, что установленные закономерности изменений во времени химического состава пород осадочной оболочки были обусловлены в основном не вторичными их преобразованиями, а эволюцией эндогенных, в частности, тектонических и вулканических процессов, которые преобразовывали среду седиментогенеза.

ЛИТЕРАТУРА

1. Акульшина Е.П. Малые элементы в глинистом веществе протерозойских и фанерозойских осадков. — В кн.: Геохимия платформенных и геосинклинальных осадочных пород и руд фанерозойского и верхнепротерозойского возраста. М.: ГЕОХИ, 1980, с. 16–18.
2. Алексеенко В.Д., Шор Г.М. О типах геохимической зональности осадочных отложений Восточного Казахстана. — В кн.: Геохимия платформенных и геосин-

клинальных осадочных пород и руд фанерозойского и верхнепротерозойского возраста. М.: ГЕОХИ, 1980, с. 98–101.

3. *Афанасьева И.М.* Петрогеохимические особенности флишевой формации южного склона Советских Карпат. — Киев: Наукова Думка, 1979. 241 с.
4. *Брежнев В.Д., Бурков Ю.К., Удалова А.А.* Геохимическая характеристика раннепалеозойских осадочных формаций геосинклинали Южного Тянь-Шаня как критерий корреляции. — В кн.: Геохимия платформенных и геосинклинальных осадочных пород и руд фанерозойского и верхнепротерозойского возраста. М.: ГЕОХИ, 1980, с. 95–98.
5. *Виноградов А.П., Ронов А.Б.* Состав осадочных толщ Русской платформы в связи с историей ее тектонических движений. — Геохимия, 1956, № 6, с. 3–24.
6. *Волохин Ю.Г., Маркевич П.В., Михайлов М.А.* и др. Химический состав осадочного слоя земной коры юга Дальнего Востока. — В кн.: Геохимия платформенных и геосинклинальных осадочных пород и руд фанерозойского и верхнепротерозойского возраста. М.: ГЕОХИ, 1980, с. 62–64.
7. *Гавшин В.М., Бобров В.А., Демина Р.Г.* и др. Геохимия микроэлементов в морских терригенных отложениях мезозоя Западно-Сибирской плиты. — В кн.: Геохимия платформенных и геосинклинальных осадочных пород и руд фанерозойского и верхнепротерозойского возраста. М.: ГЕОХИ, 1980, с. 19–21.
8. Геохимия платформенных и геосинклинальных осадочных пород и руд фанерозойского и верхнепротерозойского возраста. М.: ГЕОХИ, 1980. 348 с.
9. *Гирич Ю.П., Казаков Г.А., Ронов А.Б.* Геохимия осадков Кавказской геосинклинали. — В кн.: Геохимия платформенных и геосинклинальных осадочных пород и руд фанерозойского и верхнепротерозойского возраста. М.: ГЕОХИ, 1980, с. 58–61.
10. *Глухан И.В., Евдокимов И.В., Казмин В.М.* Эволюция геохимического состава вулканогенно-осадочных образований Чу-Илийского рудного пояса (Центральный Казахстан) на фоне его тектонического развития. — В кн.: Геохимия платформенных и геосинклинальных осадочных пород и руд фанерозойского и верхнепротерозойского возраста. М.: ГЕОХИ, 1980, с. 104–107.
11. *Говоров И.Н., Михайлов М.А., Волохин Ю.Г.* и др. Геохимические особенности осадков рифтовых зон. — В кн.: Геохимия платформенных и геосинклинальных осадочных пород и руд фанерозойского и верхнепротерозойского возраста. М.: ГЕОХИ, 1980, с. 93–95.
12. *Данилевич А.М., Диордиенко Л.В.* Геохимическая специализация осадочного чехла Туранской платформы. — В кн.: Геохимия платформенных и геосинклинальных осадочных пород и руд фанерозойского и верхнепротерозойского возраста. М.: ГЕОХИ, 1980, с. 54–56.
13. *Ильинский Ю.В., Буев В.А.* и др. Геохимия осадочных отложений Алтае-Саянской складчатой области. — В кн.: Геохимия платформенных и геосинклинальных осадочных пород и руд фанерозойского и верхнепротерозойского возраста. М.: ГЕОХИ, 1980, с. 67–69.
14. *Казаков Г.А.* Геохимические особенности пород верхнего докембрия Уральской геосинклинали. — В кн.: Геохимия платформенных и геосинклинальных осадочных пород и руд фанерозойского и верхнепротерозойского возраста. М.: ГЕОХИ, 1980, с. 70–72.
15. *Касперкевич Е.П., Шор Г.М.* и др. Геохимические особенности южной окраины Западно-Сибирской плиты. — В кн.: Геохимия платформенных и геосинклинальных осадочных пород и руд фанерозойского и верхнепротерозойского возраста. М.: ГЕОХИ, 1980, с. 23–25.
16. *Ковригина Е.К., Верхало-Узкий В.Н., Ильинский Ю.В.* и др. Сравнительная геохимическая характеристика позднедокембрийских осадочных формаций Енисейского кряжа. — В кн.: Геохимия платформенных и геосинклинальных осадочных пород и руд фанерозойского и верхнепротерозойского возраста. М.: ГЕОХИ, 1980, с. 75–77.
17. *Конторович А.Е., Берман Е.Л., Богородская Л.И.* и др. Геохимия юрских и нижнемеловых отложений Западно-Сибирской низменности. М.: Недра, 1971, 250 с.
18. *Мигдисов А.А., Ронов А.Б.* Химический состав и геохимическая история Русской платформы. — В кн.: Геохимия платформенных и геосинклинальных осадочных



1754

- пород и руд фанерозойского и верхнепротерозойского возраста. М.: ГЕОХИ, 1980, с. 13–15.
19. Певзнер В.С., Гогин И.Я., Занин А.М. и др. Геохимический разрез позднего протерозоя и кембрия восточной окраины Сибирской платформы. – В кн.: Геохимия платформенных и геосинклинальных осадочных пород и руд фанерозойского и верхнепротерозойского возраста. М.: ГЕОХИ, 1980, с. 46–48.
 20. Ронов А.Б. Осадочная оболочка Земли (количественные закономерности строения, состава и эволюции). М.: Наука, 1980, 78 с.
 21. Ронов А.Б. Вулканизм, карбонатонакопление, жизнь (закономерности глобальной геохимии углерода). – Геохимия, 1976, № 8, с. 1252–1277.
 22. Ронов А.Б. Эволюция состава пород и геохимических процессов в осадочной оболочке Земли. – Геохимия, 1972, № 2, с. 137–147.
 23. Ронов А.Б. Общие тенденции эволюции состава земной коры, океана и атмосферы. – Геохимия, 1964, № 8, с. 715–743.
 24. Ронов А.Б., Гирич Ю.П., Казаков Г.А., Илюхин М.Н. Осадочная дифференциация в платформенных и геосинклинальных бассейнах. – Геохимия, 1966, № 7, с. 763–776.
 25. Ронов А.Б., Гирич Ю.П., Казаков Г.А., Илюхин М.Н. Сравнительная геохимия геосинклинальных и платформенных толщ. – Геохимия, 1965, № 8, с. 961–979.
 26. Ронов А.Б., Гриненко В.А., Гирич Ю.П. и др. Влияние тектонического режима на концентрацию и изотопный состав серы в осадочных породах. – Геохимия, 1974, № 12, с. 1772–1798.
 27. Ронов А.Б., Мигдисов А.А. Эволюция химического состава пород щитов и осадочного покрова Русской и Северо-Американской платформ. – Геохимия, 1970, № 4, с. 403–438.
 28. Ронов А.Б., Мигдисов А.А. Основные черты геохимии элементов – гидролизатов в процессах выветривания и осадконакопления. – Геохимия, 1965, № 2, с. 131–158.
 29. Ронов А.Б., Михайловская М.С., Солодкова И.И. Эволюция химического и минералогического состава песчаных пород. – В кн.: Химия земной коры, т. 1, М.: Изд-во АН СССР, 1963, с. 201–252.
 30. Ронов А.Б., Хлебникова З.В. Химический состав важнейших генетических типов глин. – Геохимия, № 6, 1957, с. 449–469.
 31. Сараев С.В. Минеральный состав, геохимические особенности и условия осадконакопления верхнепротерозойских отложений Енисейского кряжа. – В кн.: Геохимия платформенных и геосинклинальных осадочных пород и руд фанерозойского и верхнепротерозойского возраста. М.: ГЕОХИ, 1980, с. 78–79.
 32. Страхов Н.М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М.: Госгеолтехиздат, 1963. 535 с.
 33. Таранушич Ф.Ф. Химизм осадочных пород прединверсионной стадии развития герцинских наложенных мульд девонского краевого вулканического пояса в Центральном Казахстане (на примере Жайлыминской мульды). – В кн.: Геохимия платформенных и геосинклинальных осадочных пород и руд фанерозойского и верхнепротерозойского возраста. М.: ГЕОХИ, 1980, с. 102–104.
 34. Schwab E.L. Geosynclinal compositions and new global tectonics. – J. Sediment Petrol., 1973, vol. 41, N 4, p. 928–935.

*А.А. Смыслов, А.Б. Ронов, А.А. Данилевич, Ю.В. Ильинский,
М.Т. Орлова, В.С. Певзнер, Е.В. Плющев, В.А. Рудник,
В.М. Терентьев, В.К. Титов, Л.И. Тихомиров, Г.М. Шор*

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ БАССЕЙНОВ СЕДИМЕНТАЦИИ ТЕРРИТОРИИ СССР

Исследования осадочных отложений земной коры на основе геологосъемочных работ и геологического картографирования имеет специфическую особенность, связанную с преимущественным изучением стратиграфо-палеонтологических (возрастных) и фациальных условий их формирования.

В отличие от магматических образований, для осадочных отложений на большинстве мелкомасштабных геологических карт территории СССР и отдельных регионов вещественно-геохимическая характеристика практически не дается. Главная цветовая нагрузка карт отражает возраст и последовательность отложения слоев.

В последние годы на основе дальнейшего развития формационного анализа и геохимического картирования проводится систематическое изучение вещественного состава осадочной оболочки, включающее анализ формационной принадлежности и химического состава горных пород на уровне петрогенных компонентов, а также определение содержания микроэлементов (в первую очередь, рудных), что особенно важно в связи с оценкой роли экзогенных концентраций в общем металлогеническом балансе.

Применительно к территории Советского Союза этот анализ проводился на основе составления карты структурно-формационных комплексов [2] и геохимических карт в масштабах 1 : 10 000 000, 1 : 2 500 000, а также 1 : 500 000 и крупнее для отдельных регионов [1 и др.].

Карта структурно-формационных комплексов отражает вещественную характеристику геологических тел на уровне геологических формаций, их рядов и структурно-формационных комплексов. При выделении структурно-формационных комплексов учитывались вещественный (в том числе петрохимический) состав и структура геологических тел; возраст пород и их эволюция; геотектонические и фациальные условия образования геологических формаций.

По типу геохимической дифференциации вещества земной коры среди всего многообразия структурно-формационных комплексов выделяются калийные, калийно-фемические, фемические и хемогенно-карбонатные комплексы.

В осадочной оболочке среди терригенных образований присутствуют калийные и калийно-фемические комплексы.

В качестве одного из типов экзогенной дифференциации вещества на карте выделен хемогенно-карбонатный тип, представляющий "кальциево-углеродистую" линию развития вещества и связанный с формированием карбонатных, галогенно-карбонатных и терригенно-карбонатных структурно-формационных комплексов осадочной оболочки земной коры.

Геохимическая карта территории СССР наряду с общей петрохимической характеристикой структурно-формационных комплексов отражает закономерности распределения и сочетания микроэлементов (преимущественно рудных) в геологических телах, в том числе и в осадочной оболочке.

При составлении этой карты и создании легенды использовано положение о том, что формирование геохимического поля литосферы обусловлено широкой гаммой взаимосвязанных и взаимообусловленных процессов эндогенного и экзогенного циклов. Среди этих процессов по уровню накопления металлов отчетливо выделяются две группы: сингенетические процессы, включающие осадконакопление и магматизм, и эпигенетические преобразования пород в результате катагенеза и гидротермальной деятельности.

В соответствии с этими положениями на геохимической карте выделены следующие основные составляющие геохимического поля литосферы:

- 1) нормальный геохимический фон;
- 2) геохимически специализированные комплексы, характеризующие первый уровень сингенетического накопления (по отношению к кларку) химических элементов;
- 3) локальные концентрации, связанные преимущественно с эпигенетическими процессами преобразования пород (второй уровень накопления).

Геохимическое районирование осадочной оболочки и изучение особенностей миграции петрогенных и малых элементов в экзогенном цикле выполнено на основе составления геохимических карт, разрезов и колонок с учетом анализа всех составляющих поля рассеяния и концентрации металлов.

О ЛАТЕРАЛЬНОЙ И ВЕРТИКАЛЬНОЙ ГЕОХИМИЧЕСКОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ ГЛАВНЕЙШИХ СТРУКТУР ЗЕМНОЙ КОРЫ

Экзогенная дифференциация вещества имеет существенное значение в формировании геохимической зональности геосинклинальных и складчатых областей докембрия и фанерозоя [3, 4, 5] и играет решающую роль в геохимическом облике чехлов платформ.

В формировании геохимической зональности складчатых областей участвуют также процессы магматической деятельности и метаморфизма, которые в совокупности с осадконакоплением приводят к образованию блоков земной коры с резко различающейся специализацией.

Вещественная специализация этих блоков, часть из которых является областями размыва и питания для бассейнов седиментации, играет существенную роль в формировании осадочных отложений с разным геохимическим обликом.

Геохимическая специализация докембрийских складчатых областей (щитов и кристаллических массивов) определяется как химическим составом слагающих их первично осадочных и осадочно-вулканогенных комплексов пород, так и его последующим изменением под влиянием главным образом процессов регионального метаморфизма, ультраметаморфизма и гранитизации. Специфика геологического развития докемб-

рийских складчатых областей привела к изначально сидерофильной геохимической специализации раннедокембрийских образований, обусловленных исходным составом первичной коровой оболочки Земли. Наиболее ярким примером в этом отношении является Криворожско-Курская геохимическая (железорудная) провинция. Последующая эволюция земной коры в докембрии и фанерозое обусловила существенное изменение геохимического профиля докембрийских складчатых систем — возникновение существенно литофильных и смешанных лито-халько-сидерофильных геохимических провинций.

Изменение содержаний химических элементов и их отношений в главных типах осадочных формаций от раннего архея к позднему протерозою свидетельствует, что наиболее характерными показателями эволюции состава осадочных пород докембрия являются: 1) возрастание содержания калия и величины калий-натриевого отношения при уменьшении концентрации натрия; 2) уменьшение величины отношения глинозема к кремнезему; 3) увеличение кальций-магниевого отношения и содержания редкоземельных элементов при возрастании в последних доли цериевой группы; 4) резкая обогащенность раннедокембрийских осадков железом с аномально высоким содержанием последнего в раннем протерозое и постепенным окислением железа после раннего протерозоя, что при одновременном и постепенном возрастании количества органического вещества, захороненного в осадках, свидетельствует об увеличении в атмосфере свободного кислорода.

Наряду с изменением состава петрогенных элементов в осадочных породах от архея к позднему протерозою происходило изменение и в составе малых элементов (примесных элементов). При этом изменялась как распространенность отдельных элементов (содержаний), так и их соотношение (ассоциации и связи). Если для образований архея в целом характерны повышенные содержания сидерофильных элементов, преимущественно железа в тесной ассоциативной связи с хромом, никелем, кобальтом, титаном и ванадием, то после архейской и особенно протерозойской эпох гранитизации резко увеличилось количество таких литофильных элементов, как цирконий, редкие земли, стронций и других, тесно связанных с натрием и особенно с калием. Не менее характерной по мере перехода от архея к позднему протерозою и далее к фанерозою становилась и тесная связь отдельных элементов, таких как свинец, молибден, селен и другие с органическим веществом.

Бассейны осадконакопления фанерозойских складчатых областей отличаются значительным разнообразием геохимической зональности, обусловленным рядом факторов: 1) влиянием общей геохимической эволюции земной коры, что находит отражение в увеличении роли калий-кальциевых комплексов и литофильности ассоциаций рудных элементов в более молодых отложениях; 2) различным вкладом эндогенных и экзогенных процессов миграции и накопления элементов в разных структурах; 3) унаследованностью геохимической специализации пород фундамента и областей сноса; 4) климатическими, тектоническими и другими условиями осадконакопления.

В пределах фанерозойских складчатых областей имеются разнообразные осадочные бассейны, среди которых можно выделить три большие

группы с общими (типоморфными) геохимическими чертами: 1) геосинклинальные (мио- и эвгеосинклинальные) зоны; 2) орогенные наложенные и унаследованные прогибы и впадины и 3) мульды, впадины и прогибы субплатформенного типа.

Для геосинклинальных зон существенное значение имеет различие мио- и эвгеосинклинальных структур. В первых основную роль в геохимической дифференциации вещества играли процессы седиментации, с которыми связано образование преимущественно калийных и калийно-магнезиальных терригенных и карбонатно-терригенных формаций. Они отличаются смешанной (лито-сидерофильной и халько-лито-сидерофильной) геохимической специализацией. Среди этих отложений присутствуют геохимически специализированные углеродистые (черные) сланцы и фосфориты (миогеосинклинальные зоны Казахстана, Кавказа, Карпат и других регионов).

Наиболее крупные по площади миогеосинклинальные бассейны известны на Северо-Востоке СССР. Здесь в их пределах выделяется несколько этапов осадконакопления. Наиболее ранний рифейский этап, ознаменовавшийся формированием мощных терригенно-карбонатных толщ со значительной ролью кварцито-песчаников. Карбонаты, как правило, отличаются низкими содержаниями элементов при относительно повышенном фоне марганца, ванадия и меди. В кварцито-песчаниках этого цикла отличается небольшое повышение содержания железа, ванадия, а также циркония.

Наиболее широким распространением в пределах Северо-Востока пользуются флишеидные образования верхоянской серии (C_2-I_3). Они характеризуются лито-халькофильным профилем при ведущей роли бора.

Для эвгеосинклинальных зон характерно преимущественно развитие карбонатных, кремнисто-карбонатных и терригенных отложений, а также продуктов вулканизма основного и среднего состава с существенно натриевой специализацией и халькофильно-сидерофильным геохимическим профилем. Примером таких зон могут служить многие районы Алтае-Саянской складчатой области, Урала, Корякско-Камчатской системы.

Для геохимически специализированных углеродисто-кремнистых и фосфатоносных карбонатно-кремнистых образований характерны повышенные содержания преимущественно сидерофильных и халькофильных элементов (ванадия, мышьяка, меди, свинца и др.).

Широко развиты в пределах фанерозойских складчатых областей наложенные и унаследованные прогибы и впадины. Они относятся к "структурам особого рода", занимая промежуточное положение между типично геосинклинальными и типично платформенными. Намечаются два геохимических типа таких структур: 1) существенно экзогенные, распределение элементов в которых определялось преимущественно особенностями состава пород обрамления и фациальными условиями осадконакопления; 2) эндогенно-экзогенные, отчетливо выраженная стратиформная геохимическая зональность которых обусловлена взаимодействием преимущественно эндогенных источников (пеплы, туфы, гидротермальные растворы) рудных элементов (медь, свинец, фосфор и др.) и экзогенных факторов их миграции. Признаками эндогенного источника

рудных элементов является афациальный (полифациальный) характер распределения геохимически специализированных пород и локальных концентраций, линейное расположение основных рудопроявлений и месторождений, специфические "эндогенные" ассоциации элементов. Примером таких структур являются Минусинская, Тувинская и другие впадины.

Начиная с позднего палеозоя и в мезозое, на большей части территории Азии господствовал гумидный климат, что привело к образованию угленосных и терригенных формаций. Во многих случаях эти формации являются непосредственным продолжением разреза палеозойских наложенных впадин без четких границ их раздела (как, например, в Кузбассе). В других — они выполняют небольшие мульды, впадины субплатформенного характера. Породы этих формаций отличаются смешанной литохалько-сидерофильной специализацией.

В целом по геохимическому облику складчатые области сравнительно четко распадаются на две группы: а) сидеро-халькофильного профиля (Карпатская, Кавказская, Уральская, Алтай-Саянская, Камчатская) и б) лито-халькофильного профиля (Казахская и Средняя Азия, Забайкалье, Чукотка, Приохотье и др.).

В каждой области выделяются блоки более или менее изометрической конфигурации с преобладающим накоплением литофильных элементов и узкие линейно-вытянутые зоны халько-сидерофильного профиля.

В эволюционном отношении обращает на себя внимание тот факт, что многие осадочные формации складчатых областей наследуют геохимический профиль подстилающих формаций, а не областей возможного сноса.

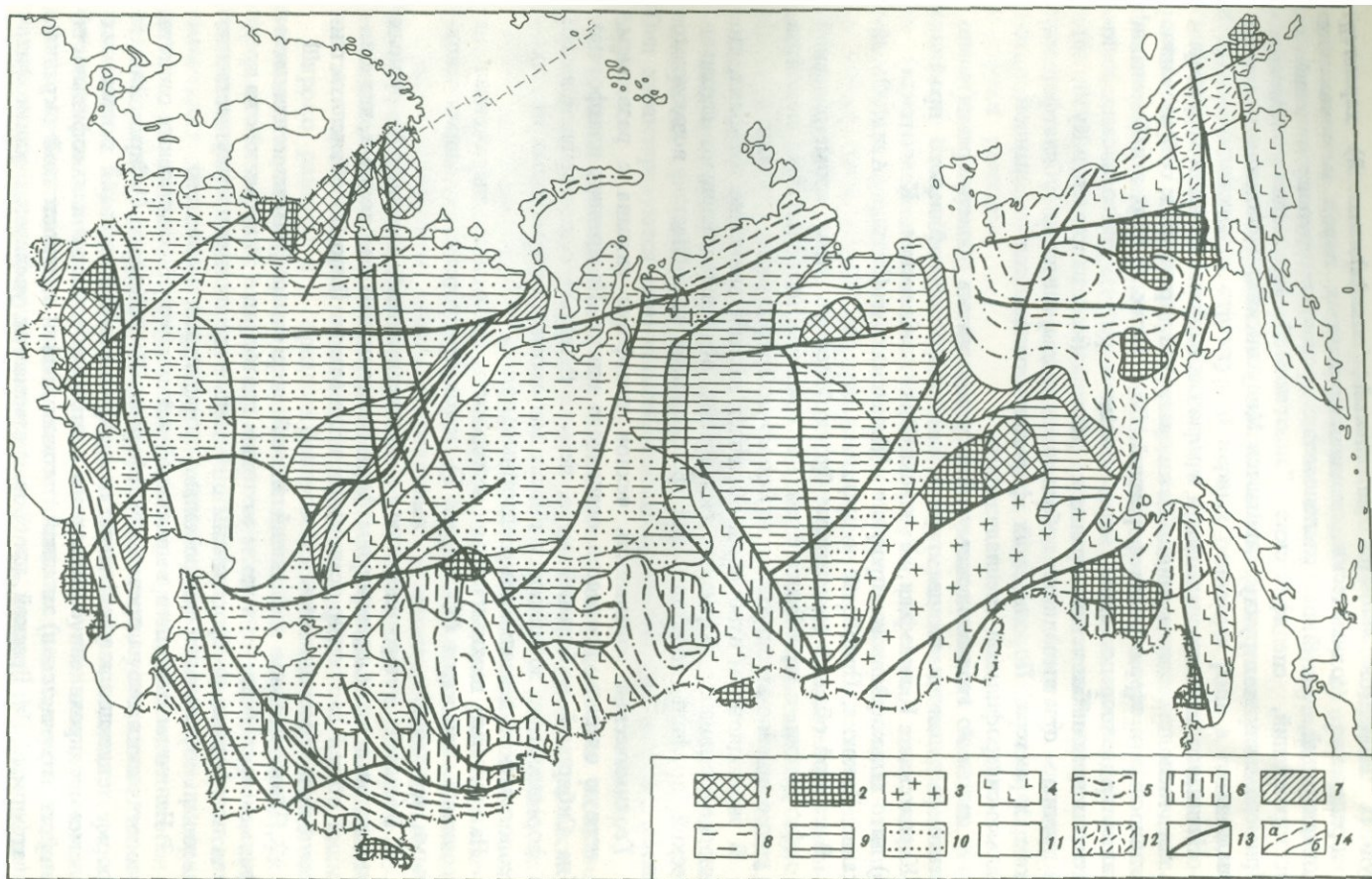
Геохимическая зональность чехлов платформ связана с развитием, в первую очередь, процессов осадочного цикла. На древних платформах (на Сибирской в большей мере, чем на Русской) существенный вклад в формирование зональности вносит магматизм, а на молодых плитах — геологическая деятельность подземных вод.

Латеральная геохимическая зональность, отчетливо выраженная на геохимической карте СССР (рис. 1), характеризуется следующими основными чертами.

1. Бóльшей гетерогенностью в распределении ассоциаций рудных элементов в чехле древних платформ по сравнению с молодыми, что с позиций общей эволюции осадочного чехла можно было бы объяснить тенденцией к гомогенизации.

2. Преобладанием ассоциаций элементов с сидерофильными или литофильными свойствами в чехле молодых платформ, в то время как на древних платформах распространены смешанные ассоциации преимущественно лито-халькофильных и сидеро-халько-литофильных элементов.

3. Наличием отчетливо выраженной асимметрии геохимических свойств геологических тел на древних платформах. Например, на Сибирской платформе тенденция к увеличению сидерофильности ассоциаций химических элементов проявлена с запада на восток, а усиление халькофильности свойств отмечается в западной, юго-западной и юго-восточной окраинах платформы. На Русской платформе отмечается увеличение халькофильности ассоциаций в восточном направлении и т.д.



Молодым платформам в отличие от древних свойственно симметричное распределение ассоциаций химических элементов, обусловленное, на наш взгляд, более отчетливо выраженным влиянием процессов седиментогенеза. На примере Западно-Сибирской платформы отчетливо видно, что в центральной ее части выделяется обширное поле ассоциаций халько-сидерофильных элементов, окаймленное близкими ассоциациями лито-сидерофильных (или сидеро-литофильных) элементов.

В чехле платформ отчетливо выделяются трансрегиональные (часто линейные) геохимические подразделения: халькофильный пояс в обрамлении Сибирской и Западно-Сибирской платформ; существенно сидерофильные (Прианабарская, Предтаймырская, Хатангская) области и зоны Сибирской платформы прослеживаются на запад в пределы чехла Западно-Сибирской плиты.

Отчетливо проявлен халько-литофильный характер ассоциаций химических элементов в областях новейшей активизации молодых и частично древних платформ.

В вертикальном разрезе Сибирской платформы (рис. 2) отчетливо намечаются две тенденции: 1) преобладание халькофильных ассоциаций в протерозое, переход к существенно литофильным (и халько-литофильным) в палеозое и нарастание сидерофильности, начиная с перми в мезозое и палеогене;

2) отчетливое чередование ассоциаций различных геохимических типов внутри геологических (тектонно-седиментационных) циклов от литофильных к халькофильным, лито-халькофильным и далее литофильным, сидеро-литофильным и лито-сидерофильным.

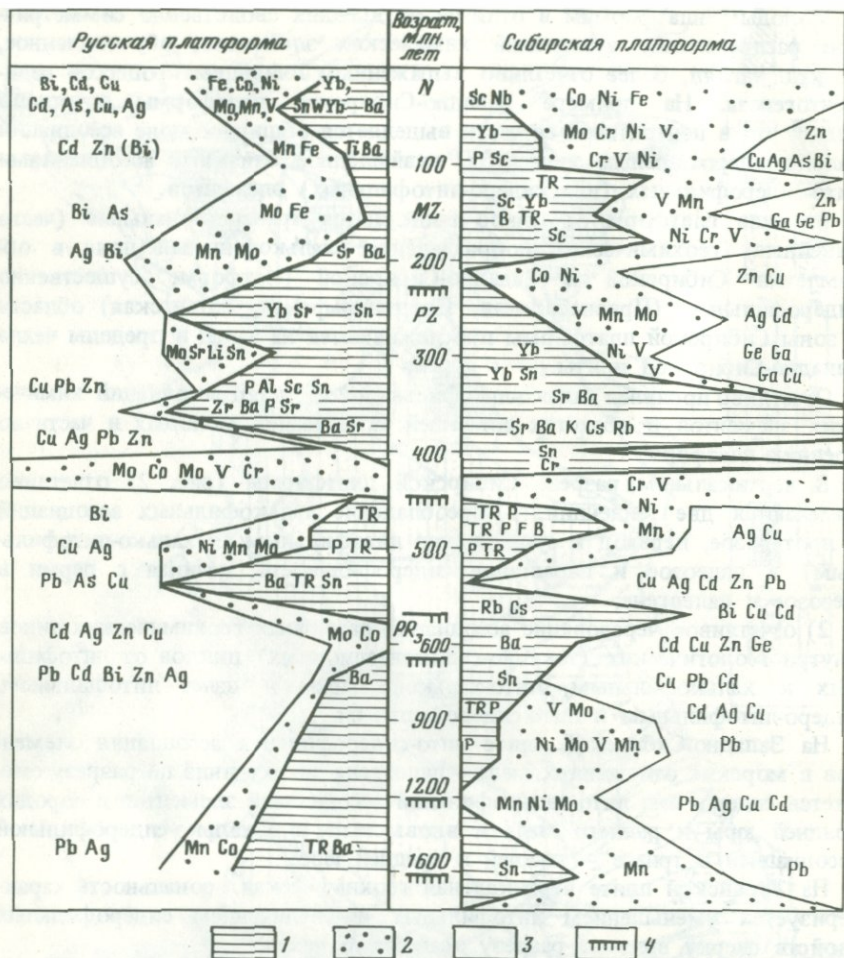
На Западно-Сибирской плите лито-сидерофильная ассоциация элементов в морских отложениях мела — палеогена сверху вниз по разрезу сменяется сидеро- или лито-халькофильной ассоциацией элементов в породах поздней юры и раннего мела и вновь лито- или халько-сидерофильной ассоциацией в триасе — нижней и средней юре.

На Туранской плите вертикальная геохимическая зональность характеризуется уменьшением литофильных и увеличением сидерофильных свойств сверху вниз по разрезу осадочного чехла.

Наличие толщ и горизонтов, специализированных по органическому веществу в разрезе чехлов молодых и древних платформ, является характерной их особенностью.

Р и с. 1. Геохимическая специализация бассейнов седиментации территории СССР

Глубоко эродированные блоки, области размыва: 1 — мафические щитов и кристаллических массивов с халькофильно-сидерофильной специализацией; 2 — сиалические щитов, кристаллических и срединных массивов с литофильной специализацией; 3 — сиалические докембрийских и палеозойских складчатых областей с интенсивным развитием гранитоидов и с халькофильно-литофильной специализацией, бассейны седиментации складчатых областей; 4 — эвгеосинклинальные с халькофильно-сидерофильной специализацией; 5 — миогеосинклинальные с сидеро-хальколитофильной специализацией; 6 — суборогенные с хальколито-сидерофильной специализацией; 7 — краевых прогибов с лито-сидеро-халькофильной специализацией. Бассейны седиментации платформ со специализацией; 8 — сидерофильной; 9 — халькофильной; 10 — литофильной (смешанные типы геохимической специализации показаны комбинацией соответствующих значков); 11 — бассейны седиментации без определенной геохимической специализации; 12 — Пограничный вулканический пояс; 13 — зоны глубинных разломов; 14 — границы; а — геологические, б — геохимические



Р и с. 2. Сравнительная геохимическая характеристика чехла Русской и Сибирской платформ. Ведущие элементы геохимических ассоциаций

1 – литофильные, 2 – сидерофильные, 3 – халькофильные; 4 – геохимические рубежи

Углеродистые геохимически специализированные комплексы занимают определенное место в разрезе чехлов платформ. В чехле Сибирской платформы они приурочены к формациям заключительных стадий тектоно-седиментационных циклов.

Большое влияние на формирование геохимического фона и геохимических аномалий бассейнов седиментации оказывают эпигенетические процессы. Так, например, халькофильный геохимический облик передовых прогибов и внутренних впадин складчатых областей во многом обусловлен развитием гидрогенно-инфильтрационных процессов (Предуральский прогиб, Тенгизская впадина в Центральном Казахстане и др.). Путем эпигенетической миграции осуществляется постоянное взаимодей-

ствие складчатых и платформенных областей. Внутри складчатых областей эпигенетическая (преимущественно гидротермально-метасоматическая) зональность охватывает практически все породы. Общий латеральный ряд этой зональности имеет следующий вид: плутогенные — субазральные вулканогенные — субаквальные вулканогенные — амагматические тектоногенные гидротермальные метасоматические новообразования — гидрогенно-инфильтрационные новообразования.

На платформах широко развиты гидрогенно-инфильтрационные и гидрогенно-седиментационные новообразования. На Сибирской платформе проявлены также эпигенетические гидротермальные процессы в формациях верхней заключительной стадии тектоно-седиментационных циклов.

На молодых платформах эпигенетические преобразования пород в зоне катагенеза связаны с геологической деятельностью подземных вод в новейшую (неоген-четвертичную) эпоху активизации их окраин.

Прямым следствием выполненных региональных исследований являются обоснованные представления о геохимических рубежах, возникающих в ходе эволюции осадочной оболочки. Так, изучение поведения бария и элементов группы железа — индикаторов миграции кислорода и сульфат-иона позволило (см. рис. 2) наметить в разрезе чехла Сибирской платформы следующие рубежи: кислородный на границе среднего и позднего протерозоя; сульфатно-кислородный на границе позднего и среднего рифея; кислородно-сульфатный внутри венда или в подошве его.

Установленные соотношения геохимического фона, специализированных комплексов и геохимических рубежей имеют большое значение для металлогенического анализа, позволяют проводить сравнительный анализ закономерностей распределения и поведения металлов. Такое сравнительное изучение чехлов платформ показало, что соответствие геохимического и металлогенического облика свойственно лишь элементам с высоким кларком (железо, марганец, алюминий и др.). Для низкокларковых элементов такое соответствие часто отсутствует. Например, экзогенные эпигенетические месторождения в зонах пластового окисления часто связаны не с фоном или специализированными комплексами пород в осадочном чехле, а зависят от геохимической специализации пород фундамента.

Для бассейнов седиментации складчатых областей с максимальной вероятностью усматривается прямая корреляция геохимического фона, специализированных комплексов и локальных концентраций с геохимическими типами фундамента. Эта геохимическая закономерность (унаследованность) имеет, по-видимому, глубокий генетический смысл и в широком смысле связана с процессами мобилизации вещества.

ВЫВОДЫ

1. В пределах бассейнов седиментации широко проявлены структурно-формационные комплексы с разными типами дифференциации вещества и геохимической специализацией.

2. Анализ латеральной и вертикальной геохимической зональности, определение средних содержаний элементов в осадочной оболочке не-

возможен без геохимических карт и геохимических разрезов, отражающих объем и уровень накоплений металлов.

3. В чехлах платформ и бассейнах седиментации складчатых областей в разные эпохи их развития существовали геохимические рубежи накопления или перераспределения металлов.

4. Геохимическая зональность, миграция и концентрация рудных элементов в осадочной оболочке во многом обязаны явлениям эпигенетического преобразования осадочных отложений, и учет этого фактора имеет важное значение для региональной геохимии и металлогении.

ЛИТЕРАТУРА

1. Геохимическая карта восточной части Балтийского щита, масштаб 1:1 500 000, 1978. — В кн.: Металлогения восточной части Балтийского щита/Отв. ред. Т.В. Билибина, Л., 1980. 247 с.
2. Карта структурно-формационных комплексов территории СССР, м-ба 1:10 000 000/Ред. К.И. Дворцова, А.А. Смыслов, В.М. Терентьев, М., 1980.
3. Принципы и методика геохимических исследований при прогнозировании и поисках рудных месторождений (Методические рекомендации)/Ред. А.А. Смыслов, В.А. Рудник, Н.М. Динков, А.И. Панайотов, Л.: Недра, 1979. 241 с.
4. Ранние стадии геологического развития Земли. Седиментация, метаморфизм и металлогения докембрия. М.: Наука, 1979.
5. *Ронов А.Б.* Осадочная оболочка Земли. М.: Наука, 1980. 80 с.

УДК 550.42:552.5

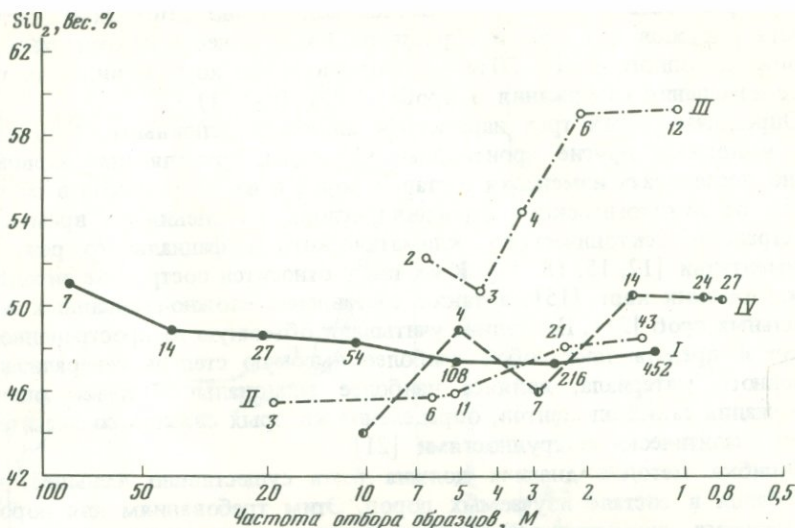
А.А. Мигдисов, А.Б. Ронов

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ И ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ИСТОРИЯ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Полученные нами за последние годы новые систематические данные о средних содержаниях 34 редких и рассеянных элементов в важнейших типах осадочных пород различного генезиса и геологического возраста позволили существенно дополнить геохимическую характеристику осадочного чехла Русской платформы. Они, как и ранее полученные нами оценки средних содержаний породообразующих элементов [20], не только вносят существенные уточнения в кларки элементов в осадочных породах платформенного происхождения, но и позволяют рассмотреть некоторые генетические вопросы, связанные с источниками и формами поступления элементов в осадки и влиянием на состав последних тектонических и палеогеографических условий седиментации.

СИСТЕМА КОЛИЧЕСТВЕННЫХ МЕТОДОВ ИССЛЕДОВАНИЯ

Достоверные оценки среднего состава осадочных толщ любого крупного региона могут быть получены лишь в результате последовательного применения количественных методов на всех стадиях исследования [15, 18, 21, 22, 24, 25]. Эти методы являются производными объемного метода, разработанного одним из авторов [12] более 35 лет назад. Их



Р и с. 1. Изменение содержания SiO_2 в средних пробах глинистых пород Русской платформы, составленных из образцов с разной частотой отбора по разрезу

I — скв. Советская, S, морские отложения; II — скв. Радаевка, C_1 , морские и прибрежно-морские отложения; III — скв. Кутьма, C_1 , континентальные и лагунные отложения; IV — скв. Шуя, C_1 , континентальные пестроцветные отложения. Цифры около точек — число образцов в пробах

применение позволило свести в единую систему сопоставимых количественных данных весь комплекс литологических, тектонических, палеогеографических и геохимических исследований, проводимых на территории региона. Система включает рациональные методы оценки следующих величин:

1) общих объемов отложений отдельных стратиграфических горизонтов и осадочного чехла в целом по результатам измерений по литолого-палеогеографическим и палеотектоническим картам с контролем общего объема всей осадочной толщи по картам рельефа кристаллического фундамента. Ошибки подобных измерений на территории Русской плиты составили около 10% [12, 18, 21, 22].

2) объемов отдельных литологических типов пород на основе статистического осреднения данных об их мощностях в детально изученных разрезах и оценок общих объемов отложений. Точность оценок зависит от количества изученных разрезов и равномерности их расположения на территории изучаемого региона. Специальные исследования [18, 21] показали, что ошибки таких оценок при проводимых нами региональных работах составляли менее 10%.

3) среднего состава (химического и минералогического) важнейших литологических типов пород в разрезах методом анализа установленных средних проб [25]. Достоверность этих оценок зависит от колебаний состава пород в разрезе и частоты послышного отбора образцов. Первый фактор определяется условиями осадконакопления, причем гомогенность составов возрастает от континентальных осадков к отложениям откры-

того моря. Соответственно уменьшается минимально необходимая частота отбора образцов (от одного образца на 1 м и менее в континентальных толщах до одного на 10–20 м – в морских), что хорошо видно на примере изменения содержания в пробах SiO_2 (рис. 1).

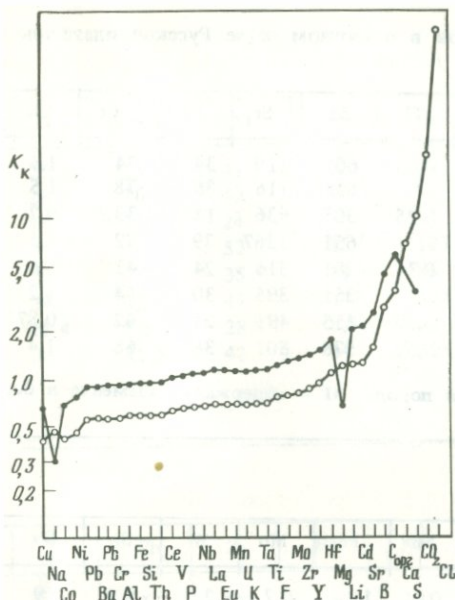
Определения этих трех параметров являются основными. Исходя из них выводятся другие производные величины, позволяющие количественно исследовать изменения составов пород и их комплексов в зависимости от литологического строения региона, изменения во времени и пространстве тектонического, климатического и фациального режимов седиментации [12, 15, 18, 21]. К их числу относятся построение литолого-геохимических карт [15], а также составление сложно-смешанных и генеральных проб [21]. Последние учитывают объемную распространенность пород и представляют собой наиболее высокую степень генерализации каменного материала, являясь наиболее рациональным путем оценки содержания таких элементов, определение которых связано со значительными аналитическими трудностями [21].

Ошибка методов анализа должна быть существенно меньше, чем колебания в составе изучаемых пород. Этим требованиям для породообразующих элементов отвечают методы классического силикатного анализа, модернизированные (ускоренные) его варианты [27] и рентгено-флуоресцентный анализ. Для определения редких элементов использовались атомно-абсорбционный, рентгено-флуоресцентный, рентгено-спектральный, нейтронно-активационный, количественный эмиссионный спектральный методы и некоторые варианты химического анализа с колориметрическим окончанием. Методы с ошибкой определения более 25%, как правило, непригодны для изучения кларкового распределения редких элементов. Особенно это относится к элементам с малой дисперсией природного распределения. Поэтому мы полностью отказались от использования различных модификаций полуколичественного спектрального анализа.

Правильность наших аналитических определений постоянно контролировалась международными и отечественными стандартными образцами пород различного состава.

СОПОСТАВЛЕНИЕ СРЕДНИХ СОСТАВОВ ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ И ДОКЕМБРИЙСКИХ ШИТОВ

Полученные по изложенной выше методике новые данные о распространенности породообразующих и редких элементов в осадочном чехле платформы привели нас вновь к сопоставлению среднего состава с породами кристаллического фундамента. Эта проблема обсуждалась нами ранее [20]. Рис. 2 подтверждает справедливость вывода об обедненности осадочного чехла по сравнению со щитами кремнеземом, элементами-гидролизатами, некоторыми переходными и щелочными элементами, т.е. теми, которые наследуются от материнского вещества и накапливаются в устойчивых к выветриванию минералах, а также в результате процессов гидролиза и сорбции. Различие средней плотности пород щитов ($2,71 \text{ г/см}^3$) и осадков платформы ($2,41 \text{ г/см}^3$, табл. 2) усиливает дефицит этих элементов в последних. Вместе с тем в породах платформы накаплива-

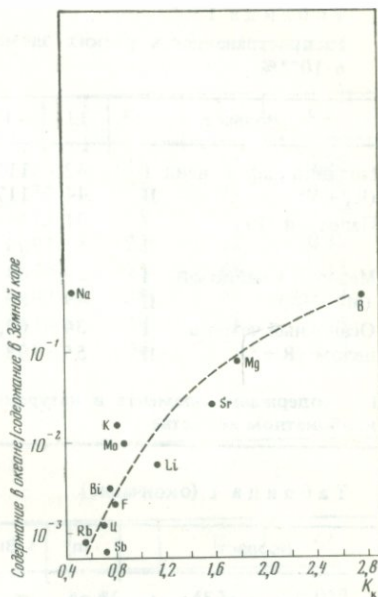


Р и с. 2. Изменение коэффициентов концентрации (K_k) элементов в осадочном чехле Русской платформы по отношению к их среднему содержанию в докембрийских щитах

Светлые кружки — натуральная порода; черные кружки — в пересчете на бескарбонатное, бессолевое и бессульфатное вещество

Р и с. 3. Изменение степени накопления элементов в осадочном чехле Русской платформы в зависимости от степени накопления их в воде океана

K_k — коэффициент концентрации элемента в осадочном чехле относительно содержания в докембрийских щитах; по ординате — отношение концентрации элементов в воде океана к их концентрации в земной коре [2]



ется вторая группа элементов, связанная с ресурсами Мирового океана и выносом "избыточных летучих" из глубин Земли [20]. Рассмотренные данные убеждают в том, что "дефицит" элементов первой группы возникает не в результате их выноса за пределы платформенных бассейнов, а является следствием накопления в осадочном чехле талассофильных и биогенных породообразующих элементов второй группы и "разбавления" ими первичного щитового материала. Действительно, более 40% всей массы осадочного чехла (см. табл. 2) составляют продукты, образующиеся за счет ресурсов морской воды: хемогенные и биогенные породы. Рис. 3 показывает, что обогащение платформенных осадков элементами относительно пород щитов происходит пропорционально их накоплению в водах океана. От этой закономерности отклоняется натрий, обладающий большой длительностью среднего пребывания в океане, из которого он извлекается в значительных количествах лишь в эпохи солеобразования. Другим исключением является Ca — главный катион большинства аутигенных продуктов, формирующихся из морской воды. Динамика карбонатной буферной системы океана и высокая

Таблица 1

Распространенность редких элементов в осадочном чехле Русской платформы, $n \cdot 10^{-4} \%$

Возраст	Li	Rb	Tl	Ba	Sr	La	Ce	Eu	
Поздний рифей-венд (R ₃ + V)	I	42	111	0,58	601	110	34	74	1,4
	II	44	117	—	631	116	36	78	1,5
Палеозой (Pz)	I	31	46	0,25	303	636	18,2	33,3	0,7
	II	67	99	—	651	1367	39	72	1,5
Мезозой + кайнозой (Mz + Kz)	I	39	64	0,34	281	316	24	43	1,0
	II	49	80	—	351	395	30	54	1,2
Осадочный чехол в целом (R + Q)	I	34	60,4	0,32	355	495	22	42	0,87
	II	55	98	0,52	578	807	36	68	1,4

I — содержание элемента в натуральной породе; II — содержание элемента в бескарбонатном веществе.

Таблица 1 (окончание)

Возраст	In	Bi	Sb	Pb	Mo	W	Sn	Ga	
Поздний рифей-венд (R ₃ + V)	I	0,22	0,12	0,5	18	0,7	2,0	3,9	1,9
	II	0,23	0,13	0,5	19	0,7	2,1	4,1	2,3
Палеозой (Pz)	I	0,22	0,11	0,5	8	1,2	1,3	4,9	9,4
	II	0,47	0,24	1,1	17	2,6	2,8	11	20
Мезозой + кайнозой (Mz + Kz)	I	—	0,11	0,6	13	1,0	1,7	3,4	16
	II	—	0,14	0,8	16	1,2	2,1	4,2	20
Осадочный чехол в целом (R + Q)	I	0,22	0,11	0,5	10,5	1,1	1,5	4,5	12
	II	0,36	0,18	0,8	17	1,7	2,4	7,3	20

Таблица 2

Распространенность важнейших литологических типов пород в пределах Русской плиты

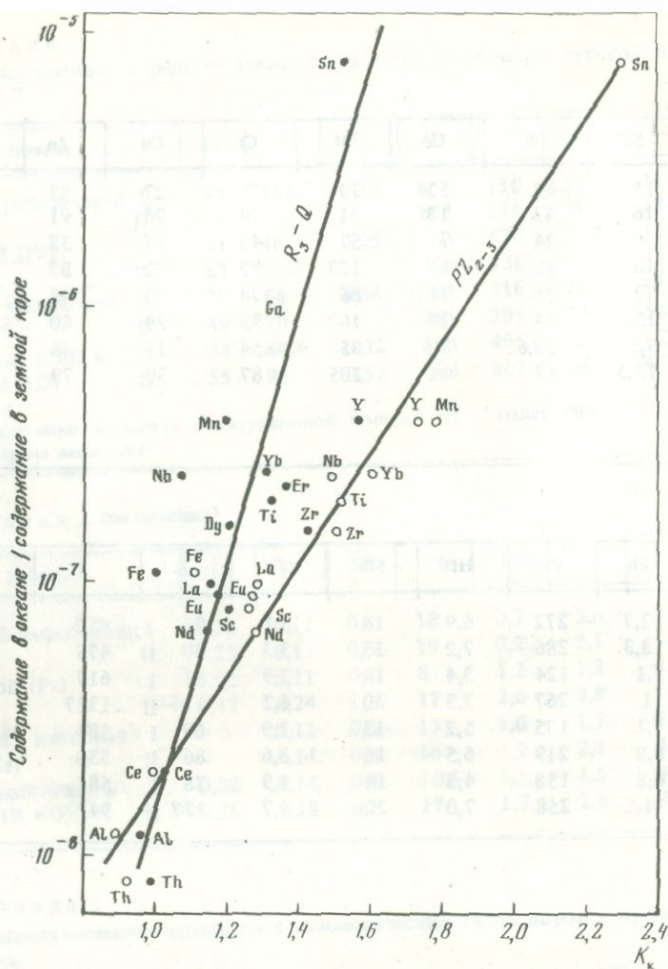
Возраст	Общий объем отложений (в тыс. км ³)	Распространенность литологических типов пород (в % общего объема отложений)			
		Конгломераты, галечники	Пески, алевролиты	Глины	Кремнистые породы
Поздний рифей-венд (R ₃ + V)	1172,5	3,9	46,8	42,1	—
Палеозой (Pz)	4211,2	0,1	18,9	23,7	—
Мезозой + кайнозой (Mz+Kz)	902,5	0,1	33,5	31,0	1,4
Осадочный чехол в целом (R-Q)	6286,2	0,8	26,2	28,2	0,2
Средняя плотность пород, г/см ³	—	—	2,28	2,49	—

Y	Sc	Ni	Co	V	Cr	Cu	Zn	Cd
27	15	41	12	77	70	27	87	0,55
28	16	43	13	81	74	28	91	0,06
16	7,5	24	7	57	45	15	38	0,17
34	16	52	15	123	97	32	82	0,37
19	12	35	11	86	74	23	48	0,11
24	15	44	14	108	92	29	60	0,14
18,4	9,5	28,6	8,5	65	54	18	48	0,14
30	15,5	47	14	105	87	30	79	0,23

U	Th	Zr	Hf	Nb	Ta	B	F	Cl
2,1	12,7	272	6,9	14	3,1	76	452	1072
2,2	13,3	286	7,2	15	3,3	80	475	—
1,8	5,1	124	3,4	14	2,9	81	617	1015
3,9	11	267	7,3	30	6,2	174	1327	—
2,0	7,1	175	5,2	13	2,9	69	584	849
2,5	8,9	219	6,5	16	3,6	86	730	—
1,9	6,8	158	4,3	14	2,9	78	581	1002
3,1	11,1	258	7,0	22	4,7	127	947	—

Распространенность литологических типов пород (в % общего объема отложений)

Мергели	Известняки	Доломиты	Гипсы, ангидриты	Соли	Эффузивы, туфы
0,9	—	3,7	—	—	2,6
7,8	26,3	16,5	3,2	2,9	0,6
9,8	22,7	0,6	0,6	—	0,3
6,8	20,9	11,9	2,2	1,9	0,9
—	—	2,52	—	2,30	2,80



Р и с. 4. Накопление элементов-гидролизатов и Mn в бескарбонатном веществе осадочного чехла Русской платформы в зависимости от степени их накопления в воде океана. Параметры абсциссы и ординаты те же, что и на рис. 3

Темные кружки — средний состав осадочного чехла платформы; светлые кружки — осадочный чехол средне- и верхнепалеозойского возраста

биологическая активность карбонатообразующих организмов определяют избыточное накопление этого элемента в осадках.

Пересчет данных о составе осадочного чехла на бескарбонатную, бессульфатную и бесселевую составляющие (см. табл. 1) подтверждает отсутствие в терригенном веществе осадков дефицита элементов первой ("алюмосиликатной") группы и указывает даже на избыточное накопление некоторых из них относительно исходного материала щитов (см. рис. 2). Казалось бы, оно связано с накоплением этих элементов в процессе выветривания [17]. Однако факты показывают, что коэффициенты концентрации элементов-гидролизатов и марганца в терригенном веще-

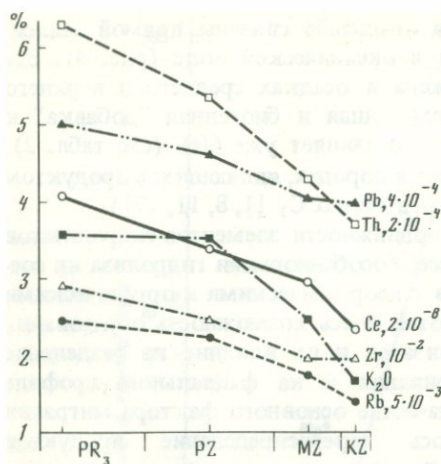
стве платформенных пород вопреки ожиданию связаны прямой зависимостью со степенью их накопления в океанической воде (рис. 4). Эта корреляция еще более четко выражена в осадках среднего и верхнего палеозоя платформы, в которых хемогенная и биогенная "добавка" к продуктам терригенной седиментации составляет уже 60% (см. табл. 2). В то же время эта корреляция исчезает в породах, являющихся продуктом интенсивного выветривания (например, в глинах C_1 [1, 8, 11, 17]).

Ранее мы связывали различия в подвижности элементов-гидролизатов и их разделение в осадочном процессе с особенностями гидролиза их соединений и образованием комплексов с неорганическими и органическими аддендами [11, 14, 17]. При этом отмечалась возможность образования подвижных форм элементов-гидролизатов и их влияние на разделение элементов по разрезу кор выветривания и на фациальном профиле бассейнов седиментации. Однако в качестве основного фактора миграции элементов-гидролизатов принималось перераспределение продуктов выветривания во взвесах. Вместе с тем исследование океанических осадков, проведенное в последнее время [5, 7], выявило большее, чем предполагалось ранее, значение растворимых форм элементов-гидролизатов в пелагической седиментации, протекающей крайне медленно и при существенном участии биоса. Приведенные выше данные позволяют более высоко оценить роль растворимых соединений элементов-гидролизатов также и в древних внутриматериковых бассейнах, при условии медленных темпов терригенной седиментации в них и преобладании биогенного и хемогенного осадконакопления. Об этом же свидетельствует обогащение нерастворимой части многих платформенных карбонатов наиболее подвижными из элементов-гидролизатов. В ней же накапливаются Zn, Cd, Sb, V, U, Mo, а зачастую $C_{орг}$ и $S_{тип}$, подчеркивая роль биогенного фактора в концентрации этих элементов.

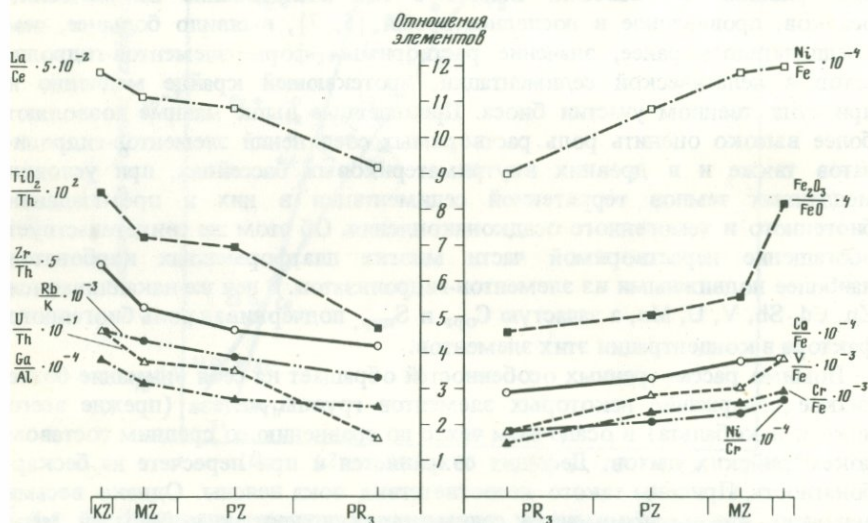
Помимо рассмотренных особенностей обращает на себя внимание более низкое содержание некоторых элементов группы железа (прежде всего никеля и кобальта) в осадочном чехле по сравнению со средним составом докембрийских щитов. Дефицит сохраняется и при пересчете на бескарбонатность. Причины такого несоответствия пока неясны. Однако весьма вероятно, что платформенная седиментация в неогене в большей мере питалась гранитоидным материалом, слагавшим более высокие, размытые ныне горизонты щитов и фундамента, которые были обеднены указанными элементами. В пользу этого свидетельствует характер изменения во времени петрографического состава областей сноса [13, 23], согласно которому максимум развития гранитоидов приурочен к верхнему протерозою.

ИЗМЕНЕНИЕ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ОСАДКОВ В ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ РЕГИОНА

Химический состав пород щита различен для разных его стратиграфических срезов [20]. Это же справедливо для распределения редких элементов (см. табл. 1). Причина этого заключается не только в изменении пропорций важнейших литологических типов пород в ходе времени и смене фациальных и тектонических условий их накопления ([18], см.



Р и с. 5. Изменение содержаний K_2O и литофильных редких элементов в бескарбонатном веществе осадочного чехла Русской платформы в зависимости от геологического возраста



Р и с. 6. Изменение отношений элементов в осадочном чехле Русской платформы в зависимости от геологического возраста

также табл. 2), но и в том, что изменялся также состав однотипных пород [3, 9, 14, 16, 20, 24 и др.].

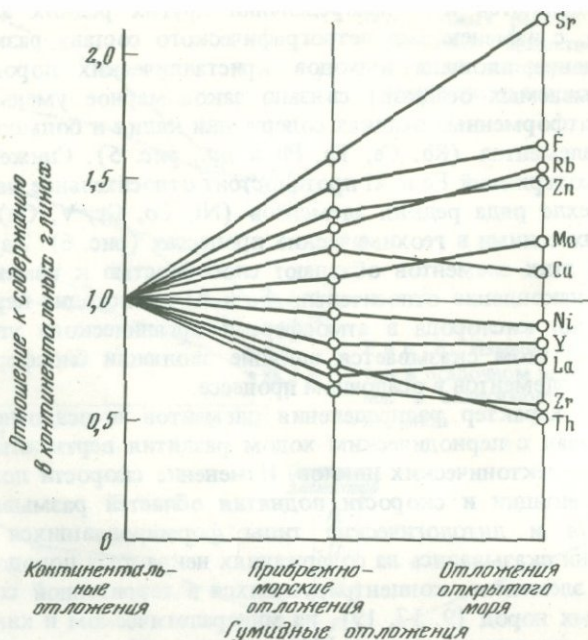
Некоторые из этих изменений представляют собой направленные во времени и общие для разных регионов тренды, отражающие глобальные процессы эволюции условий осадконакопления, состава вещества, поступающего в бассейны седиментации и, наконец, развития жизни [4, 6, 10, 13, 20]. Другие изменения носят периодический характер, связанный с периодическими же особенностями геологического развития данного региона либо крупных участков земной коры и даже континентального блока в целом [10, 13, 18]. Эволюционные и периодические изменения содержаний породообразующих и некоторых редких элементов и ряда стабильных изотопов неоднократно нами рассматривались [3, 4, 6, 9, 10, 13, 14, 16, 17, 19, 20, 23, 24]. Новые данные показывают, что те же

тенденции проявляются и в распределении других редких элементов. Так, например, с изменениями петрографического состава размываемой суши (сокращение площади выходов кристаллических пород и рост площади размываемых осадков) связано закономерное уменьшение от PR_3 к Kz в платформенных осадках содержаний калия и большой группы литофильных элементов (Rb, Cs, Th, Pb и др., рис. 5). Снижению же в ходе времени содержаний Fe и Al противостоит относительное накопление в осадочном чехле ряда редких элементов (Ni, Co, Cr, V, Ga), обычно тесно связанных с ними в геохимических процессах (рис. 6). Характерно, что многие из этих элементов обладают способностью к изменению валентности. Их накопление относительно Fe и Al происходит параллельно росту содержаний кислорода в атмосфере и органического углерода в осадках [13]. В этом сказывается влияние эволюции биосферы на перераспределение элементов в осадочном процессе.

Циклический характер распределения элементов в осадочном чехле платформы связан с периодическим ходом развития вертикальных движений в течение тектонических циклов. Изменение скорости погружения областей седиментации и скорости поднятия областей размыва влияли на соотношения и литологические типы формировавшихся осадков [13, 18, 24]. Они сказывались на содержаниях некоторых породообразующих и редких элементов, концентрирующихся в терригенной составляющей карбонатных пород [9, 17, 19], на минералогическом и химическом составе песчано-алевритовых пород [24] и изменении изотопного состава серы сульфидов и углерода карбонатов [4, 10]. Колебания интенсивности тектонических движений определяли смену трансгрессий и регрессий моря и, следовательно, изменение палеогеографических обстановок формирования осадков.

ВЛИЯНИЕ ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ НА РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ЭЛЕМЕНТОВ В ОСАДОЧНЫХ ПОРОДАХ ПЛАТФОРМЫ

Количественная оценка распространенности важнейших типов палеогеографических обстановок в разные периоды и эпохи фанерозоя получена с помощью измерений по палеогеографическим картам Русской платформы [18]. Влияние же палеогеографических условий на накопление химических элементов выяснялось путем построения литолого-геохимических карт [15], отображающих зональность в распределении элементов разных групп периодической системы и некоторых стабильных изотопов [1, 4, 8, 9, 10, 11, 16, 19, и др.] на площади древних бассейнов седиментации. При этом установлена приуроченность малоподвижных элементов к континентальным фациям, а элементов более подвижных в поверхностных условиях — к прибрежным либо пелагическим зонам бассейнов. Построение литолого-геохимических карт позволяет наметить условия, способствующие разделению элементов, обычно тесно связанных между собой в геохимических процессах (Mg—Fe, Al—Ga, Al—Si, Al—Ti—Nb—Ta, р.з.э. и др.). Аналогичным образом было установлено разделение изотопов серы в осадочных сульфидах и обогащение серы легким изотопом (^{32}S) в осадках пелагических частей бассейнов [10]. Те же тенденции в распределении элементов и изотопов выявлены с помощью статистического усреднения ре-



Р и с. 7. Изменение степени накопления элементов в осадочных породах Русской платформы в зависимости от фациальных условий их формирования (пояснения см. в тексте)

зультатов анализов отдельных средних проб и при анализе соответствующих сложно-смешанных проб, представляющих однотипные фациальные группы [21]. Установленные закономерности распределения многих элементов и изотопов в зависимости от палеогеографических условий специально рассмотрены в цитировавшихся выше и некоторых других работах.

Учитывая новые данные по распределению ряда редких элементов, рассмотрим закономерности их распределения на фациальном профиле бассейнов седиментации. Оно отображено на рис. 7, фиксирующем изменение отношений содержания этих элементов в прибрежно-морских и пелагических глинах к глинам континентальным. Как видно из графика, наиболее резкое убывание от континентальных фаций к пелагическим характерно для содержаний элементов-гидролизатов (Th, Zr). Уменьшение вглубь бассейна концентрации La, Y и Ni является значительно менее резким. Медь характеризуется уже накоплением в прибрежно-морской зоне, а среди элементов относительно подвижных в поверхностных условиях и имеющих тенденцию к нарастанию содержаний от континентальных к пелагическим фациям (Zn, Mo, Rb, F, Sr) максимальным накоплением в последних отличается стронций. Степень разделения элементов на фациальном профиле связана с различной их геохимической подвижностью, и в первом приближении соответствует степени их накопления в океане по сравнению с веществом земной коры [2].

Значительные коррективы в распределение элементов в осадочном чехле платформы и на фациальном профиле древних бассейнов вносили климатические условия выветривания и седиментации. В гумидных усло-

виях усиливались процессы разделения наименее подвижных элементов и наиболее мощно сказывалось влияние жизни и рассеянного органического вещества на концентрацию многих биогенных и поливалентных элементов. В аридных же условиях разделение пар близких элементов сводилось к минимуму, но при этом с особой интенсивностью происходило хемогенное накопление наиболее подвижных (талассофильных) элементов (Na, K, Mg, Li, F, Cl и др.).

В целом можно заключить, что одной из самых характерных особенностей платформенной седиментации является существенная роль подвижных форм миграции химических элементов. Этим она отличается от складконакопления в геосинклиналях и орогенных зонах с их высокими скоростями размыва и накопления осадков и интенсивным вулканизмом.

ЛИТЕРАТУРА

- ✓ 1. *Балашов Ю.А., Ронов А.Б., Мигдисов А.А., Туранская Н.В.* Влияние климатических и фациальных условий на разделение Р.З.Э. в осадочном процессе. — *Геохимия*, 1964, № 10, с. 995–1014.
- ✓ 2. *Виноградов А.П.* Среднее содержание химических элементов в главных типах пород Земной коры. — *Геохимия*, 1962, № 7, с. 555–571.
3. *Виноградов А.П., Ронов А.Б.* Эволюция химического состава глин Русской платформы. — *Геохимия*, 1956, № 2, с. 3–18.
- ✓ 4. *Галимов Э.М., Мигдисов А.А., Ронов А.Б.* Вариации изотопного состава карбонатного и органического углерода в истории Земли. — *Геохимия*, 1975, № 3, с. 323–341.
5. *Геохимия элементов-гидролизатов/А.П. Лисицын, Е.Г. Гурвич, В.Н. Лукаши и др.* М.: Наука, 1980. 239 с.
- ✓ 6. *Донцова Е.И., Мигдисов А.А., Ронов А.Б.* К вопросу о причинах изменения изотопного состава кислорода в карбонатных толщах осадочной оболочки. — *Геохимия*, 1972, № 11, с. 1317–1324.
7. *Лисицын А.П.* Процессы океанской седиментации: литология и геохимия. М.: Наука, 1978. 392 с.
8. *Мигдисов А.А.* Геохимия титана в гумидном бассейне осадконакопления. — В кн.: *Химия Земной коры*. М.: Изд-во АН СССР, 1963, с. 336–351.
9. *Мигдисов А.А.* О соотношении титана и алюминия в осадочных породах. — *Геохимия*, 1960, № 2, с. 149–163.
10. *Мигдисов А.А., Ронов А.Б., Гриненко В.А.* Резервуар серы в осадочной оболочке и в Земной коре. — В кн.: *Глобальный биогеохимический цикл серы*. М.: Наука, 1983.
11. *Пачаджанов Д.Н.* Основные черты геохимии ниобия и тантала в осадочном процессе. Душанбе.: Дониш, 1975. 204 с.
12. *Ронов А.Б.* История осадконакопления и колебательных движений европейской части СССР (по данным объемного метода)/*Тр. Геофиз. Ин-та АН СССР*, 1949, № 3. 390 с.
13. *Ронов А.Б.* Осадочная оболочка Земли. XX чтение им. В.И. Вернадского. М.: Наука, 1980. 79 с.
- ✓ 14. *Ронов А.Б., Балашов Ю.А., Мигдисов А.А.* Геохимия р.з.э. в осадочном цикле. — *Геохимия*, 1967, № 1, с. 3–19.
15. *Ронов А.Б., Ермишкина А.И.* Методика составления количественной литолого-геохимической карты. — *Докл. АН СССР*, 1953, т. 90, № 5.
16. *Ронов А.Б., Мигдисов А.А.* Соотношение кларковых и рудных содержаний алюминия в осадочном цикле. — В кн.: *Геохимические циклы. Международный геологический конгресс, XXI сессия. Докл. советских геологов. Проблема 1*. М.: Госгеолтехиздат, 1960, с. 157–177.
- ✓ 17. *Ронов А.Б., Мигдисов А.А.* Основные черты геохимии элементов-гидролизатов в процессах выветривания и осадконакопления. — *Геохимия*, 1965, № 2, с. 131–158.
18. *Ронов А.Б., Мигдисов А.А., Барская Н.В.* Закономерности развития осадочных пород и палеогеографических условий седиментации на Русской платформе (опыт

- количественного исследования). — Литология и полез. ископаемые, 1969, № 6, с. 3–36.
- ✓ 19. *Ронов А.Б., Мигдисов А.А., Воскресенская Н.Т., Корзина Г.А.* Геохимия лития в осадочном цикле. — Геохимия, 1970, № 2, с. 131–161.
20. *Ронов А.Б., Мигдисов А.А.* Эволюция химического состава пород шитов и осадочного покрова Русской и Северо-Американской платформ. — Геохимия, 1970, № 4, с. 403–438.
21. *Ронов А.Б., Мигдисов А.А., Хаин В.Е.* О достоверности количественных методов исследования в литологии и геохимии. — Литология и полез. ископаемые, 1973, № 1, с. 3–26.
22. *Ронов А.Б., Мигдисов А.А., Хаин В.Е.* Возможности и ограничения объемного метода (на примере Русской платформы и окружающих ее глубоких прогибов). — Литология и полез. ископаемые, 1973, № 4, с. 3–14.
23. *Ронов А.Б., Мигдисов А.А., Ярошевский А.А.* Геохимическая история внешних оболочек Земли. — В кн.: Очерки современной геохимии и аналитической химии. М.: Наука, 1972, с. 88–98.
- ✓ 24. *Ронов А.Б., Михайловская М.С., Солодкова И.И.* Эволюция химического и минералогического состава песчаных пород. — В кн.: Химия Земной коры. Т. 1, М.: Изд-во АН СССР, 1963, с. 201–252.
25. *Ронов А.Б., Ратынский В.В.* Метод установленных средних проб. — Докл. АН СССР, 1952, т. 86, № 4.
26. *Ронов А.Б., Ярошевский А.А.* Новая модель химического строения земной коры. — Геохимия, 1976, № 12, с. 1763–1795.
27. *Migdisov A.A., Gira Yu.P., Galimov E.M. et al.* Major and minor elements and sulfur isotopes of the mesozoic and cenozoic sediments at sites 415 and 416, Leg 50, Deep Sea Drilling Project. — In: Initial Report of the DSDP./Ed. Y. Lancelot, E.L. Winter. 1979, vol. 50, p. 675–689.

УДК 550.422:553.252.2

*С.Г. Морозов, Т.В. Иванова,
Ю.В. Андреев*

ОСОБЕННОСТИ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА И ГЕНЕЗИС ОСАДОЧНЫХ ПОРОД ВЕРХНЕГО ПРОТЕРОЗОЯ ВОСТОКА РУССКОЙ ПЛИТЫ

Верхнепротерозойские отложения, вскрытые глубоким бурением на восточной окраине Русской плиты, представлены неметаморфизованными осадочными породами рифея и венда. Отложения рифея имеют терригенно-карбонатный состав, расчленяются на три крупных седиментационных ритма, соответствующих ниже-, средне- и верхнерифейскому комплексам. Литологически однородные части комплексов выделяются в свиты. Осадочные породы венда имеют терригенный состав, в их строении принимают участие два седиментационных ритма, соответствующие свитам [1, 3].

Сделанные в работе выводы базируются на обработке результатов 220 полных химических анализов образцов керна по 28 глубоким скважинам. Используемые геохимические коэффициенты заимствованы из работ А.Б. Ронova, А.А. Мигдисова, Г.А. Казакова и других [4, 5].

Минеральный и химический составы пород рифея и венда свидетельствуют о том, что исходными для их формирования послужили гранитизированные породы древнего кристаллического фундамента, преобладающи-

ми среди которых являются биотит-плагиоклазовые гнейсы и гранито-гнейсы. В то же время осадочные породы рифея и венда обнаруживают определенные минералого-геохимические отличия, обусловленные прежде всего особенностями палеогеографических обстановок на континенте в рифее и венде. Осадочные породы всех трех рифейских комплексов в целом имеют много общих литолого-геохимических черт, но каждый из них при более детальном изучении обнаруживает присущие только ему особенности, обусловленные спецификой условий формирования их в раннем, среднем и позднем рифее.

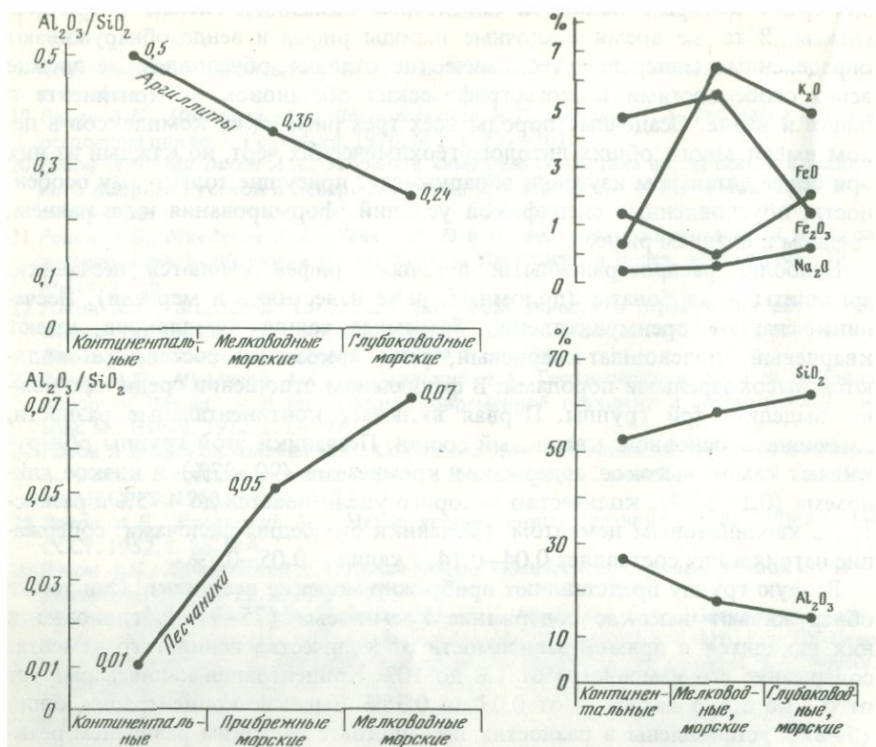
Наиболее распространенными породами рифея являются песчаники, аргиллиты и карбонаты (доломиты, реже известняки и мергели). Песчаники слагают преимущественно базальные толщи комплексов, имеют кварцевый, полевошпат-кварцевый, реже аркозовый состав, т.е. являются высокозрелыми породами. В фациальном отношении среди них можно выделить три группы. Первая включает континентальные разности, имеющие в основном кварцевый состав. Песчаники этой группы обнаруживают самое высокое содержание кремнезема (90–97%) и низкое глинозема (0,1–0,9%), количество которого увеличивается до 4–5% в разностях с каолинистым цементом. Песчаники эти бедны щелочами: содержание натрия в них составляет 0,04–0,14, а калия – 0,05–0,7%.

Вторую группу представляют прибрежно-морские песчаники. Они также обнаруживают высокое содержание кремнезема (75–97%), глинозем в них находится в прямой зависимости от количества глинистого цемента: содержание его изменяется от 1,6 до 10%. Концентрация калия варьирует от 0,7 до 8,3, а натрия – от 0,07 до 0,38%. Высокие концентрации калия (5–8%) установлены в разностях песчаников с широким развитием реакционного серицит-мусковитового цемента, интенсивно корродирующего обломочные зерна кварца и полевых шпатов. Такие цементы, по нашему мнению, возникали на стадии регрессивного эпигенеза в результате низкотемпературного гидротермального щелочного преобразования пород при привносе калия на глубинах 3,5–5,0 км при температуре 70–100°С. Подобного рода явления мы фиксируем только в низах монолитных кварцито-водных песчаниковых толщ.

Третья группа объединяет мелководно-морские песчаники, встречающиеся в виде подчиненных прослоев внутри глинистых и глинисто-карбонатных толщ. Они в большей мере обогащены глинистым материалом и легкими аллотигенными слюдами, поэтому в них установлено пониженное содержание кремнезема (63–79%), более высокое глинозема (3,6–11%) и натрия (0,1–1,1%).

В целом для песчаников рифея характерно постоянное превосходство окисного железа над закисным в 1,5–25 раз, калия над натрием в 11–35 раз и только в аллювиальных кварцевых песчаниках K_2O/Na_2O уменьшается до 0,4–4. Средняя величина алюмокремневого модуля Al_2O_3/SiO_2 возрастает вглубь бассейна седиментации и составляет для песчаников первой группы 0,01, второй – 0,05 и третьей – 0,07 (рис. 1).

По особенностям химического состава среди аргиллитов рифея также выделяется три группы, накопление которых осуществлялось в различных фациальных условиях (рис. 2). Первая, наиболее распространенная, группа включает аргиллиты, образовавшиеся в мелководно-морском бассейне



Р и с. 1. Поведение алюмо-кремневого модуля (Al_2O_3/SiO_2) в фациальном ряду аргиллитов и песчаников рифея

Р и с. 2. Распределение некоторых компонентов в различных генетических типах аргиллитов рифея

преимущественно в окислительной, реже нейтральной среде. Количество кремнезема в них составляет 49–70, глинозема 12–20%. Окисное железо превосходит закисное в 6–25 раз. Аргиллиты этой группы характеризуются высоким содержанием калия (7–10,6%) и низким натрия (0,2–0,44%).

Вторая группа аргиллитов выявлена только в нижнем рифее (арланская свита) в пределах Осинско-Калтасинского прогиба. В глинистых породах названной свиты установлено повышенное содержание натрия, закисного железа и пониженное — калия и окисного железа (см. таблицу). Их характеризует малая величина (меньше единицы) Fe_2O_3/FeO . Пониженные значения имеет также $K_2O/Na_2O = 2,4–6,5$. Приведенные геохимические критерии указывают на то, что осадочные породы арланской свиты накапливались в восстановительных и сравнительно глубоководных условиях. Повышенная концентрация натрия, обусловленная его высокой мигрантноспособностью, свидетельствует о накоплении этих осадков в наиболее удаленных и погруженных участках бассейна седиментации.

Аргиллиты третьей группы установлены только в виде редких мало-

мощных прослоев среди континентальных песчаников верхнего рифея и представляют собой продукт переотложенной коры выветривания. Результаты химического анализа подтверждают этот факт (см. таблицу). Выявление подобного рода пород является доказательством того, что в рифейских корах выветривания имели широкое развитие процессы глубокой дифференциации материнских пород. В результате гидролиза алюмосиликатов и разделения кремнезема и глинозема в корах выветривания образовывался каолинит.

Средняя величина алюмокремневого модуля в фациальном ряду аргиллитов уменьшается от континентальных глин (0,5) к мелководно-морским (0,36) и глубоководным (0,24) (см. рис. 1).

Каждый из рифейских комплексов обладает отличительными литолого-фациальными и геохимическими особенностями. Так, осадочные породы нижнерифейского комплекса характеризуются довольно высокой степенью механической дифференциации обломочного материала. Этот факт нашел отражение в выдержанности химического состава однотипных литологических разностей пород отдельных свит как по разрезу, так и по площади (рис. 3). Аргиллиты нижнерифейского комплекса характеризуются повышенным содержанием кремнезема, что свидетельствует о поступлении значительных количеств свободного кремнезема в раннерифейский бассейн седиментации (см. таблицу).

Карбонатные породы нижнего рифея представлены главным образом доломитами, слагающими мощные толщи. Обращает на себя внимание тот факт, что известняки имеют развитие только в толще переслаивания карбонатных и плотных терригенных пород (арланская свита), тогда как сама толща переслаивания находится внутри мощного полуторакилометрового доломитового тела. Все это наводит на мысль, что нижнерифейские доломиты имеют метасоматическую природу, а первичные известняки сохранились только в частях разреза, ограниченных непроницаемыми экранами плотных глинистых пород. Доломиты нижнего рифея по своему химическому составу довольно близки к теоретически чистому доломиту.

На примере осадков нижнерифейского комплекса хорошо проявилась фациальная обусловленность не только разновалентных форм железа, но и щелочей. На гистограмме распределения отношения K_2O/Na_2O для глинистых пород нижнего рифея четко выражено два пика. Низкие значения характеризуют относительно глубоководные осадки, высокие — мелководные (см. рис. 3).

Отложения среднерифейского комплекса характеризуются худшей сортировкой обломочного материала, в связи с чем дифференциация его по разрезу выразилась гораздо слабее: широкое развитие имеют смешанные типы пород и не выявлены химически чистые карбонатные разности. Процесс механической дифференциации отчетливо проявился при гранулометрическом распределении обломочного материала по площади акватории. При сравнении однотипных пород отдельных свит различных структурно-фациальных зон выявляются черты относительной выдержанности концентраций основных слагающих их компонентов, включая щелочные элементы и разновалентные формы железа. Так, доломитовые мергели, имеющие широкое развитие в трансгрессивной части ритма в составе ольховской свиты, характеризуются относительной выдержанностью хими-

Средний химический состав осадочных пород верхнего протерозоя востока Русской плиты, %

Комплекс	Породы	Число образцов	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃
Вендский	Песчаники	14	79,28	0,31	7,71	0,78
	Алевролиты	10	72,68	0,48	11,73	2,41
	Аргиллиты	7	60,82	0,84	15,74	1,69
Верхнерифейский	Песчаники	19	85,61	0,16	4,97	0,95
	Алевролиты	9	61,72	0,47	10,22	2,42
	Аргиллиты	15	57,80	0,72	15,04	5,00
	Известняки глинистые	4	15,04	0,13	2,70	1,99
	Глинистая фракция коры выветривания	2	52,70	1,21	26,36	5,90
Среднерифейский	Песчаники	20	82,88	0,18	5,94	1,12
	Алевролиты	6	62,64	0,67	14,65	5,99
	Аргиллиты	16	55,62	0,70	16,76	7,69
	Мергели доломитовые	5	43,94	0,42	11,43	4,06
Нижнерифейский	Песчаники	18	83,04	0,18	5,84	1,51
	Алевролиты	16	74,22	0,41	8,41	1,79
	Аргиллиты	15	62,80	0,72	15,28	5,98
	Доломиты глинистые	5	36,80	0,43	8,31	1,02
	Доломиты	12	6,14	0,08	1,07	0,26
	Алевролиты	10	73,03	0,52	11,54	1,13
	Аргиллиты	16	61,47	0,67	15,67	2,39
	Известняки глинистые	5	14,50	0,11	3,03	0,32

ческого состава на всей рассматриваемой территории. В них установлено сравнительное постоянство концентраций SiO₂ (41–46%), Al₂O₃ (9–12%), Fe₂O₃ (2–5%), FeO (0,2–0,65%), MgO (8–9,5%), CaO (7,5–10%), Na₂O (0,1–0,24%), K₂O (5–6,5%) и CO₂ (14–16%). Осадочные породы средне-рифейского комплекса характеризуются постоянным превосходством калия над натрием; окисное железо, как правило, количественно превосходит закисное.

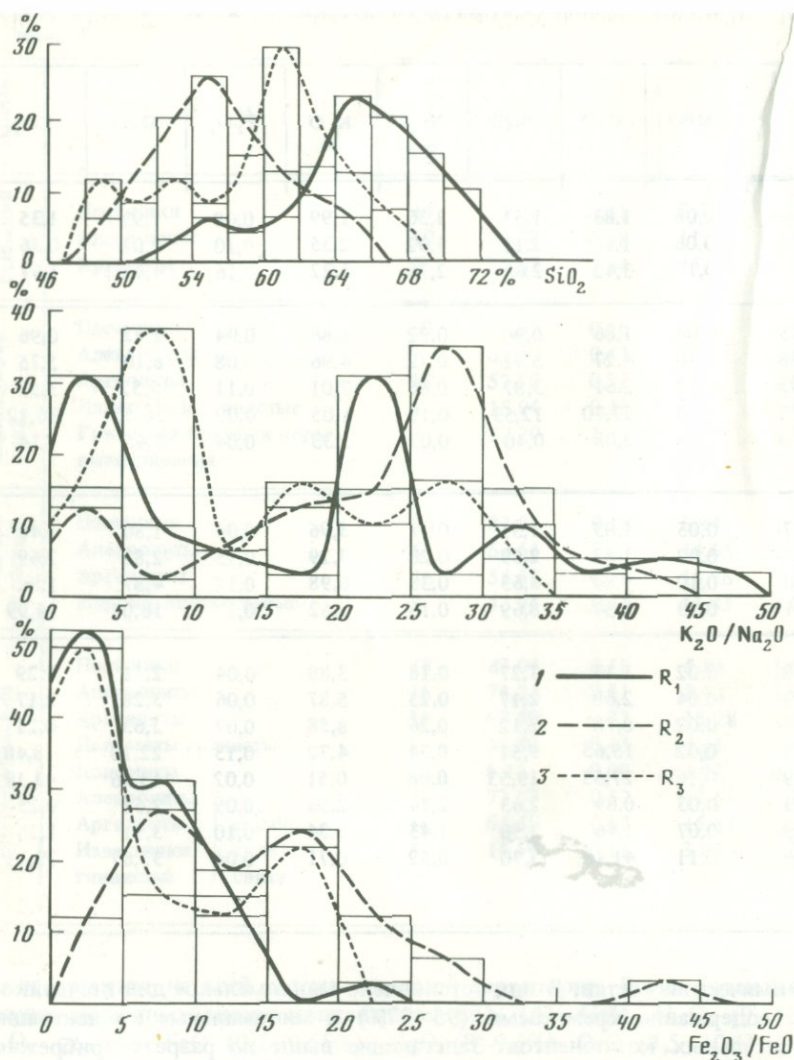
Изложенное является доказательством того, что накопление средне-рифейских осадков на рассматриваемой территории осуществлялось в идентичных геохимических условиях, а именно – в окислительной либо нейтрально-окислительной среде мелководно-морского бассейна. Тектонический режим на континенте в среднем рифее был более активным в сравнении с ранним рифеем.

Для верхнего рифея характерно присутствие в качестве базальной толщи кварцевых песчаников с каолинитовым цементом, имеющих своеобраз-

FeO	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	П.п.п.	CO ₂
1,06	0,08	1,83	1,53	3,36	1,99	0,08	1,93	1,35
0,89	0,06	1,13	2,15	3,02	2,35	0,10	2,08	0,56
3,84	0,17	3,42	2,68	2,76	3,22	0,16	4,42	1,67
0,25	0,04	1,86	0,90	0,22	1,86	0,04	2,42	0,96
0,45	0,10	4,27	5,91	0,72	4,96	0,08	8,10	5,75
1,03	0,12	2,61	3,87	0,86	7,01	0,11	5,52	3,59
2,03	0,10	27,70	12,53	0,19	1,05	0,09	36,52	36,12
2,30	0,02	3,08	0,40	0,03	1,33	0,04	7,45	1,14
0,27	0,05	1,83	1,51	0,17	3,96	0,04	1,80	1,46
0,53	0,09	1,87	2,69	0,20	7,29	0,15	2,82	2,69
0,70	0,10	1,89	3,63	0,33	6,98	0,11	4,87	1,86
0,71	0,13	8,54	8,69	0,16	5,62	0,12	16,07	14,99
0,18	0,02	1,47	1,27	0,18	3,85	0,04	2,11	1,29
0,32	0,04	2,69	2,17	0,23	5,87	0,06	3,28	2,17
0,62	0,02	0,70	2,12	0,26	8,58	0,07	2,63	0,21
1,08	0,02	15,63	9,51	0,34	4,72	0,13	22,10	18,40
0,59	0,16	27,53	19,53	0,08	0,51	0,02	43,66	43,10
2,73	0,03	0,89	2,63	2,14	2,53	0,09	2,62	0,25
2,93	0,07	1,46	3,50	1,43	5,34	0,10	3,91	1,28
0,86	0,11	41,18	3,70	0,52	0,71	0,04	33,67	33,11

ный химический состав. В них установлено максимальное для песчаников рифея содержание кремнезема (93–97%) и минимальные концентрации всех остальных компонентов. Залегающие выше по разрезу прибрежно-и мелководно-морские карбонатно-терригенные породы характеризуются исключительно слабой сортировкой обломочного материала, широким развитием переходных неотсортированных типов пород. Они обнаруживают несколько повышенное содержание натрия и закисного железа по сравнению с мелководно-морскими осадками нижнего и среднего рифея (см. таблицу). На гистограмме распределения K₂O/Na₂O пик максимальных значений находится довольно низко, в интервале значений 5–10 (см. рис. 3).

Выявленные особенности химического состава терригенных пород верхнего рифея следует объяснять меньшей степенью их зрелости (увеличением роли плагиоклазов в сумме полевых шпатов и присутствием редких обломков эффузивов).



Р и с. 3. Гистограммы распределения SiO_2 , $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ и $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ в глинистых породах рифея

1 — нижний рифей, 2 — средний рифей, 3 — верхний рифей

Карбонатные породы верхнего рифея представлены в основном известняками. Доломиты играют подчиненную роль. Среди карбонатов широкое развитие имеют глинистые разности. Процессы метасоматоза карбонатных пород в позднем рифее, видимо, были меньших масштабов.

Все терригенные породы рифея, за исключением арланской свиты, обладают высокими значениями коэффициента зрелости $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Na}_2\text{O}$ (22–82). Этот факт, наряду со всеми изложенными, является убедительным доказательством того, что рассматриваемые породы относятся к

типично платформенным осадкам и представляют собою продукт глубокого химического выветривания и далеко зашедшей дифференциации материнских пород. Низкие значения коэффициента зрелости (5–11) для пород арланской свиты указывают на иные, более глубоководные, условия накопления их и возможный привнос обломочного материала с востока.

Вендский комплекс сложен исключительно терригенными породами. Песчаники и алевролиты представлены полевошпат-кварцевыми либо полимиктовыми разностями. Литолого-фациальное изучение пород венда показало, что они формировались в условиях мелководно-морского бассейна в нейтрально-восстановительной, реже окислительной среде [1]. По химическому составу песчаники венда в отличие от рифейских характеризуются пониженным содержанием кремнезема, окисного железа и повышенным — глинозема, натрия и закисного железа (см. таблицу). Аргиллиты венда обнаруживают повышенные концентрации натрия и пониженные — калия. Закисное железо в породах венда нередко преобладает над окисным: величина Fe_2O_3/FeO изменяется от 0,3 до 9,3. Значения коэффициента зрелости снижаются до 3–10. Установленные особенности химического состава осадочных пород венда прежде всего следует объяснять относительно низкой их зрелостью, т.е. в венде процессы поверхностной дифференциации материнских пород имели гораздо меньшие масштабы по сравнению с рифеем.

Итак, доказательством того, что осадочные породы рифея являются типично платформенными, сформировавшимися преимущественно в окислительных условиях мелководно-морского бассейна при далеко зашедшей поверхностной дифференциации материнских пород, служат следующие факты: 1) почти повсеместное превосходство окисного железа над закисным, 2) высокое содержание калия по сравнению с натрием, 3) повышенные значения коэффициентов зрелости Al_2O_3/Na_2O (22–82), 4) каолинитовый состав глинистой фракции переотложенной коры выветривания.

Среди рифейских пород особое положение занимают породы арланской свиты нижнего рифея. В них закисное железо количественно превосходит окисное, выявлено повышенное содержание натрия, обусловившее занижение величины коэффициента зрелости до 5–11. Все это вместе с проведенными ранее литолого-фациальными исследованиями позволяет сделать вывод о том, что осадки арланской свиты вместе с вмещающими их калтасинскими доломитами накапливались в восстановительных условиях сравнительно глубоководного бассейна седиментации, а обломочный материал поступал не только с запада, но и с востока, т.е. в раннем рифее Осинско-Калтасинский прогиб имел связь с Уральской миогеосинклиналью.

Доказательством того, что климат в рифее был не только жарким, но и достаточно влажным, обеспечившим химическое выветривание материнских пород на континенте, является поведение алюмокремневого модуля, значения которого увеличиваются в глубь бассейна седиментации для песчаников и уменьшаются для аргиллитов.

Отложения венда характеризуются самым высоким содержанием натрия. Закисное железо в них нередко преобладает над окисным. Коэффициент зрелости снижается до 2–5. Выявленные особенности терригенных пород

венда следует объяснить гораздо меньшими масштабами процессов поверхностной дифференциации материнских пород, что не противоречит ранее сделанным выводам о более прохладном климате в венде [2].

ЛИТЕРАТУРА

1. Геология и нефтегазоносность рифейских и вендских отложений Волго-Уральской провинции/Алиев М.М., Морозов С.Г., Постникова И.Е. и др. М.: Недра, 1977. 150 с.
2. Иванова Т.В., Едренкина О.К. О некоторых палеогеографических особенностях эпохи образования рифейско-вендских (бавлинских) отложений западных районов Башкирии, выявленные геохимическими методами. — Тр. УФНИИ, 1971, вып. 29, с. 118–127.
3. Иванова Т.В. Геохимическое изучение некоторых малых элементов в целях выяснения условий образования рифейско-вендских Западной Башкирии: Автореф. дис. . . . канд. геол.-минерал. наук. М.: МГУ, 1973. 25 с.
5. Ронов А.Б., Гирич Ю.Г., Казаков Г.А., Илюхин М.Н. Сравнительная геохимия геосинклинальных и платформенных осадочных толщ. — Геохимия, 1965, № 8, с. 961–976.
5. Ронов А.Б., Мигдисов А.А. Основные черты элементов-гидролизатов в процессах выветривания и осадконакопления. — Геохимия, 1965, № 2, с. 131–157.

УДК 550.42

*В.М. Гавшин, В.А. Бобров, Р.Г. Демина,
Л.М. Дорогиницкая, В.С. Пархоменко, Л.Н. Смертина*

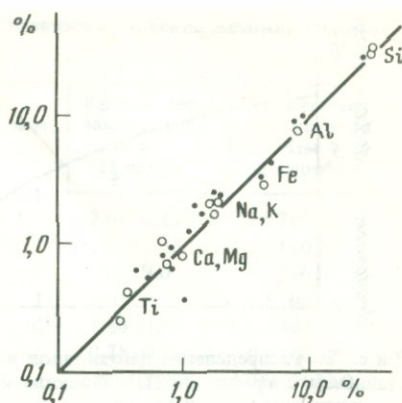
ГЕОХИМИЯ МОРСКИХ ТЕРРИГЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ ПЛИТЫ

В 1956 г. А.П. Виноградовым и А.Б. Роновым было положено начало систематическому исследованию химического состава терригенных осадочных пород Русской платформы [7]. Выведенные ими оценки для содержаний главных породообразующих компонентов впоследствии стали хрестоматийными и в значительной мере послужили основой для характеристики среднего химического состава стратисферы [18]. Для Западно-Сибирской плиты — одного из крупнейших осадочных бассейнов планеты — первые оценки химического состава отложений были опубликованы А.Э. Конторовичем и др. в 1971 г. Оценивались прежде всего содержания органического углерода и главных породообразующих компонентов — кремния, алюминия, натрия, калия, кальция, магния и железа, а также некоторых микроэлементов — титана, ванадия, хрома, марганца, кобальта, никеля, лития и серы. Щелочи и щелочные земли определялись методом пламенной фотометрии, остальные элементы — классическими химическими методами анализа и различными спектральными методами. Меньше всего проб было проанализировано на калий (606), больше всего на титан (2333) и органический углерод (8 086) [10].

Новые возможности для всесторонней оценки элементарного химического состава осадочных толщ открываются в связи с введением в практику современных физических методов анализа вещества: нейтронно-активационного и атомно-абсорбционного. В итоге исследования стандартных

Р и с. 1. Соотношение наших оценок для породообразующих компонентов (по оси ординат) с оценками А.Э. Конторовича и др. [10] (по оси абсцисс)

Кружки — песчаники, точки — алевролиты

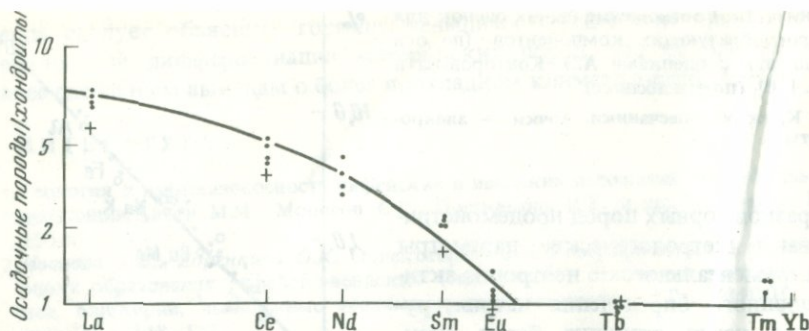


образцов горных пород продемонстрированы метрологические параметры инструментального нейтронно-активационного определения натрия, рубидия, цезия, стронция, бария, скандия, лантана, церия, неодима, самария, европия, тербия, тулия, иттербия, урана, тория, титана, циркония, гафния,

мышьяка, сурьмы, тантала, хрома, железа, кобальта, никеля [14, 15]; успешно апробировано на стандартных образцах атомно-абсорбционное определение меди, цинка, кобальта, никеля и марганца [9]. Кремний, алюминий, кальций и магний в рамках поставленных задач удовлетворительно определяются на квантометре [1]. В дополнение к перечисленным элементам в пробах осадочных пород Западно-Сибирской плиты определялись молибден и ванадий атомно-абсорбционным методом, калий — гамма-спектрометрическим, оценивались потери при прокаливании при 1100°C , весовым методом определялись закисное железо и органический углерод. Кроме того, в битуминозных аргиллитах баженовской свиты определялись золото и серебро атомно-абсорбционным методом с предварительным концентрированием [22].

Из мезозойского осадочного чехла Западно-Сибирской плиты было отобрано 135 проб преимущественно верхнеюрских отложений Пудинского мегавала и нижнемеловых отложений Сургутского свода. Для статистической обработки аналитических данных из всей совокупности проб было выделено 5 выборок примерно равного объема. Как в юрских, так и в меловых отложениях, различалось по два гранулометрических подразделения: с одной стороны, песчаники и алевролиты, с другой — алевропелиты и аргиллиты. Таким образом, получены четыре выборки; в пятую выборку вошли битуминозные аргиллиты баженовской свиты или, по терминологии Н.Б. Вассоевича, баженовиты [6]. Естественно, возникает вопрос: являются ли 135 проб, проанализированных на 40 химических элементах, представительными для мезозойского осадочного чехла в целом (за исключением его периферических зон, геохимическая специфика которых уже давно не вызывает сомнений).

На этот вопрос можно ответить положительно на основании следующих соображений: во-первых, наши оценки для породообразующих компонентов оказались очень близкими к оценкам, выведенным ранее А.Э. Конторовичем и др. [10] на основе многих сотен анализов (рис. 1); во-вторых, для радиоактивных элементов по 135 пробам получены примерно те же значения, что и вычисленные нами ранее по результатам гамма-спектрометрического анализа 465 проб [8]; наконец, в-третьих, график распределения лантаноидов в отложениях Западно-Сибирской плиты практи-



Р и с. 2. Распределение лантаноидов в отложениях Западно-Сибирской плиты в сопоставлении с графиком Л.А. Хэскина и др. [21] (нормировано по Yb). Крестиками показаны баженовиты

чески не отличается от графиков, построенных, например, Л. Хэскином и др. [21] для Северо-Американской платформы и, по данным Ю.А. Балашова, А.Б. Ронова и др. [2], для Русской платформы (рис. 2). Такое распределение редкоземельных элементов рассматривалось, в частности С. Тэйлором [23], при построении модели состава континентальной коры как указание на хорошее перемешивание терригенного материала в осадочном процессе и, следовательно, также свидетельствует о химической однородности мезозойского осадочного чехла. Именно поэтому можно рассчитывать на основе анализа 135 проб, выбранных для исследования, получить хорошее приближение к оценке химического состава мезозойского осадочного чехла в целом.

В итоге исследований оказалось, что в юрских и меловых алевролитах (аргиллитах) содержания большинства химических элементов практически идентичны, т.е. доверительные интервалы к статистическим оценкам в большинстве случаев перекрываются. Точно так же существенно не различаются по химическому составу юрские и меловые песчаники (см. таблицу). Это опять-таки свидетельствует о достаточно совершенной гомогенизации терригенного материала в рамках каждого гранулометрического класса наряду с постоянством источников сноса на протяжении мезозойской эры. Следовательно, химическая неоднородность разреза практически полностью определяется гранулометрической дифференциацией терригенного материала: как в юрских, так и в меловых отложениях алевропелиты по сравнению с песчаниками содержат в среднем в 3,6 раза больше цезия, в 1,5–2 раза больше скандия, ванадия, кобальта, никеля, магния, титана, урана, тория, меди, цинка, рубидия и органического углерода; в 1,3–1,5 раза больше алюминия, гафния, железа, тантала, редких земель, стронция, хрома и сурьмы. Очевидно, все эти элементы проявляют упорядоченное распределение в гранулометрическом спектре отложений, следуя в осадочном процессе за пелитовым веществом (см. таблицу). В песчаниках содержится больше, чем в алевропелитах лишь кремния, кальция, натрия, бария, циркония и мышьяка. Обеднение песчаников большинством химических элементов связано не только с малым содержанием в них глинистого материала, но и с разбавляющей ролью обломоч-

Химический элементный состав морских терригенных отложений мезозоя Западно-Сибирской плиты

Элементы	Юрские алевропелиты, аргиллиты (26 проб)	Меловые алевропелиты, аргиллиты (26 проб)	Баженовиты (30 проб)	Юрские песчаники, алевролиты (27 проб)	Меловые песчаники, алевролиты (26 проб)
Na	1,74±0,17	1,90±0,15	0,93±0,12	2,07±0,15	2,57±0,20
K	2,39±0,15	2,33±0,13	1,44±0,22	1,72±0,15	2,14±0,17
Rb	114,0±11,0	111,0±8,0	90±12	67,0±9,0	75,0±6,0
Cs	11,8±2,3	9,8±3,2	9,1±1,3	3,5±0,8	2,5±0,4
Ca	0,36±0,06	0,64±0,18	—	1,16±0,57	0,73±0,17
Mg	0,93±0,16	1,24±0,13	—	0,78±0,16	0,47±0,12
Sr	—	307,0±39,0	—	227,0±38,0	254,0±24,0
Ba	830,0±15,0	767,0±23,0	2264,0±31,0	674,0±14,0	1013,0±15,0
Al	10,14±0,56	9,36±0,35	—	7,68±0,63	7,20±0,44
Sc	18,5±1,6	18,1±1,0	16,4±1,2	11,9±1,7	7,5±1,1
La	34,0±3,0	33,0±3,0	27,0±3,0	26,0±3,0	23,0±3,0
Ce	59,0±6,0	71,0±6,0	53,0±6,0	47,0±5,0	45,0±4,0
Nd	30,0±4,0	35,0±3,0	—	24,0±3,0	26,0±3,0
Sm	8,0±1,0	8,1±0,5	6,3±0,5	6,3±0,7	5,3±0,5
Eu	1,44±0,2	1,53±0,1	1,34±0,2	1,21±0,1	1,21±0,1
Tb	0,92±0,10	0,94±0,04	0,89±0,10	0,70±0,08	0,58±0,06
Tm	0,75±0,08	0,85±0,13	—	0,58±0,10	—
Yb	3,23±0,28	3,25±0,10	3,23±0,35	2,52±0,25	2,05±0,20
U	3,7±0,2	3,1±0,1	35,7±1,6	2,5±0,4	1,6±0,2
Th	9,8±0,9	8,9±0,5	6,3±0,6	6,3±0,8	5,0±0,7
Si	28,7±0,8	28,6±0,6	—	31,3±1,1	33,7±0,9
Ti	0,60±0,03	0,54±0,02	0,32±0,03	0,41±0,06	0,26±0,04
Zr	—	188,0±14,0	211,0±35,0	340,0±13,0	182,0±28,0
Hf	7,0±0,4	6,4±0,5	3,1±0,4	6,4±1,0	4,2±0,8
V	139,0±12,0	94,0±7,0	539,0±16,0	77,0±15,0	55,0±7,0
As	4,8±1,2	7,5±1,9	45,0±10,2	7,2±1,5	10,6±1,7
Sb	1,1±0,1	0,9±0,1	6,9±2,4	0,9±0,1	0,7±0,1
Ta	0,98±0,06	0,87±0,03	0,55±0,07	0,74±0,07	0,55±0,06
Cr	95,0±16,0	—	78,0±11,0	66,0±11,0	65,0±10,0
Mo	—	—	122,0±27,0	—	—
Mn	504,0±18,0	434,0±15,0	176,0±12,0	580,0±15,0	289,0±37,0
Fe	3,19±0,60	4,31±0,26	3,82±0,63	2,95±0,53	2,65±0,28
Fe ²⁺	2,78±0,57	3,21±0,18	—	2,66±0,49	2,19±0,19
Fe ³⁺	0,38±0,12	1,11±0,21	—	0,28±0,14	0,47±0,12
Co	23,0±11,0	18,0±1,0	23,0±3,0	12,0±2,0	10,0±1,0
Ni	71,0±20,0	71,0±7,0	291,0±16,0	44,0±9,0	34,0±4,0
Cu	40,0±4,0	39,0±3,0	132,0±10,0	26,0±5,0	20,0±2,0
Zn	114,0±17,0	117,0±11,0	678,0±18,0	78,0±12,0	68,0±10,0
Ag	—	—	0,39±0,16	—	—
Au	—	—	0,004±0,01	—	—
П.п.п.	7,04±0,78	6,37±0,37	—	5,65±0,92	3,46±0,56
C _{орг}	0,99±0,45	—	7,98±1,27	0,40±0,19	0,82±0,13

Примечание. Содержания элементов даны с 95-процентными доверительными интервалами; C_{орг}, п.п.п., железо, титан, натрий, калий, кальций, магний, алюминий, кремний — в %, остальные элементы — в $n \cdot 10^{-4}$ %.

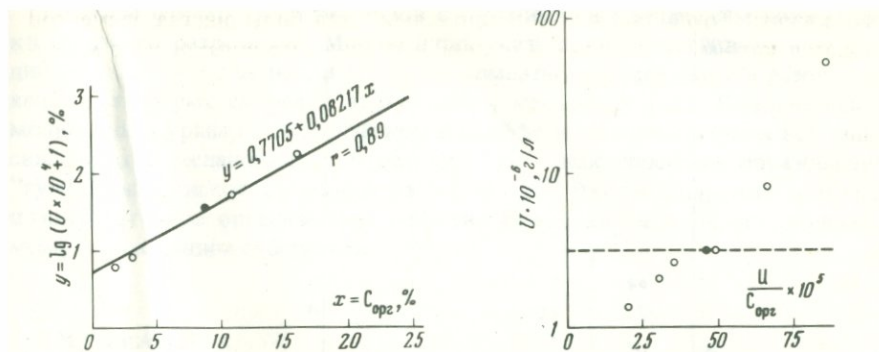
ного кварца. Точно так же "разбавителями" для большинства элементов являются карбонаты кальция и железа: они концентрируют только марганец, магний и в меньшей степени — стронций.

Песчаники и алевропелиты настолько четко различаются по элементному составу, что становится очевидным: гранулометрическая дифференциация терригенного материала является в то же время и химической дифференциацией вещества, которая может иметь далеко идущие последствия — в глубинных зонах земной коры должны возникать магмы разного состава в зависимости от того, какой исходный материал подвергается плавлению: псаммитовый или пелитовый.

Рассмотренные закономерности хорошо проявляются в результатах статистической обработки аналитических данных — корреляционного анализа и факторного анализа по методу главных компонент: большинство химических элементов связаны между собой положительной линейной корреляцией, отражающей их тяготение к пелитовому веществу; им противостоит лишь кремний — в этом проявляется разбавляющая роль обломочного кварца. Количество пелитового материала — главный фактор, определяющий около 30% изменчивости матрицы факторных нагрузок; следующий по значимости фактор — количество карбонатов, отражающееся на распределении марганца, магния и закисного железа; наконец, третий фактор, из числа поддающихся интерпретации, количество полевых шпатов, решающим образом сказывающееся на распределении рубидия и бария.

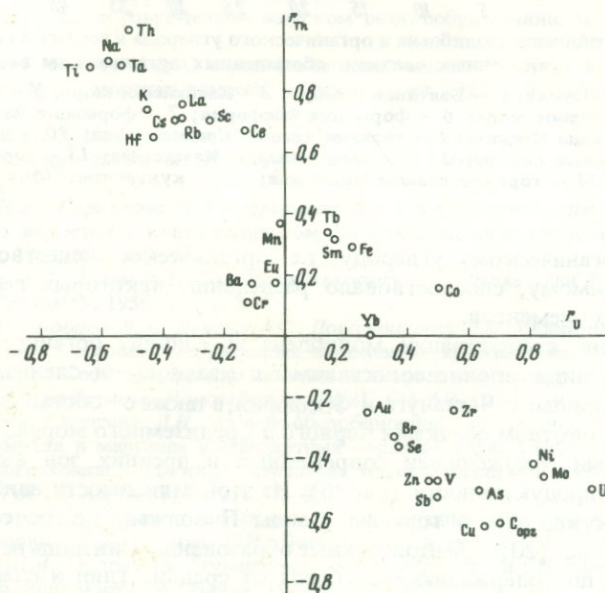
В верхней части юрских отложений выделяются битуминозные аргиллиты баженовской свиты волжского яруса [19] — баженовиты, в которых содержится примерно в 10 раз больше органического углерода, чем в подстилающих юрских или вышележащих меловых алевропелитах из разреза Западно-Сибирской плиты. Повышенное содержание урана в баженовитах впервые было оценено по достоинству И.И. Плуманом [16]. Любопытно, что по соотношению урана и органического углерода баженовиты с высокой точностью укладываются в линейную зависимость, выведенную еще в 1958 г. Т. Бейтсом и Э. Стролом [5] для кембрийских кварцевых сланцев Швеции, известной формации Чаттануга и черных сланцев Канзаса и Аллигейни (рис. 3); более того, они так же хорошо попадают на прямую, построенную Г.Н. Батуриным для замкнутых и полужамкнутых современных морских бассейнов [3], если предположить, что концентрация урана в волжском море была такой же, как в современном океане (рис. 4). Все это трудно истолковать иначе как указание на постоянство распределения урана между морской водой и планктоногенным органическим веществом на протяжении длительного геологического времени — по крайней мере от кембрийского периода до современности.

По сравнению с юрскими и меловыми алевропелитами или "средними" глинами и сланцами, баженовиты, кроме урана и органического углерода, обогащены молибденом — в десятки раз, мышьяком, сурьмой, цинком, ванадием — в 5–10 раз, никелем, медью, золотом, серебром и барием — в 3–4 раза (см. таблицу). Соответственно все эти элементы, накапливающиеся на органическом веществе, обнаруживают положительные корреляционные связи с органическим углеродом и отрицательные — со всеми остальными элементами, сконцентрированными в терригенном материале —



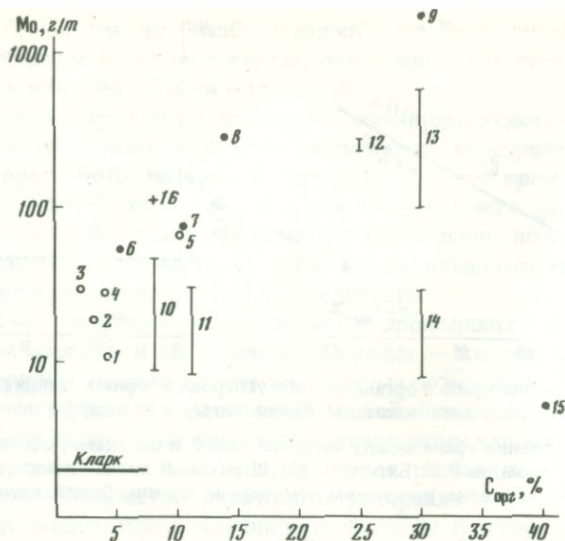
Р и с. 3. Соотношение урана и органического углерода в черных сланцах, по Т. Бейсту и Э. Стролу [5]. Крестиком показаны баженовиты; r – коэффициент корреляции

Р и с. 4. Распределение урана между морской водой и осадками, обогащенными органическим веществом по Г.Н. Батурину [3] Штриховой линией показано содержание урана в современном океане, крестиком отмечено положение баженовитов



Р и с. 5. Геохимические связи урана и тория в баженовитах. Пояснения в тексте

щелочами, гидролизатами и легкими лантаноидами. На графике, где по оси ординат отложены коэффициенты корреляции элементов с торием, а по оси абсцисс – с ураном, отчетливо противостоят две геохимические ассоциации, отвечающие, соответственно, терригенной или биогенной составляющей баженовитов (рис. 5). На этом же графике намечается еще одна любопытная закономерность: если гафний и легкие редкие земли сопутствуют торию и остальным элементам-гидролизатам, то цирконий и тяжелые лантаноиды не проявляют этой тенденции и тяготеют скорее к



Р и с. 6. Соотношение молибдена и органического углерода в черных и горючих сланцах [17, 24] и современных осадках, обогащенных органическим веществом [4]

Цифры на рисунке: 1 – Балтийское море; 2 – Каспийское море; 3 – Средиземное море; 4, 5 – Черное море; 6 – формация Фосфория; 7 – формация Чаттануга; 8 – квасцовые сланцы Швеции; 9 – горючие сланцы Средней Азии; 10 – доманикиты; 11 – менилитовые сланцы; 12 – горючие сланцы Казахстана; 13 – горючие сланцы Коми АССР; 14 – горючие сланцы Поволжья; 15 – кукерситы; 16 – баженовиты

урану и органическому углероду, т.е. органическое вещество баженовитов, по-видимому, способствовало разделению некоторых геохимически родственных элементов.

По уровню концентрации молибдена на единицу органического углерода баженовиты вполне сопоставимы с квасцовыми сланцами Швеции, с черными сланцами Чаттануга и Фосфория, а также с обогащенными органическим веществом осадками Черного и Средиземного морей, т.е. с планктонногенными отложениями современных и древних зон высокой биологической продуктивности (рис. 6). Из этой зависимости наиболее резко выпадают кукерситы и горючие сланцы Поволжья, т.е. по определению Н.М. Страхова [20], бентоногенные образования. Они лишь незначительно отличаются по содержанию молибдена от средних глин и сланцев. Точно такие же графики получаются по опубликованным данным для никеля, ванадия и меди.

Неодинаковую степень обогащения микроэлементами черных и горючих сланцев трудно связать с элементарным составом органического вещества, в общем довольно однородным. Вместе с тем неодинаковая природа исходного вещества отчетливо сказывается на морфологических чертах продуктов его преобразования: известно, что во всех планктонногенных металлоносных горючих сланцах и битуминозных аргиллитах типа баженовитов органическое вещество обнаруживается в форме коллоальгинита и, напротив, в бентоногенных кукерситах преобладает талломоальгинит [12].

Вопросы формы связи металлов с органическим веществом пока далеки от своего разрешения. Можно лишь указать, что никель, медь и ванадий — это, как полагают, именно те элементы, которые при образовании хелатов тяготеют скорее к азоту, чем к кислороду [25]. Концентрацию молибдена и урана на органическом веществе в настоящее время все чаще связывают с меланоидиновой реакцией [13] как способом образования "гуминовых кислот сапропелитов" [11]. Для протекания этих реакций планктоногенное органическое вещество баженовитов являлось, по-видимому, подходящим субстратом.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Арнаутов Н.Р.* Прямые методы количественного спектрального анализа в геохимии. — В кн.: Физические методы анализа в геохимии. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1978, с. 4–23.
2. *Балашов Ю.А., Ронов А.Б., Миглисов А.А., Туранская Н.В.* Влияние климатических и фациальных условий на разделение редкоземельных элементов в осадочном процессе. — Геохимия, 1964, № 10, с. 995–1014.
3. *Батурич Г.Н.* Уран в современном морском осадкообразовании. М.: Атомиздат, 1975. 152 с.
4. *Батурич Г.Н., Коченов А.В.* О связи некоторых редких металлов с органическим веществом в толще морских осадков. — Океанология, 1967, т. VII, вып. 6, с. 1025–1030.
5. *Бейтс Т., Строл Э.* Минералогия и химия урансодержащих черных сланцев. — В кн.: Геология атомного сырья. М.: Изд-во упр. по исполз. атом. энергии при СМ СССР, 1959, с. 93–99.
6. *Вассоевич Н.Б., Корнилова И.Н., Чернышев В.В.* О содержании углеродистого органического вещества в континентальном секторе осадочной оболочки Земли. — Вестн. МГУ, 1973, № 1, с. 8–23.
7. *Виноградов А.П., Ронов А.Б.* Эволюция химического состава глин Русской платформы. — Геохимия, 1956, № 2, с. 3–18.
8. *Гавшин В.М., Бобров В.А., Демина Р.Г., Дорогиницкая Л.М.* Распределение урана, тория и калия в морских терригенных отложениях мезозоя Западно-Сибирской плиты. — В кн.: Геохимия рудных элементов в процессах выветривания, осадконакопления и катагенеза. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1979, с. 128–160.
9. *Гавшин В.М., Смертина Л.Н.* Атомно-абсорбционное определение меди, цинка, кобальта, никеля и марганца в стандартных образцах горных пород в связи с задачами топогеохимии. — В кн.: Физические методы анализа в геохимии. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1978, с. 94–95.
10. Геохимия юрских и нижнемеловых отложений Западно-Сибирской низменности/ А.Э. Конторович, Е.Л. Берман, Л.И. Богородская и др. М.: Недра, 1971. 251 с.
11. *Заславский Е.М.* О понятии "гуминовые кислоты". — В кн.: Накопление и преобразование сидекахитов. М.: Наука, 1979, с. 217–222.
12. *Корчагина Ю.И., Юсупова И.Ф.* Особенности состава органического вещества горючих сланцев. — В кн.: Органическое вещество современных и ископаемых осадков и методы его изучения. М.: Наука, 1974, с. 165–169.
13. *Манская С.М., Дроздова Т.В.* Геохимия органического вещества. М.: Наука, 1964. 315 с.
14. *Пархоменко В.С.* Определение микроэлементов в стандартных образцах горных пород. — В кн.: Физические методы анализа в геохимии. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1978, с. 23–38.
15. *Пархоменко В.С.* Анализ элементного состава стандартных образцов геологических проб на основе высокоразрешающей полупроводниковой гамма-спектрометрии. — В кн.: Спектрометрические методы анализа в геохимии. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1980, с. 18–30.
16. *Паулан И.И.* Ураноносность черных аргиллитов волжского яруса Западно-Сибир-

- ской плиты как критерий геохимических условий осадконакопления. — Геохимия, 1971, № 9, с. 1138–1143.
17. *Поплавко Е.М., Иванов В.В., Орехов В.С., Тархов Ю.А.* Особенности горючих сланцев и некоторые предположения об их генезисе. — Геохимия, 1978, № 9, с. 1411–1418.
 18. *Ронов А.Б., Ярошевский А.А.* Новая модель химического строения земной коры. — Геохимия, 1976, № 12, с. 1763–1795.
 19. Стратиграфический словарь мезозойских и кайнозойских отложений Западно-Сибирской низменности. Л.: Недра, 1978. 158 с.
 20. *Страхов Н.М.* Основы теории литогенеза. т. II. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 374 с.
 21. *Хескин Л.А., Фрей Ф.А., Шмитт Р.А.* Распределение редких в литосфере и космосе. М.: Мир, 1968. 187 с.
 22. *Цимбалист В.Г.* Методы определения золота и серебра при геохимических исследованиях. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1980. 47 с.
 23. *Taylor S.R.* Abundance of chemical elements in the continental crust: a now table. — *Geochim. et cosmochim. acta*, 1964, vol. 28, p. 1273–1285.
 24. *Vine J.D., Tourtelot E.B.* Geochemistry of black shale deposit. — *Econ. Geol.*, 1970, vol. 65, p. 253–272.
 25. *Zubovic P.* Physicochemical properties of certain of minor elements as controlling factors in their distribution in coal. — *Adv. Chem. Ser.*, vol. 55. Wash.: Amer. Chem. Soc., 1966, p. 221–231.

УДК 550.42:546:(552.311.8+552.5) (571.5)

В.С. Певзнер

ГЕОХИМИЧЕСКИЙ РАЗРЕЗ ЧЕХЛА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Сибирскую платформу слагает чехол вулканогенно-осадочных образований от среднего протерозоя до антропогена, залегающих на архейском, местами раннедокембрийском фундаменте. Из современных структурных элементов на платформе наиболее заметны Тунгусская и Тасеевская синеклизы, Анабаро-Оленекская антеклиза, Приенисейская, Прибайкальская и Приленская моноклизы, Лено-Анабарский и Енисейско-Хатангский прогибы, а также Нижнеенисейский краевой прогиб и Юдомо-Майский перикратон [2].

Геохимический облик чехла отличает заметная неоднородность. Достаточно отчетливо в структурно-формационных комплексах разных этапов развития проявлена вертикальная и латеральная геохимическая зональность, отражающая проявление как существенно экзогенных (в том числе седиментогенных), так и эндогенных (в том числе магматогенных и эпигенных) процессов [3, 6].

В основу работы положены послойно опробованные наиболее полные разрезы на территории Сибирской платформы, охватывающие все перечисленные выше структуры. Разрезы Котуйканский, Игарский, Туруханский, Нижне- и Средненский, Прибайкальский, а также единичные разрезы скважин вблизи городов Братск и Мирный были изучены во ВСЕГЕИ с помощью количественной спектроскопии по методу внешнего стандарта В.И. Латикайненом, В.А. Мироновой, Н.П. Баландиной. Отдельные элементы контролировались Б.А. Цимошенко рентгено-спектральным методом. Остальной материал изучен на приборе УСА-6 Н.П. Баландиной и Е.П. Матюшичевой. В результате была суммирована информация о рас-

пространенности примерно 20 химических элементов в наиболее представительных геологических формациях и структурно-формационных комплексах чехла Сибирской платформы по основным этапам его развития.

I. Мезопротозойский (2000–1600 млн. лет) этап развития представлен в Прианабарье терригенными образованиями (мукунская серия), для которых характерны повышенные концентрации Mo (K_K выше 5).

II. Неопротозойский (1600–900 млн. лет) этап развития характеризуют на юге платформы терригенные, а в северной, северо-западной и восточной частях – терригенные и терригенно-карбонатные формационные комплексы. В целом для разреза формационного ряда этого этапа свойственна тенденция к накоплению ассоциации элементов-халькофилов (Cu, Pb, Cd, реже Mo, Mn и Pb). Черносланцевые формации Игарского района и Прибайкалья богаче в видовом отношении и содержат повышенные количества (K_K около 5) Cd, Cu, Mn, V, Y, Yb, La, U, Ag. На северо-западе (Туруханский и Игарский районы) и юго-востоке (Юдомо-Майская зона, включающая Сетта-Дабан) наиболее заметно стремление к рассеянию и сверхрассеянию химических элементов.

Таким образом, внутри неопротозойского этапа можно заметить наличие геохимической зональности как по латерали, так и по вертикали. Наиболее заметно изменение геохимических свойств по вертикали: в Прибайкалье эта тенденция от сидерохалькофильной ассоциации к хальколитофильной, в Прианабарье от литосидерофильной к сидерохалькофильной, в Туруханском районе от литохалькофильной к литофильной, в Игарском районе от литофильной к литохалькофильной и в разрезе Сетта-Дабана от литохалькофильной к халькофильной ассоциации.

III. Эпипротозойский (900–620 млн. лет) этап развития платформы характеризуют на юге (Прибайкалье и Присяянье) и западе, северо-западе и юго-востоке (Юдомо-Майская зона) терригенные молассоидные, а на востоке, северо-востоке и в Прианабарье – терригенно-карбонатные и карбонатные формации. В изученных образованиях по тенденции к накоплению преобладает халькофильный тип ассоциации (Cu, Cd, Zn, Ag, Mo). Этот геохимический тип совпадает с областями распространения молассоидных терригенных формаций. В районе Прианабарья тип ассоциации меняется за счет увеличения доли элементов – литофилов (Ba, Li и Sc). Уровень накопления превышает кларковый ($K_K = 2,5–5,0$).

В бассейне р. Уджи в ассоциации доминируют и литофилы – Be, Co, Mo, Y (Zn). Далее, на восток и северо-восток резко возрастает литофильность (Ba, Sr) и падает уровень концентрации элементов в ассоциации ($K_K = 1,5–2,5$). Большинство из микроэлементов в разрезах нижнего течения р. Лены обладают совершенно очевидной тенденцией к рассеянию ($K_K < 1,0$), т.е. внутри рассматриваемого этапа развития распространены геохимические ассоциации и уровень их накопления контролируются типом геологических формаций.

IV. Венд-раннепалеозойский цикл развития охватывает период от венда до раннего ордовика включительно (620–470 млн. лет) и разделяется на венд-раннекембрийский и среднекембрийско-раннеордовикский этапы.

Венд-раннекембрийский этап представлен на платформе в основном карбонатными и галогенно-карбонатными формациями. Для них в целом характерна смена по вертикали халькофильной (существенно полиметал-

лической) ассоциации в венде на литофильную и халько-литофильную в нижнем кембрии. Халькофильность ассоциаций в вендских образованиях наиболее выразительна на юго-востоке и северо-западе, причем на юго-востоке, где она представлена Cu, Zn, Ge, Sn (Mo, Cd, V, Ni, В) в бассейне р. Юдома и Pb, Cu, Mo, Cd в разрезе Кыллахской гряды, уровень накопления ассоциации превышает кларковый в 3–5 (до 8–10) раз. На северо-западе платформы уровень накопления (фон) не превышает в основном значения кларка ($K_K = 1,5-2,5$).

Основную часть нижнекембрийских образований Иркутского амфитеатра и Тунгусской синеклизы занимают образования литофильного геохимического типа с тенденцией к накоплению ассоциации из Li, Rb, Cs, Sr (В, Ва). В центре этой огромной литофильной провинции, к северу от г. Братска, к упомянутым литофилам добавляются Cd, Cu, реже Pb и Bi, создающие хальколитофильный тип в распространенных там сульфатно-карбонатных формациях. В восточном направлении происходит усиление халькофильности свойств геохимических ассоциаций.

Среднекембрийско-раннеордовикский этап представлен на платформе рядами карбонатно-терригенных формаций. Вверх по разрезу растет доля терригенных формаций. Зональность по вертикали и горизонтали проявлена достаточно отчетливо. По вертикали она выглядит как переход от сидерохалькофильного типа ассоциаций (Cu, Mo, Ni) с кларковым уровнем накопления к хальколитофильному типу (Ba, Ag, P, В) с уровнем накопления в 2,5–5 раз выше кларкового.

В раннем ордовике хальколитофильный облик сохраняется повсеместно, но меняется уровень накопления и видовой состав ассоциаций: в Иркутском амфитеатре это Y, В, Ag (Mo, Pb) ($K_K = 2,5-5,0$), в среднем течении р. Лены – Ba, P, Ag, (Ni, В) ($K_K = 5,0$), а на крайнем северо-востоке – Ba, Ag, (В) ($K_K = 2,5-5,0$).

V. Среднепалеозойский (среднеордовикско-девонский) этап представлен на Сибирской платформе карбонатно-терригенными формационными комплексами. Геохимическая зональность внутри этого этапа проявлена только по вертикали; по латерали она выражена слабо. Так, средний ордовик повсеместно представлен литохалькофильной (с уровнем концентрации до 5,0 и более выше кларкового) ассоциацией Ag, P, TR, Cu (Zr), переходящей иногда в самых верхах разреза в сидеролитофильный тип (P, Mn, TR, Mo, В) с кларковым уровнем накопления. Только в районах, граничащих с Вилуйской синеклизой, карбонатно-терригенные формации среднего ордовика обладают (по стремлению к концентрации) сидеролитофильным обликом и включают в свой видовой состав В, W, Cr, Sn с $K_K = 2,5-3,3$.

Постоянный сидеролитофильный облик с уровнем накопления выше кларкового ($K_K = 2,5-5,0$) обнаруживает верхний ордовик: P, В, Mn, V (Ag, Sc, Sn).

Терригенные и терригенно-карбонатные формации силура, судя по данным Н.Н. Предтеченского, демонстрируют отчетливую тенденцию к рассеянию. Лишь в разрезах из Прианабарской и Предтаймырской зон появляется в кларковом количестве Sr, в бассейне р. Мойеро к нему добавляется V, а в известняковой нижнесилурийской формации у пос. Айхал – Li и W.

Таким образом, отмечается заметное усиление литофильности геохимических свойств вверх по разрезу.

Девонские песчанико-аргиллитовые, карбонатно-терригенные, сульфатно-карбонатные и галогенные формации характеризуют изменение геохимических свойств в разрезе от сидерохалькофильности (Cu, Mo, Mn) через литосидерофильность (Mn, Sn, Mo) к лито-(Sr, Ba, Cs, Li) и халькофильности (Cu, Rb, Sr). Уровень накопления этих ассоциаций (K_K) обычно колеблется от 2,0 до 3,5; только у Mn кларк концентрации более 5,0–8,0, а Sr и Ba сходный уровень концентрации имеют в бассейне р. Котуй. Отмеченные здесь факты полностью согласуются с формационными и литолого-фаціальными особенностями девонских отложений.

В целом внутри среднепалеозойского этапа сохраняется тенденция к усилению литофильности свойств геохимических ассоциаций вверх по разрезу.

VI. Позднепалеозойско-раннемезозойский цикл развития платформы (320–180 млн. лет) состоит из образований трех этапов, разделенных структурными несогласиями [2]: 1) турнейский (развит на севере платформы), 2) визе-пермский, 3) триасовый.

1. Карбонатные формации турнейского этапа обладают хальколитофильным (Sn, Mo, Y, Cu) обликом с $K_K = 2,5$. К югу возрастает вклад в эту ассоциацию халькофилов (Cu, Zn, Ge).

2. Визе-пермский этап представлен карбонатно-терригенными и терригенными формационными комплексами, значительное место среди которых занимают угленосные формации. В этот этап достаточно заметно проявлена вертикальная геохимическая зональность: от литохалькофильности (Sn, Cu, Zn, Sr – на севере; Cu, Sc, Ga – в районе г. Мирного) и сидерохалькофильности (Mn, Cu, Mo) в карбоне к хальколитофильности (TR, Sc, Ga, Ge – на севере; TR, Ge, Ga, Be, Zn, V – на юге и востоке). Уровень накопления в нижнем карбоне самый низкий ($K_K \leq 2,0$); выше по разрезу он достигает 5,0 (в бассейнах рек Уджи и Анабара выше). Вертикальная зональность внутри этапа заметна и по петрохимическим показателям: отношения Al_2O_3/Na_2O и K_2O/Na_2O , например, в разрезах из бассейна р. Нижняя Тунгуска резко возрастают от карбона к перми.

Латеральная зональность проявлена в отношении усиления халькофильности свойств и уровня концентрации: на севере и северо-западе уровень накопления не превышает 2,0, а в центральных районах (например, район г. Мирного) достигает 5,0.

3. Триасовый этап характеризуется излиянием огромных масс базальтов. Влияние магматизма на формации этапа огромно и разрезы терригенного триаса подтверждают эту особенность. Так, геохимическая ассоциация из терригенной формации триаса обладает отчетливым халькосидерофильным обликом и состоит из V, Ni, Cu, Ga. Сходный облик у триаса из бассейна р. Ыгыгта – V, Ga, Zn, Ni. Кларки концентраций элементов ассоциаций 4,0–4,4.

Таким образом, геохимическая зональность внутри формаций этого этапа полностью контролируется проявлениями магматизма.

VII. Средне-позднепалеозойский этап развития охватывает юру и мел (180–70 млн. лет), которые представлены в разрезе терригенными (в том числе угленосными) формациями. На геохимический облик формаций

Распределение геохимических ассоциаций в чехле Сибирской платформы

Возраст, млн. лет	Химические элементы (в К _К)													
	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	
100	Nb, V, Ni	Sc, Ni,Cr V,Cr,	Ni,Co, Cu,Se,	Fe P	Zn, Bi,	Mo, As	Yb					Ag		
200	V,	Mn, Zn, V, Cr,Ni,	TR Mn,V, Pb	Sc Sc	Ge,	Ga,	B, TR			Yb Mn				
300	V,	Ni, Cd, Ni,	Co,Cu Ag, Ga	Zn Mo,Be,	Mn,	V	Yb	Ge						
400	Mo,	Sn,Cu	V Ba,	Sr		Ga	Yb				Ba,	Sr		
500	Sr V, Ag, TR,	Cr TR, P,	P Cu Ag		Cu B,F,	(Ni) Mn Cu,	Mn				Ag,P,	TR		
600	Pb, Rb, Cs Ge,	Zn, Cd Zn,	Cd, Cu Cu,	Ag Ba,	Cd		Li			Bi			Cu (Zn, Cu) (Cu)	
900	P,	Cd, Cu,	Pb, Mn,	Sn TR, Ag, Mo,		V	Cu			Cd				
1200	P,	Mn	V				Mo,	Pb					(Pb)	
1600	Cd, Sn,	Cu, Pb	Mo, Ag				Pb(Cd) Mn						(Mn)	
	Ni	Mn				Mo								

существенное влияние оказал процесс выветривания, вовлекший в перераспределение огромные массы вещества. Общий средний геохимический облик формаций хальколитофильный и литохалькофильный с постоянным ("стандартным") набором элементов – Yb, Ga, Ge, Be, Zn, к которым в северных районах присоединяются обычно Sc, реже Mo, Cu. Вверх по разрезу и в восточных районах заметно усиление сидерофильности свойств ассоциаций за счет V и Ni. Уровень накопления (K_k) обычно не выше 2,5; максимум падает на разрез северной и западной окраин платформы (4,0–5,0).

ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ

1. Изучение геохимического разреза Сибирской платформы приводит к заключению о наличии упорядоченной вертикальной зональности, которая прослеживается в интервале 2000–40 млн. лет в изменении типов и видового состава ассоциаций: сидерофильный геохимический тип (Ni, Co, Mn) → халькофильный тип (Pb, Cd, Cu, Mo) → литофильный тип (Li, Rb, Cs, Ba, Sr) → хальколитофильный тип (Ag, Cu, Mo, TR, P, Sr, Sn) → халько-сидерофильный тип (Ni, Co, V, Cr, Cu, Zn, Ge, Cd) → литосидерофильный тип (Mn, Ni, V, Cr, Sc, Nb, Yb, P, B) (см. таблицу). Вертикальная зональность существует и внутри каждого геологического цикла: усиление в верхних (заключительных) стадиях доли элементов с халькофильными и сидерофильными свойствами. Таким образом, каждый геологический цикл и чехол в целом обладают геохимически отчетливо проявленной асимметрией, что характерно для целостных объектов [1, 4].

2. Вверх по разрезу заметно падает коэффициент вариации содержаний химических элементов (до 50% и менее) и возрастает количество элементов, содержания которых близки к уровню кларка. Подобные данные подтверждают общую тенденцию в развитии платформенного чехла вообще: стремление к гомогенизации как проявление пространственно-временных аспектов закона акселерации [3, 5].

ЛИТЕРАТУРА

1. Васильев В.И. Симметрия и время. – В кн.: Симметрия в природе. Л., 1971, с. 77–84.
2. Малич Н.С. Тектоническое развитие чехла Сибирской платформы. М.: Недра, 1975. 216 с.
3. Малич Н.С., Певзнер В.С. Корообразование в свете полициклического развития платформенного чехла Сибири. – В кн.: Кора выветривания и гипергенное рудообразование. М.: Наука, 1977, с. 32–35.
4. Певзнер В.С. О симметрии и асимметрии геохимических свойств. – В кн.: Симметрия структур геологических тел. М.: Наука, 1976, с. 54–55.
5. Ронов А.Б. Осадочная оболочка Земли. М.: Наука, 1980. 80 с.
6. Эволюция геохимических признаков и периодизация докембрия. – В кн.: Проблемы времени в геологии. Владивосток, 1979, с. 124–147.

*Г.М. Шор, А.А. Спиридонов, Е.П. Касперкевич, Н.Н. Васильев,
В.А. Высоцкий, Н.И. Комарова, В.М. Никольский*

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ГЕОХИМИИ АССОЦИАЦИЙ ХИМИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ В МЕЗО-КАЙНОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ ЮЖНОЙ ОКРАИНЫ ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ ПЛИТЫ

Начало региональных геохимических исследований на территории юга Западной Сибири следует связывать с именем А.Е. Ферсмана [13, 14, 15], впервые осуществившего ее геохимическое районирование. При выделении геохимических районов им учтены специфичность геологической истории, особенности климатической и почвенной зональности, неотектоники и оротграфии.

В последующие годы (начиная с 50-х гг.) изучение вопросов региональной геохимии осадочного чехла Западно-Сибирской плиты было связано в основном с развитием прогнозо-поисковых исследований на нефть и газ. Наиболее существенный вклад в изучение этих вопросов принадлежит А.Э. Конторовичу с соавторами [5, 7]; И.Н. Ушатинскому, О.Г. Зарипову [9, 11, 12]; В.М. Гавшину с соавторами [4]; С.М. Катченкову и В.И. Флегонтовой [6].

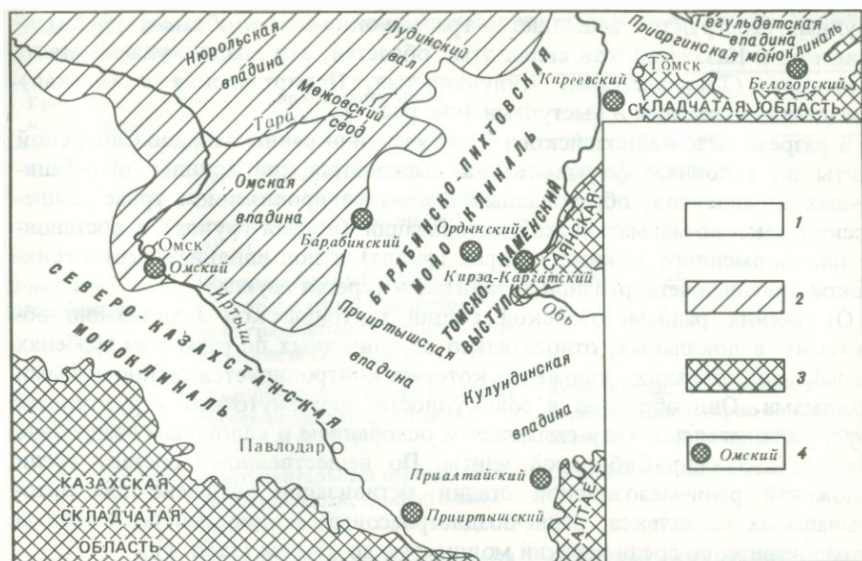
В результате выполненных исследований охарактеризованы особенности химического состава пород различных стратиграфических горизонтов (от юры до нижнего олигоцена включительно), выяснены главные закономерности распространения органического вещества, железа, серы и некоторых рассеянных элементов (никель, кобальт, ванадий и др.), подсчитаны средние содержания химических элементов (провинциальные кларки) как для отдельных стратиграфических подразделений, так и для осадочного чехла Западно-Сибирской плиты в целом.

Исследования, выполненные авторами статьи, в отличие от работ предшественников имели своей главной задачей изучение пространственно-временных закономерностей распределения группировок (ассоциаций) химических элементов в отложениях осадочного чехла (от триас-юрских до неоген-четвертичных образований включительно) главных геологических структур южной окраины Западно-Сибирской плиты, изученной в меньшей степени, чем районы месторождений нефти и газа.

Закономерности распределения ассоциаций химических элементов установлены на основании обработки около 4000 приближенно-количественных спектральных анализов проб горных пород, послойно отобранных при изучении мезо-кайнозойских разрезов, вскрытых скважинами (опорные геохимические разрезы) на территории юга Западной Сибири (рис. 1).

В качестве основного объекта исследований опорных геохимических разрезов выделялись ведущие литологические типы пород крупных стратиграфических подразделений, как правило, соответствующих лито-фациальным комплексам, отражающим, в свою очередь, главные этапы геологического развития региона.

При обработке фактических данных учитывались фациально-палео-



Р и с. 1. Схема размещения изученных геохимических разрезов на территории южной окраины Западно-Сибирской плиты на основе тектонической карты (Геология нефти..., 1975)

Главные тектонические структуры Западно-Сибирской плиты и ее горного обрамления: 1 – Внешний тектонический пояс, 2 – Центральная тектоническая область, 3 – структуры палеозойского обрамления плиты, 4 – местонахождение изученных геохимических разрезов и их название

географические особенности пород, тектонический режим осадконакопления и тип литогенеза мезо-кайнозойских толщ.

Геохимические исследования в Западной Сибири являлись составной частью общесоюзных региональных работ коллектива ВСЕГЕИ, выполнявшихся по единой программе и методике [10].

В соответствии с принятыми методическими рекомендациями под геохимической ассоциацией понимается группировка химических элементов, характеризующаяся определенными согласованными изменениями концентрации. Для оценки степени концентрации использовалась величина кларка концентрации (K_k), которая рассчитывалась как отношение содержания элемента (среднее арифметическое, среднее взвешенное) к среднему содержанию его в земной коре. Геохимические ассоциации выделялись для элементов с кларком концентрации > 15 .

Для установления геохимического типа ассоциаций элементов использована уточненная геохимическая классификация В.М. Гольдшмидта. В соответствии с ней выделяются три главные природные ассоциации элементов – литофильная, халькофильная и сидерофильная. Элементы этих ассоциаций отличаются физико-химическими свойствами и геохимическими особенностями распределения в земной коре.

Геологические особенности региона. Изученная территория Западно-Сибирской плиты охватывает южную часть ее Внешнего тектонического пояса и частично Центральную тектоническую область. В составе этих

крупных геоструктур выделяются три моноклинали в обрамлении Алтае-Саянской и Казахстанской складчатых областей, ряд впадин, удаленных от последних (Тегульдетская, Кулундинская, Прииртышская и Омская) и разделенных валами и выступами (см. рис. 1).

В разрезе мезо-кайнозойского чехла южной окраины Западно-Сибирской плиты по условиям формирования выделяются три группы лито-фациальных комплексов, образованных в связи с проявлением триас-среднеюрской тектоно-магматической активизации (первая группа) в обстановке платформенного режима (вторая группа) и под влиянием неотектонической олигоцен-четвертичной активизации (третья группа).

Отложения раннемезозойской стадии тектонической активизации обособлены в локальных, относительно ограниченных по размерам грабенах и грабен-синклиналях, положение которых контролируется региональными разломами. Они образуют в совокупности промежуточный структурный ярус, располагаясь между складчатым основанием и сплошным осадочным покровом Западно-Сибирской плиты. По вещественному составу среди отложений раннемезозойской стадии активизации выделено два лито-фациальных комплекса: ранне-позднетриасовый мощностью до 4 тыс. м и позднетриасово-среднеюрский мощностью до 1500 м (табл. 1).

Отложения, накапливающиеся в обстановке платформенного тектонического режима, образуют на площади Западно-Сибирской плиты сплошной осадочный покров, выклинивающийся в направлении горного обрамления плиты и состоящий из морских и континентальных образований юры, мела и палеогена—антропогена. Наиболее полные разрезы этих отложений суммарной мощностью до 2500 м вскрываются на изученной территории в пределах Омской впадины Центральной тектонической области плиты. К югу и юго-востоку от нее происходит постепенное сокращение мощности и выпадение из разреза части стратиграфических горизонтов, что отчетливо выражено на изученных геохимических разрезах. По вещественному составу, фациальным и геохимическим условиям накопления среди платформенных отложений выделено восемь лито-фациальных комплексов (см. табл. 1).

Отложения, связанные с процессами неотектонической активизации складчатого обрамления Западно-Сибирской плиты, локализируются в относительно узком седиментационном бассейне, сопряженном с орогенными и суборогенными поднятиями Алтая, Саян и Северного Казахстана. Среди них выделены два лито-фациальных комплекса, объединяющих некрассовскую, бурлинскую и обскую серии (см. табл. 1).

Мезо-кайнозойское осадконакопление южной окраины Западно-Сибирской плиты отличается по условиям седиментации от существовавших во внутренних ее частях целым рядом особенностей, наиболее важными из которых являются следующие: 1) близость к областям сноса обломочного материала и соответственно более грубый состав отложений; 2) длительное существование континентальных условий седиментации на протяжении большей части мезо-кайнозойской истории региона и развитие морских трансгрессий лишь в этапы максимальной стабилизации тектонического режима; 3) аридные условия выветривания и литогенеза на протяжении поздней юры — начала раннего мела, неогена и четвертичной эпохи; 4) относительно мобильный тектонический режим, обусловивший

Т а б л и ц а 1

Лито-фациальные комплексы мезо-кайнозойского чехла южной окраины Западно-Сибирской плиты

Группа комплексов	Типы комплексов (индекс)	Свиты, серии
Новейшей активизации	Континентальный пестроцветный глинисто-песчано-гравийный аридного типа литогенеза (N_2-Q)	Бурлинская и обская
	Континентальный сероцветный и пестроцветный глинисто-песчано-гравийный гумидного типа литогенеза (P_3-N_1)	Некрасовская
Платформенного режима	Континентальный сероцветный, песчано-глинистый и глинисто-песчаный ($P_3^2-N_2^2$)	Кочковская, таволжанская, бещеульская лагерно-томская, знаменская, новомихайловская,
	Континентальный сероцветный и пестроцветный, глинисто-песчаный ($K_2\text{ сп}-P_3$)	Островновская, сымская
	Морской и прибрежно-морской глинистый, кремнисто-глинистый, известковисто-глинистый глинисто-песчано-глауконитовый ($K_2\text{ т}-P_3^1$)	Чеганская, люлинворская, талицкая, ганькинская, славгородская, ипатовская, кузнецовская
	Континентальный сероцветный и пестроцветный галечно-песчано-глинистый ($K_1\text{ а}_2-K_2\text{ с}$)	Кийская, симоновская, леньковская, покурская
Раннемезозойской активизации	Континентальный и лагуно-континентальный красноцветный и пестроцветный песчано-глинистый ($J_3\text{ к}-K_1(?)$)	Семизбайская, киялинская, илекская, тяжинская, татарская
	Морской и прибрежно-морской песчано-алеврито-глинистый ($J_3\text{ км}-K_1\text{ б}_2$)	Максимоярская, васюганская, наунакская, тарская, куломзинская, марьяновская
	Континентальный сероцветный озерно-аллювиальный песчано-алеврито-глинистый (J_1-2)	Тюменская
	Континентальный угленосный алеврито-песчано-галечный (T_3-J_2)	Глушинская, итатская, макаровская
	Осадочно-вулканогенный (T_1-2-J_1)	Челябинская, туринская

многочисленные перерывы в осадконакоплении; 5) широкое развитие среди морских отложений прибрежно-морских фаций, обогащенных глауконитом и гидроокислами железа; 6) влияние раннемезозойской и новейшей тектоно-магматической активизации, выразившееся в образовании молассоидных толщ и проявлении эпигенетических процессов в горизонтах грунтовых и пластовых вод. Эти особенности грунта седиментогенеза и наложен-

ных процессов обусловили определенные закономерности распределения ассоциаций химических элементов в мезо-кайнозойских отложениях юга Западно-Сибирской плиты, выявленные как по разрезу в пределах конкретных геологических структур, так и в латеральном направлении на определенных стратиграфических уровнях для территории изученного региона в целом.

Закономерности распределения ассоциаций химических элементов в разрезе геологических структур. В пределах восточной части Внешнего тектонического пояса (Приаргинская моноклираль) в области распространения мезозойских отложений (Белгородский геохимический разрез) в глинах намечается зональный ряд геохимических типов ассоциаций элементов (сверху вниз) от сидерофильного (мел) к литофильному (нижняя—средняя юра) через смешанный сидеро-литофильный тип, характерный для глин верхней юры (табл. 2).

Западнее, в районе г. Томска (Киреевский геохимический разрез), для более высоких стратиграфических горизонтов, чем в Белогорском разрезе, наблюдается нарастание степени сидерофильности ассоциаций химических элементов в глинах от верхнего мела к олигоцену—антропогену (см. табл. 2). В песчаных породах эта закономерность выражена менее отчетливо.

В юго-западной части Томско-Каменского выступа (Кирза-Каргатский и Ордынский геохимические разрезы) в породах мезозоя и кайнозоя преобладают ассоциации литофильных элементов и лишь для морских песчаников эоцена характерна иная — литохалькофильная геохимическая специализация (табл. 3). Высокий уровень накопления халькофильных элементов наблюдается также в глинах и песчаниках верхнего мела.

Наибольшей геохимической однородностью среди рассмотренных разрезов характеризуются разрезы мезозойско-кайнозойских отложений Прииртышской и Кулундинской впадин, расположенные вблизи областей сноса обломочного материала. В ассоциациях химических элементов песчаников и глин этих впадин существенно преобладают элементы с литофильными свойствами (табл. 4).

Сравнивая особенности распределения ассоциаций химических элементов в изученных разрезах, нетрудно заметить, что степень геохимической однородности слагающих их пород, песчаных в большей мере, чем глинистых, увеличивается при приближении к областям сноса бассейнов седиментации Западно-Сибирской плиты. Это обстоятельство может быть объяснено тем, что вблизи областей сноса (складчатого обрамления плиты) в результате интенсивного преобразования пород в первую очередь в ходе эпигенетических процессов (и корообразования) их первичные геохимические особенности нивелируются, что, в свою очередь, выражается в общей тенденции различных литологических типов пород в этой структурно-геологической обстановке к геохимической гомогенизации.

По мере удаления от складчатого обрамления (областей сноса) все более отчетливо проявляются индивидуальные геохимические особенности отдельных частей геологического разреза. Так, например, в периферической части Внешнего тектонического пояса плиты (Барабинский геологический разрез) на фоне общей литофильной специализации пород выделяются глины верхней юры—нижнего мела, характеризующиеся ассоциацией

Таблица 2

Киреевский и Белогорский геохимический разрезы

Разрез	Группа комплексов	Возраст	Порода	Число проб	Содержание элементов, %												
					Ba	Pb	Cr	Ga	Sn	Ni	Mo	V	Cu	Y	Zn	Zr	Co
					10^{-2}	10^{-3}	10^{-3}	10^{-4}	10^{-4}	10^{-3}	10^{-5}	10^{-3}	10^{-3}	10^{-3}	10^{-3}	10^{-3}	10^{-4}
Киреевский	Платформенного режима	P ₃ -Q	Алевриты, пески	10	8	0,8	5	16	3	3	10	13	3	2	7	2	32
			Глины	16	8	1,7	8	23	5	4	10	18	4	2	12	2,7	28
		P ₂	Глины	3	3	0,8	6	15	3	0,3	10	13	4	2	15	3,3	33
		K ₂	Алевролиты, песчаники	27	8	0,8	9	1,5	4	3	10	8	4	3	10	3,1	19
		Аргиллиты	33	8	3	8	25	4	4	10	17	5	6	17	5,1	28	
Белогорский	Платформенного режима	K ₁₋₂	Аргиллиты	27	5	1,2	12	14	1,9	5,5	12	12	4	1,3	12	1,5	19
		J ₃	Аргиллиты	19	5	1,3	13	20	4	5,1	12	18	3,7	1,3	8,5	1,4	15
	Раннезойской активизации	J ₁₋₂	Аргиллиты	38	4,2	1,0	4	14	3	3,3	12	11	3,4	1,6	8,3	2,5	14

Таблица 3

Кирза-Каргатский и Ордынский геохимические разрезы

Группа комплексов	Возраст	Порода	Число проб	Содержание элементов, %													
				Pb	Cr	Ga	Sn	Ni	Mo	V	Cu	Y	Zn	Zr	Co	Sc	
				10^{-4}	10^{-3}	10^{-4}	10^{-4}	10^{-3}	10^{-5}	10^{-3}	10^{-3}	10^{-4}	10^{-3}	10^{-3}	10^{-4}	10^{-4}	
Новейшей активизации	N ₁ -Q	Глины	25	7	9	5	2	3	14	6,7	5	21	9	33	14	4	
		Алевриты пески	25	7	9	5	2	3	14	7	4	15	8	36	15	3	
	P ₃ -N ₁	Глины	14	10	9	4	2	3	15	8	5	28	8	35	14	6	
		Алевриты, пески	14	8	9	5	2	4	17	5	6	18	8	42	20	4	
	Платформенного режима	P ₂	Глины	14	6	10	5	1,4	3	15	10	4,5	90	10	43	11	18
			Алевриты, пески	7	6	10	4	4	6	2,4	8	11	15	7	30	15	3
K ₂		Аргиллиты	15	6,5	8	5	2	3	15	8	6	100	15	74	13	15	
		Алевролиты, песчаники	5	6	8	4	2	3	15	6	6	25	18	48	12	5	
J ₁ -2		Аргиллиты	15	11	9	6	1,5	3	16	10	4	30	10	54	14	7	
		Алевролиты, песчаники	14	11	8	5	1,6	3	18	9	3,6	20	10	49	13	6	

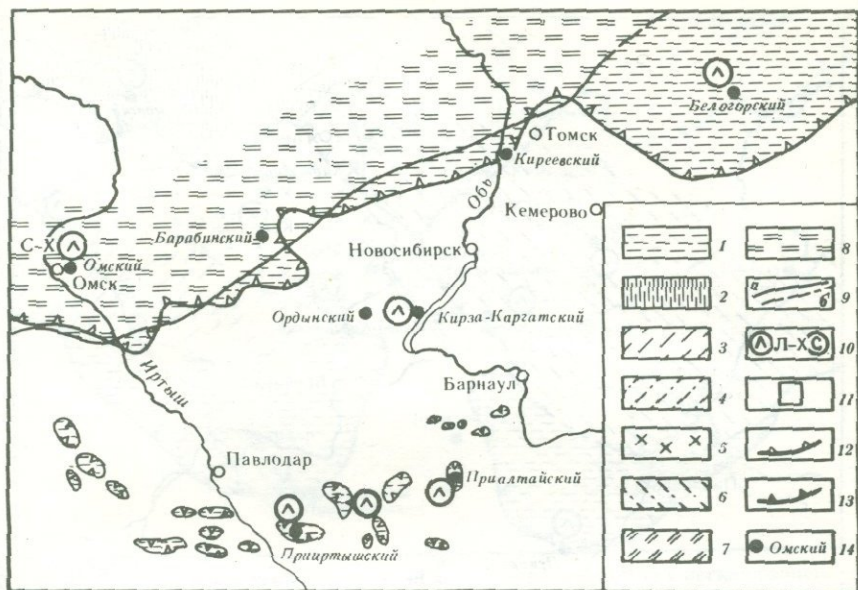
Таблица 4

Прииртышский геохимический разрез

Группа комплексов	Возраст	Порода	Число проб	Содержание элементов, %										
				Pb	Cr	Ga	Ni	Mo	V	Y	Zn	Zr	Co	Cu
				10^{-4}	10^{-3}	10^{-4}	10^{-3}	10^{-3}	10^{-4}	10^{-3}	10^{-3}	10^{-3}	10^{-4}	10^{-3}
Новейшей активизации	P_3-Q	Глины Алевриты песчаники	38	14	10	9	3,5	15	12	3,2	10	50	29	5
			11	15	6	10	3	10	6,1	3,2	6,7	30	25	4
Платформенного режима	K_2-P_2	Глины Алевриты песчаники	15	13	14	13	5	18	17	3,5	15	60	38	5
			20	8	8,4	6	1,5	14	10	1,5	7,5	50	26	4
	K_1-K_2	Глины Алевриты песчаники	5	5	9	7	1,2	12	12	1,8	4	40	5	3
			43	5	9	9	2,6	12	10	2,4	8	36	23	5
Раннемезозойской активизации	J_{1-2}	Глины Алевриты песчаники	10	5	7	9	1,3	14	10	6	8	71	10	4
			28	5	7	9	2,4	14	9	3	12	40	26	4

Таблица 5
Омский геохимический разрез

Группа комплексов	Возраст	Порода	Число проб	Содержание элементов, %											
				Pb	Cr	Ga	Ni	Mo	V	Cu	Y	Zn	Zr	Co	Sc
				10^{-4}	10^{-3}	10^{-4}	10^{-3}	10^{-4}	10^{-3}	10^{-3}	10^{-3}	10^{-3}	10^{-3}	10^{-3}	10^{-4}
Платформенного режима	N	Глина	19	14	7	14	4,5	3,2	7,8	5,0	5	7,6	37	20	19
	$K_2 m - P_3^1$	Глина	32	17	5	12	3	2	8	3,2	5	8,1	27	14	16
	$K_2 t - K_2 cp$	Глина	32	20	6	20	4,8	3	11	4,2	5	10	22	20	15
		Песок	4	20	6	19	7	4	5	6	5	8	25	20	15
	$K_1 h - K_2 m$	Аргиллиты	80	19	6,5	18	3,6	2	9,6	4,5	5	9	30	27	20
		Песчаники	24	19	6,5	17	6,6	3	7	5,7	5,5	10	22	25	25
	$J_3 - K_1 v$	Аргиллиты	32	40	9	20	9,0	3,5	15	6	4,8	30	16	32	20
	$J_3 v$	Аргиллиты	24	40	8	30	19	80	22	12	15	40	19	38	26
	$J_1 - 2$	Аргиллиты	4	10	4	38	10	5	10	7	3,5	20	25	35	20
Песчаники		14	35	10	12	12	7	10	6,6	3,3	28	24	29	20	
Ранне-зоейской активизации	$T_1 - 3$	Аргиллиты	39	28	14	21	15	3,2	28	5,1	18	3,4	46	34	3,4
		Вулканиты	3	20	20	15	20	2	30	6	6	35	30	40	30

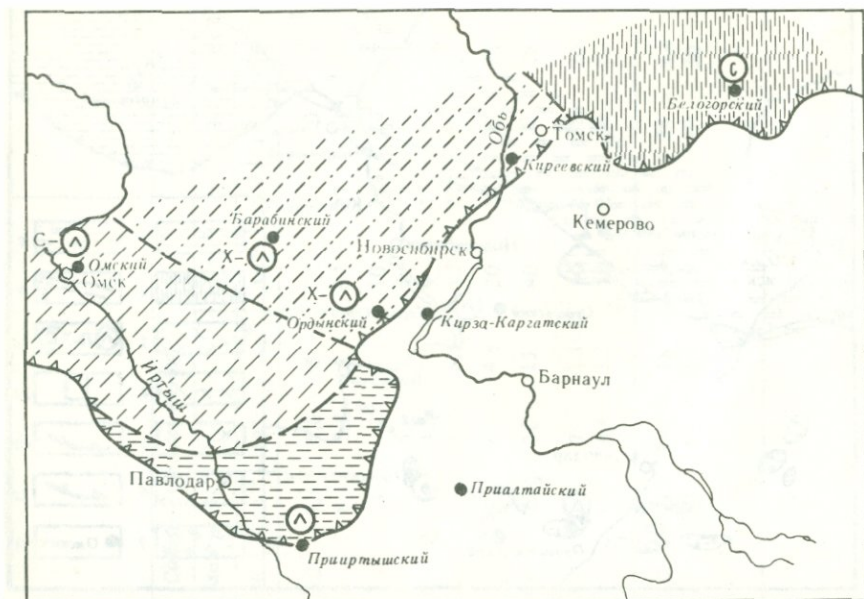


Р и с. 2. Распределение ассоциаций химических элементов в аргиллитах и песчаниках нижней-средней юры южной окраины Западно-Сибирской плиты

На рис. 2-6 - геохимические типы ассоциаций элементов: 1 - литофильный, 2 - сидерофильный, 3 - сидеро-литофильный, 4 - халько-литофильный, 5 - лито-халькофильный, 6 - халько-сидерофильный, 7 - халько-сидеро-литофильный, 8 - сидеро-халько-литофильный; 9 - границы с различной геохимической специализацией: а - установленные, б - по предположению; 10 - буквенное обозначение геохимической специализации пород; 11 - осадочная железорудная минерализация; 12 - границы распространения лито-фациальных комплексов; 13 - граница складчатого обрамления Западно-Сибирской плиты; 14 - местоположение изученных геохимических разрезов

химических элементов литохалькофильного типа. Омский разрез, расположенный в погруженной части плиты (краевая часть Центральной тектонической области), по своим геохимическим особенностям (табл. 5) может быть подразделен на три части. Нижняя, объединяющая триасовую и нижне-среднеюрскую толщи, характеризуется сидерохальколитофильной специализацией пород; средняя, сложенная верхнеюрскими-нижнемеловыми образованиями, сидеролитохалькофильной и верхняя (нижний мел-неоген включительно), в основном сидеролитофильной специализацией. Геохимическая специализация выделенных частей Омского разреза обусловлена, на наш взгляд, проявлением вулканогенно-осадочного (триас-ранняя и средняя юра), аридного (поздняя юра-начало раннего мела) и гумидного (ранний мел-неоген) типов литогенеза. Определенное геохимическое соответствие вулканогенно-осадочной толщи триаса и пород баженовской свиты верхней юры (см. табл. 5) позволяет допускать влияние эндогенного фактора на формирование пород упомянутой свиты.

Закономерности распределения ассоциаций химических элементов в латеральном направлении по стратиграфическим подразделениям. Нижняя-средняя юра. Для угленосных отложений локальных депрессионных структур промежуточного структурного яруса и Приаргинской моно-

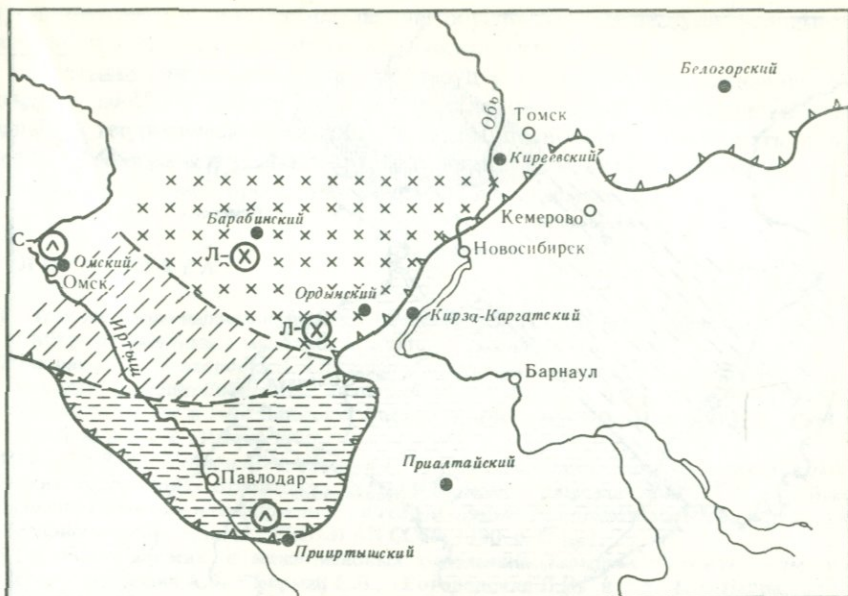


Р и с. 3. Схема распределения ассоциаций химических элементов в глинах раннего мела – сеномана (условные обозначения см. на рис. 2)

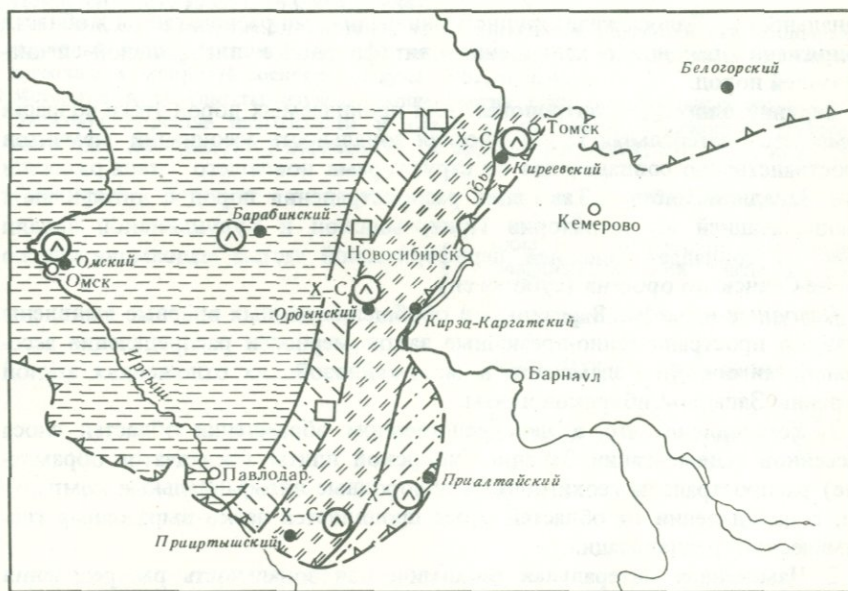
клинали характерна литофильная специализация. В породах сплошного поля распространения ниже-среднеюрских отложений установлена смешанная сидерохальколитофильная ассоциация химических элементов (рис. 2). Граница районов с различным типом геохимической специализации пород близка внешней границе области раннемезозойской активизации.

Нижний мел – сеноман. Особенности распределения ассоциаций химических элементов в глинах позволяют выделить два района с различной геохимической специализацией (рис. 3): Приаргинский – со слабо выраженной сидерофильной специализацией пород и Кулундинско-Омской – с преобладанием в геохимических ассоциациях элементов литофильной группы. В составе последнего района намечаются локальные геохимические подразделения, соответствующие Барабинско-Пихтовской моноклинали и Томско-Каменскому выступу и характеризующиеся повышенным уровнем накопления халькофильных элементов в глинах. В ассоциациях химических элементов в песчаниках на упомянутых структурах халькофилы занимают ведущее положение (рис. 4). Намеченная дифференцированность территории юга Западно-Сибирской плиты по типам геохимической специализации обусловлена геохимическими особенностями сопредельных структур ее складчатого обрамления.

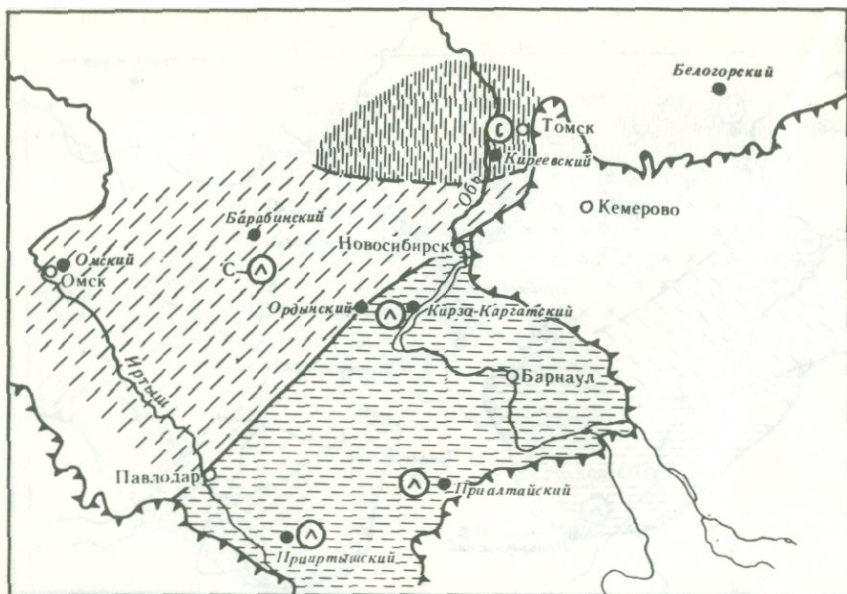
Верхний мел – эоцен. Закономерности распределения ассоциаций химических элементов в породах данного возраста в значительной мере обусловлены выявленной литолого-палеогеографической зональностью [1]. На примере изучения ассоциаций химических элементов в глинах (рис. 5) отчетливо выявляется определенное положение известной осадочной железорудной минерализации [6] в региональной латеральной геохимической



Р и с. 4. Схема распределения ассоциаций химических элементов в песках раннего мела – сеномана (условные обозначения см. на рис. 2)



Р и с. 5. Схема распределения ассоциаций химических элементов в глинах морских позднеCRETACEY – раннеолигоценовых отложений (условные обозначения см. на рис. 2)



Р и с. 6. Схема распределения ассоциаций химических элементов в песках олигоцен – четвертичных отложений (условные обозначения см. на рис. 2)

зональности. Полоса железорудной минерализации располагается в области сопряжения районов о халькосидеролитофильной и литофильной специализацией пород.

Верхний олигоцен – антропоген. Для проницаемых пород этого возраста намечается латеральная геохимическая зональность ассоциаций элементов пространственно совпадающая со структурами новейшего этапа развития юга Западной Сибири. Так, поле распространения пород с литофильной специализацией на территории Прииртышской и Кулундинской впадин (рис. 6) совпадает с внешней периферической частью малоамплитудного Алтае-Саянского орогена (субороген).

Основные выводы. В результате обобщения данных впервые выявлены главные пространственно-временные закономерности распределения ассоциаций химических элементов в мезо-кайнозойских отложениях южной окраины Западно-Сибирской плиты.

1. Установлено, что в непосредственном обрамлении областей сноса бассейнов седиментации Западно-Сибирской плиты (складчатое обрамление) распространены геохимически однородные литофациальные комплексы, а на удалении от областей сноса проявляется четко выраженная геохимическая специализация.

2. Намеченная латеральная геохимическая зональность распределения ассоциаций химических элементов определенных литофациальных комплексов отражает геолого-структурную обстановку отдельных частей региона, что позволяет использовать геохимические данные для тектонических построений. В частности, литофильный тип геохимической специализации ранне-среднеюрских и олигоцен-четвертичных преимущественно

проницаемых песчаных образований обусловлен процессами раннемезозойской и новейшей тектоно-магматической активизации.

3. На примере изучения железных руд установлено, что осадочное ору-
днение занимает строго определенное закономерное положение в лате-
ральной геохимической зональности. Это позволяет использовать полу-
ченные геохимические данные при региональном металлогеническом ана-
лизе и прогнозе месторождений полезных ископаемых.

ЛИТЕРАТУРА

1. Атлас литолого-палеогеографических карт юрского и мелового периодов Западно-Сибирской равнины в масштабе 1:5 000 000. Тюмень, 1976.
2. Бабина Н.М., Конторович А.Э. Щелочные и щелочно-земельные элементы в осадочных породах Западно-Сибирской низменности. – Геохимия, 1966, № 6, с. 679–690.
3. Геология нефти и газа Западной Сибири./Конторович А.Э., Нестеров И.И., Салманов Ф.К. и др. М.: Недра, 1975.
4. Гавшин В.М., Бобров В.А., Демина Р.Г. и др. Геохимия микроэлементов в морских терригенных отложениях мезозоя Западно-Сибирской плиты. – В кн.: Всес. совещ. Геохимия платформенных и геосинклинальных осадочных пород и руд фанерозойского возраста. М.: ГЕОХИ АН СССР, 1980, с. 19–21.
5. Геохимия юрских и нижнемеловых отложений Западно-Сибирской низменности./Конторович А.Э., Берман Е.Л., Богородская Л.И. и др. М.: Недра, 1971, вып. 36. 252 с.
6. Каченков С.М., Флегонтова В.И. Малые элементы в осадочных породах и нефтях Западной Сибири. Л.: Недра, 1964, вып. 227, № 9, с. 174–190.
7. Конторович А.Э. Химический состав осадочных пород Западно-Сибирской плиты. – Докл. АН СССР, 1965, т. 163, № 4, с. 984–987.
8. Белоус Н.Х., Гольберг А.В., Каштанов В.А. Мезозойские и палеогеновые осадочные железные руды Западно-Сибирской низменности. – В кн.: Вопросы литологии и геохимии Сибири. Новосибирск, Наука, 1967, вып. 46, с. 17–27.
9. Методика и результаты изучения минералогии глин продуктивных отложений Западно-Сибирской низменности в связи с их нефтегазоносностью./Ушатинский И.Н., Бабицын П.К., Зарипов О.Г. и др. Тр. ЗапСибНИГНИ, 1970, вып. 35. 314 с.
10. Смыслов А.А. Геохимические эпохи и провинции и их металлогеническая специализация. – Тр. ВСЕГЕИ. Нов. серия, 1975, т. 241, с. 5–18.
11. Ушатинский И.Н., Зарипов О.Г. Минералогические и геохимические показатели нефтегазоносности мезозойских отложений Западно-Сибирской плиты. Свердловск, 1978. 208 с.
12. Ушатинский И.Н., Зарипов О.Г. Геохимия микроэлементов в мезозойских отложениях Западной Сибири. Тюмень, 1975, с. 158–162.
13. Ферсман А.Е. Геохимия России. Вып. 1. Петроград: Науч.-хим.-техн. изд-во, 1922. 214 с.
14. Ферсман А.Е. Геохимические проблемы Сибири. М.; Л.: Соцэкгиз, 1931. 10 с.
15. Ферсман А.Е. Геохимические проблемы Союза. Очерк 1. Л.: Изд-во АН СССР, 1932. 39 с.

А.М.Данилевич, Г.М.Шор, Л.В.Диордиевко

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ СПЕЦИАЛИЗАЦИЯ ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА ТУРАНСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Условия осадконакопления и геохимическая специализация постгерцинских мезозойских и кайнозойских отложений Туранской плиты предопределены гетерогенным строением ее фундамента, отдельные блоки которого в течение платформенного этапа развития испытывали неоднократно проявляющееся и не прекращающееся по настоящее время влияние тектонической активизации. На фоне существенных отличий в режиме осадконакопления отдельных частей Туранской плиты, предопределенных различиями тектонического режима, отчетливо прослеживается общая для осадочного чехла всей территории тенденция развития и соответственно геохимическая специализация покровных отложений. Она проявляется в том, что для осадочного чехла плиты в целом характерно ритмичное чередование терригенных, преимущественно континентальных молассоидных и угленосных отложений с морскими и лагуно-морскими терригенными, терригенно-карбонатными и соленосно-гипсоносными комплексами пород.

Климатические условия осадконакопления характеризуются проявленной тенденцией усиления аридности, начиная с пермского периода и по настоящее время.

Для терригенных осадков в целом отмечается слабая химическая дезинтеграция вещества. В составе глин преобладает монтмориллонит над каолинитом, в корках выветривания — бокситы над латеритами и окисное железо над закисным.

Геохимические исследования осадочных образований выполнены на формационной основе. Выделяемые формационные комплексы соответ-

Возраст	Тип формации	Концентрация элементов, %				
		литофильные				
		Mo, 10 ⁻³	P, 10 ⁻¹	Sr, 10 ⁻²	Y, 10 ⁻²	Zr, 10 ⁻²
N	Терригенно-карбонатная	0,1–2,4	0,5–10,5	2,2–6,6	0,2–0,6	0,9–1,3
		1,2	5,0	4,0	0,3	1,1
P	Терригенно-карбонатная	0,1–14	3,0–17,5	2,4–6,0	0,1–8,0	0,5–0,8
		2,5	10,0	3,5	4,0	0,6
K	Карбонатно-терригенная	0,2–1,1	5,0–32,6	2,2–5,0	0,2–0,4	0,8–4,0
		0,6	15,0	3,5	0,3	2,3
J	Терригенная и угленосная и карбонатная	0,1–0,4	0,3–0,7	1,0–2,7	0,2–0,3	1,7–1,9
		0,3	0,4	1,5	0,25	1,8
P–T	Молассоидная терригенная	0,3–2,0	0,2–0,7	1,5–3,0	0,2–0,3	1,0–1,6
		0,8	0,5	2,0	0,3	1,3

Примечание. В числителе — интервал содержаний, в знаменателе — среднее значение, прочерк — отсутствие данных.

ствуют основным стратиграфическим подразделениям — перми и триасу (нерасчлененным), юре, мелу, палеогену и неогену.

Геохимическая специализация осадочных образований территории выражается в постепенном переходе от нечетко дифференцированных ассоциаций химических элементов в молассоидных пермо-триасовых отложениях к литосидерофильным и литохалькофильным ассоциациям в юрских и меловых отложениях и, наконец, к преимущественно литофильным ассоциациям в палеогеновых и неогеновых отложениях. Закономерности размещения месторождений полезных ископаемых в осадочном чехле Туранской плиты связаны преимущественно с экзогенными процессами седиментационного и эпигенетического характера и предопределены в целом геохимической специализацией рудовмещающих толщ.

Сводные данные о распределении ряда рудных и рассеянных элементов в осадочных образованиях Туранской плиты приведены в таблице.

Характерные для этой молодой платформы закономерности режима осадконакопления и геохимической специализации проявляются с разной степенью интенсивности и контрастности в отдельных блоках Туранской плиты, различающихся степенью тектонической активности.

На территории центральной части плиты выделяется фрагмент Днепрово-Алайского линеамента — шовной грабенной структуры, ограниченной региональными глубинными разломами, неоднократно подновляющимися в мезозойское и кайнозойское время. Эта линейная структура на территории плиты объединяет Мангышлакскую горную область, Бухаро-Хивинскую зону и Южные Кызылкумы. Ее геохимическая специализация определяется широко проявленной битуминозностью в виде крупных нефтегазовых месторождений и эпигенетических концентраций твердых битумов на литофильном и халько-литофильном фоне покровных отложений. Мангышлакское поднятие и его обрамление может быть охарактеризовано как район с определившейся металлогенической специализацией сингене-

Возраст	Тип формации	Концентрация элементов, %							
		сидерофильные				халькофильные			
		V, 10 ⁻³	Mn, 10 ⁻²	Ti, 10 ⁻⁸	Co, 10 ⁻³	Ni, 10 ⁻³	Pb, 10 ⁻³	Ag, 10 ⁻³	Sn, 10 ⁻³
N	Терригенно-карбонатная	4,7–6,3	6,0–9,0	–	–	–	1,0–1,6	–	–
		5,0	8,0	–	–	–	1,3	–	–
P	Терригенно-карбонатная	3,2–21,0	7,0–7,5	–	–	–	0,4–1,3	–	–
		8,5	7,3	–	–	–	0,8	–	–
K	Карбонатно-терригенная	4,2–9,1	6,0–16,0	1,1–2,0	0,4–1,3	2,4–4,0	1,3–1,8	0,07–0,09	0,1–0,4
		7,0	11,0	1,5	1,1	3,5	1,6	0,08	0,25
J	Терригенная и угленосная и карбонатная	5,7–7,7	10,8–12,0	2,0–2,5	0,7–1,0	1,9–2,6	2,4–2,7	–	0,6–0,8
		6,5	11,0	2,2	0,8	2,3	2,5	–	0,7
P–T	Молассоидная терригенная	5,2–6,6	14,0–15,5	0,1–0,15	1,2–1,3	2,7–3,3	2,1–8,1	0,04–0,03	0,5–1,1
		5,7	14,5	0,13	1,2	3,0	4,5	0,03	0,8

тических (мел—неоген) и эпигенетических (неоген—четвертичный) концентраций литофильных элементов: Sr, P, Mo, TR.

Кызылджумская, Сырдарьинская и Чу-Сарысуйская суборогенные области, осадочный чехол которых формировался преимущественно в континентальных условиях и в меньшей мере — в морских эпиконтинентальных бассейнах, характеризуются развитием эпигенетических процессов, связанных со становлением Тянь-Шанского орогена в неоген-четвертичное время. Геохимическая специализация осадочных отложений этих регионов имеет в основном халько-литофильный профиль (Se, Mo). В озерных бассейнах эпохи новейшей активизации формировались глинистые осадки, обогащенные органическим веществом и первично специализированные по ряду преимущественно литофильных элементов (илийская, серафимовская свиты неогена).

Северо-западная часть Туранской плиты, охватывающая область распространения осадков Сарматского эпиконтинентального бассейна, может быть охарактеризована как геохимическая провинция с определившейся сингенетичной литофильной ассоциацией элементов, среди которых ведущими являются Sr, P, Mo и редкие земли.

В пределах Каракумской платформенной области, включающей Предкопетдагский прогиб, мощность чехла которой достигает нескольких километров, развиты крупные газовые месторождения, приуроченные к купольным структурам. Неоген-четвертичные толщи этой территории, покрывающие огромную площадь пустыни Каракум, характеризуются низким уровнем накопления рудных элементов, обычно не превышающим кларковых концентраций.

Районы южных окраин Туранской плиты — Красноводский, Туаркырский и Гаурдакский, тектонический режим которых в значительной степени обусловлен влиянием активизационных процессов Средиземноморской геосинклинали, — характеризуются халькофильной металлогенической специализацией (Pb, Zn, Cu, Hg, Ag), связанной с проявлением гидротермальной деятельности в позднемезозойскую эпоху.

В заключение кратко обзора геохимической специализации покровных отложений следует подчеркнуть, что для платформенного этапа развития и новейшей активизации Туранской плиты характерно проявление нескольких типов экзогенных процессов, из которых ведущими являются следующие.

1. Процессы физического перераспределения кластических масс, приводящих к образованию россыпей в неогеновых и четвертичных осадках (Ti, Zr).

2. Процессы химической садки ряда малых элементов, совместно с сульфидами и солями в меловых, палеогеновых и неогеновых отложениях (P, Sr, S, TR).

3. Процессы физико-химической сорбции в углях, зонах лимонитизации и глинах, регионально проявленные в юрских и палеогеновых отложениях и имеющих место в меловых и неогеновых толщах (V, Pb, Cu, Mo, Be, Ge).

4. Процессы эпигенетического перераспределения элементов, осуществляемые водной фазой в терригенных и хемогенных породах, наибольшее развитие получившие в юрскую, меловую и палеогеновую эпохи (B, S, P, Ca).

5. Процессы эпигенетической аккумуляции в связи с инфильтрационной деятельностью подземных вод, литофильных и халько-литофильных элементов (Se, Mo) в терригенных породах первично обогащенных органическим веществом угольного ряда, а также вторично битуминозных отложениях мелового, палеогенового и неоген-четвертичного возраста.

УДК 550.4: 552.5 (571.6)

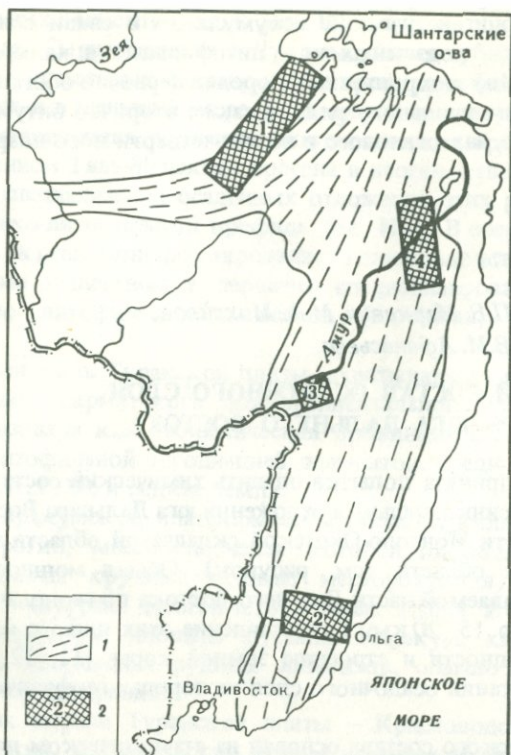
*Ю.Г.Волохин, П.В. Маркевич, М.А. Михайлов,
Е.А. Киреева, В.М. Афанасьева*

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ОСАДОЧНОГО СЛОЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ ЮГА ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА

В статье предпринята попытка оценить химический состав палеозойско-мезозойских геосинклинальных отложений юга Дальнего Востока на примере восточной части Монголо-Охотской складчатой области и Сихотэ-Алинской складчатой области (см. рисунок). Общая мощность осадочного слоя в рассматриваемой части Дальнего Востока по геологическим данным составляет около 15–20 км. Сопоставление этих цифр с геофизическими данными по мощности и строению земной коры [11, 12, 15] приводит к выводу о залегании осадочного слоя на породах геофизического "базальтового" слоя.

Расчет химического состава основан на статистическом подсчете пропорции преобладающих типов пород, произведенном по опорным разрезам свит и толщ, и на данных по среднему химическому составу пород. Большинство химических анализов выполнено в Дальневосточном геологическом институте в лабораториях литологии и геохимии осадочных формаций по общепринятой методике. Часть проб анализировалась в лаборатории физико-химических методов исследования ДВГИ совокупностью рентгенофлуоресцентного (определения SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO , CaO , MnO , K_2O) и химического (определения Na_2O , FeO , п.п.п.) методов. Кроме того, использованы данные химических анализов 34 проб вулканических пород [1], 11 проб карбонатных пород [17] и 28 проб терригенных и кремнистых пород [16] из литературных источников. Количественный спектральный анализ выполнен в лаборатории физико-химических методов ДВГИ. Всего использовано более 900 анализов на основные породообразующие окислы и около 2000 количественных анализов на микроэлементы.

При вычислении химического состава комплексов были сделаны следующие допущения: 1) пропорция пород, определяемая как доля их суммарной мощности от полной мощности послойно описанных разрезов, принималась равной объемной, что приемлемо при наличии большого числа случайно и относительно равномерно распределенных по площади разрезов, характеризующих состав комплексов; 2) химический состав конгломератов и брекчий в большинстве случаев принимался равным среднему химическому составу песчаников; 3) плотность осадочных пород принята равной



Р и с. 1. Схема расположения районов с рассчитанным химическим составом осадочного слоя

1 — области мезозойской складчатости; 2 — районы с рассчитанным химическим составом геосинклинальных комплексов: 1 — восточная часть Монголо-Охотской области, 2 — Южный Сихотэ-Алинь, 3 — Хехцирское поднятие, 4 — северное окончание Главного антиклинория и Главного синклинория Сихотэ-Алиня

2,5 т/м³, а основных вулканических пород — 3,0 т/м³; 4) содержание микроэлементов вычислялось для бескарбонатной части геосинклинальных комплексов; 5) при расчете химического состава геосинклинальных комплексов не были учтены руды железа и марганца, а также фосфориты, распространенные в палеозойских отложениях Монголо-Охотской области, объем которых, по нашим оценкам, незначителен (0,01%) по сравнению с основными типами пород комплекса.

МОНГОЛО-ОХОТСКАЯ ОБЛАСТЬ

В восточной части Монголо-Охотской области широко развиты неметаморфизованные раннегеосинклинальные палеозойские отложения. Геосинклинальный комплекс включает породы от нижнего кембрия до нижнего карбона, а возможно до верхней перми [6, 9, 13]. Г.В.Рогован подразделяет палеозойский геосинклинальный комплекс на три яруса: нижний (кембрий и, возможно нижний ордовик), средний (силур, нижний и частично

средний девон), и верхний (средний девон—нижний карбон). Все три яруса сложены однотипными породами — терригенными, карбонатными, основными вулканогенными и кремнистыми, но их роль в строении каждого яруса различна. От нижнего яруса к верхнему увеличивается доля терригенных пород и уменьшается количество карбонатных, кремнистых и вулканогенных пород [3]. В составе палеозойского комплекса преобладают терригенные породы (66%), а среди них — песчаники, составляющие 80—90% всех терригенных пород, или около 50% объема всего комплекса.

Изучение состава терригенных пород комплекса показало, что в их образовании принимал участие материал двух источников сноса. Один из них — внешнее обрамление геосинклинали, сложенное гранитами и метаморфическими породами, поставлявшими аркозовый материал. Другим источником была сама геосинклиналь, поставлявшая граувакковый материал за счет разрушения вулканических построек и рифов [3, 10]. Смешение материала двух различных источников отразилось на среднем химическом составе терригенных пород.

Песчаники палеозойского комплекса по большинству химических характеристик занимают промежуточное положение между граувакками и аркозами, по Ф.Д.Петтиджону [22], и эвгеосинклинальными и миогеосинклинальными песчаниками, по Д.В.Миддлтоуну [21]. Они также близки к средним "грауваккам"¹ францисканской формации [20], отличаюсь от последних значительно более высоким отношением K_2O/Na_2O (0,83—для рассматриваемой зоны и 0,47—для францисканских). От средних песчаников геосинклиналей мира [14] песчаники палеозойского комплекса Монголо-Охотской области отличаются значительно большими содержаниями SiO_2 , MgO , K_2O , Na_2O и более низкими содержаниями железа и CaO .

Алевролиты и глинистые сланцы рассматриваемого комплекса имеют более кислый состав (содержание SiO_2 в них выше на 8—10% по сравнению со средним составом аналогичных пород геосинклиналей мира, по А.Б.Ронову, А.А.Ярошевскому [14]). Повышенное по сравнению с алевролитами содержание кремнезема в глинистых сланцах комплекса обусловлено заметным участием аутигенного кремнезема в условиях затрудненной поставки обломочного материала. Среди глинистых сланцев, по составу резко выделяются те из них, формирование которых связывается с преобразованием основных вулканических пеплов. Они характеризуются низкими содержаниями SiO_2 (40—50%), высокими содержаниями Mg , Fe и преобладанием Na_2O над K_2O , однако роль таких глинистых пород в составе комплекса невелика.

Карбонатные породы представлены известняками, доломитами и породами промежуточного состава. Магний метасоматоз и окремнение были широко проявлены в первичных рифовых известняках и обусловили высокие содержания Mg и SiO_2 в среднем составе карбонатных пород. В пересчете на нормативный минеральный состав в среднем, карбонатные породы комплекса содержат (в %): доломит 46, кальцит 41 и силикатный остаток 12, главным образом кварц.

¹ По классификации В.Д.Шутова [19], которую используют авторы данной статьи, большинство песчаников францисканской формации следует относить к граувакко-аркозам и кварц-полевошпатовым грауваккам.

Таблица I

Химический состав геосинклинального комплекса Монголо-Охотской области
(окислы - в %; элементы - в г/т)

Окислы, элементы	Ярус			Комплекс ($E_1 - C_1$)
	нижний ($E_1 - E_3$)	средний ($S - D_1$)	верхний ($D_2 - C_1$)	
SiO ₂	69,05	69,50	70,69	69,78
TiO ₂	0,42	0,67	0,56	0,59
Al ₂ O ₃	7,22	10,26	11,23	9,96
Fe ₂ O ₃	1,45	1,17	1,09	1,20
FeO	2,24	3,38	3,10	3,06
MgO	3,75	3,06	2,11	2,90
CaO	6,11	3,38	2,26	3,57
MnO	0,15	0,08	0,11	0,10
K ₂ O	1,36	1,88	2,62	2,01
Na ₂ O	1,40	2,16	2,73	2,19
P ₂ O ₅	0,18	0,27	0,17	0,22
П.п.п.	6,81	4,20	3,10	4,38
Sn	2,8	3,9	3,1	3,4
Pb	13	23	32	24
Zn	46	41	74	52
Cu	70	87	65	77
Ni	52	51	51	51
Co	18	16	19	17
Cr	54	87	68	74
V	68	76	102	83
B	61	71	72	69
Ag	0,07	0,07	0,10	0,08
Ga	10	13	18	14
Mo	—	1,6	2,2	1,8
Соотношение пород, %				
Конгломераты	1,4	3,7	3,7	3,2
Песчаники	26,8	50,5	62,8	49,7
Алевриты	2,0	10,3	16,3	10,5
Глинистые сланцы	0,5	2,0	4,3	2,4
Глинисто-крем- нистые сланцы	5,5	3,3	2,8	3,6
Кремнистые породы	40,8	18,3	8,4	19,7
Вулканогенные породы	10,8	10,5	1,2	7,6
Карбонатные породы	12,2	1,4	0,5	3,3

Вулканические породы комплекса представлены преимущественно лавами и субвулканическими телами, реже туфами толеитовых, щелочных оливиновых и трахибазальтов [1, 9, 18]. Щелочность вулканических пород в целом возрастает снизу вверх по разрезу комплекса, с преобладанием умеренно-калиевых (K_2O от 0,4 до 1,2%) в нижнем ярусе и щелочных оливиновых базальтов в верхнем ярусе.

Средние химические составы однотипных пород различных ярусов палеозойского комплекса достаточно близки.

Среди микроэлементов максимальные средние содержания Ni, Cr характерны для вулканических пород, Pb— для песчаников, V и Zr— для алевролитов и глинистых сланцев, Sn, Cu, Co, B, Ga, Mo— для глинисто-кремнистых, а Ag— для кремнистых пород.

Химический состав ярусов геосинклинального комплекса несколько различен, что обусловлено различиями в пропорциях основных типов пород (табл. 1). Содержания SiO_2 , Ni, Co близки во всех трех ярусах. Содержания Al_2O_3 , K_2O , Na_2O , Pb, B, Ga увеличиваются от нижнего яруса к верхнему, отражая увеличение доли терригенных пород в этом направлении. Снизу вверх по разрезу уменьшаются содержания MgO, CaO и потеря при прокаливании вследствие уменьшения количества карбонатных и вулканических пород. По химическому составу весь геосинклинальный комплекс близок к кислым изверженным породам, по А.П.Виноградову [2], отличаясь от них более высоким содержанием Ti, Mg, Ca, Cu, Ni, Co, Cr, V, B, Ag, Mo и дефицитом Al_2O_3 , K_2O , Na_2O . Более близок состав комплекса к составу гранито-гнейсового слоя, по Б.Г.Лутцу [8]. При близких содержаниях SiO_2 , TiO_2 , Fe_2O_3 , FeO, CaO и соотношении щелочей (K_2O/Na_2O составляет 0,91 для комплекса и 0,83 для гранито-гнейсового слоя) палеозойский комплекс характеризуется более низкими содержаниями Al_2O_3 , K_2O , Na_2O и более высокими содержаниями MgO и некоторых микроэлементов (Cu, Ni, Co, Cr, V).

Вывод о сравнительно кислом составе геосинклинального комплекса, вероятно, можно распространить на всю восточную ветвь Монголо-Охотской области (восточнее р.Зеи), включая и примыкающую с запада к охарактеризованному району "Джагдинскую зону" в понимании Г.Л.Кирилловой и М.Т.Гурбина [7]. По их данным, состав средне-верхнепалеозойского (S-P) геосинклинального комплекса Джагдинской зоны отличается от рассмотренного здесь района большим содержанием вулканогенных пород (30%) и меньшим кремнистых (10,4%) при равенстве содержания карбонатных пород. Следовательно, химический состав палеозойского геосинклинального комплекса всей восточной ветви, по-видимому, более основной, чем приведенный в табл. 1, и, по нашему мнению, приближается к составу гранодиоритов.

СИХОТЭ-АЛИНСКАЯ ОБЛАСТЬ

В Сихотэ-Алинской складчатой области химический состав осадочного слоя оценивался для ее южной наиболее изученной части по палеозойским-мезозойским геосинклинальным образованиям трех структурно-формационных зон: Главного антиклинория, Главного синклинория, Прибрежно-

го антиклинория. В этих зонах выделены эвгеосинклиальный комплекс Главного и Прибрежного антиклинориев (S—J?) и миогеосинклиальный комплекс (K₁), наиболее полно представленный в Главном синклинории.

Терригенные породы обоих комплексов характеризуются кислым составом. Наиболее распространенные среди них — песчаники по петрохимическому составу близки к аркозам. Различия мио- и эвгеосинклиальных песчаников проявляются преимущественно в соотношении щелочей и содержании микроэлементов. Отношение K₂O/Na₂O больше единицы в миогеосинклиальных песчаниках и значительно меньше единицы в эвгеосинклиальных (0,66 для песчаников Главного антиклинория и 0,31—для песчаников Прибрежного антиклинория). Миогеосинклиальные песчаники в среднем обогащены Sn, Pb, Zn, В и содержат меньше Cu, Ni, Cr, V по сравнению с эвгеосинклиальными, что объясняется повышенным участием основного вулканического материала в составе эвгеосинклиальных песчаников.

Химический состав геосинклиальных комплексов Южного Сихотэ-Алиня и пропорция пород представлены в табл. 2. Хотя соотношения пород для эв- и миогеосинклиальных комплексов резко различаются, химические составы комплексов оказываются достаточно близкими. Эвгеосинклиальный комплекс Главного и Прибрежного антиклинориев по сравнению с миогеосинклиальным содержит меньше кремнезема, Al₂O₃, K₂O, В, Pb и больше Ti, Fe, Mn, P, Cu, Ni, Co, Cr, V. Состав эв- и миогеосинклиального комплексов и всего осадочного слоя Южного Сихотэ-Алиня близок к составу гранодиоритов.

По более северной части Сихотэ-Алинской складчатой области авторы располагают небольшим объемом аналитических данных, относящихся преимущественно к породам эвгеосинклиального комплекса Хехцирского поднятия (хабаровская P₂hb и воронежская T—J₁ vt свиты)¹, а также северного окончания Главного антиклинория и Главного синклинория Сихотэ-Алиня (джаурская и киселевская свиты, T₃—J₁). Эти данные все же позволяют произвести приближенную оценку химического состава геосинклиальных отложений в северной части Сихотэ-Алинской складчатой области (табл.3). Средние химические составы основных типов пород этой части региона близки к составу аналогичных пород Южного Сихотэ-Алиня, а химический состав эвгеосинклиального комплекса близок к составу кислых изверженных пород. Здесь, по сравнению с южной частью, уменьшается роль обломочных пород и возрастает содержание глинистых, глинисто-кремнистых, а также кремнистых пород. Химический состав эвгеосинклиального комплекса приближается к составу гранитов—гранодиоритов.

Эвгеосинклиальные комплексы Монголо-Охотской и Сихотэ-Алинской областей весьма сходны между собой по химическому составу и приближаются к составу кислых изверженных пород и гранито-гнейсового слоя, по Б.Г.Лутцу [8]. Сравнение с отложениями Аппалачской и Кордильерской эвгеосинклиналей [23] позволяет отметить, что дальневосточные эвгеосинклиальные комплексы, несмотря на их более кислый состав, весьма сходны с североамериканскими. Особенно близки они к францисканской формации (табл. 4). Таким образом, гранодиоритовый—гранитный состав эвгеосинклиальных комплексов характерен в известной степени и для

¹ Возраст воронежской свиты принимается по В.Г.Варнавскому [5].

Таблица 2

Химический состав геосинклинальных комплексов Южного Сихотэ-Алиня
(окислы — в %; элементы — в г/т)

Окислы, элементы	Эвгеосинклинальный комплекс			Многогеосин- клинальный комплекс Главного синклинор- ия (K ₁)	Осадочный слой Южно- го Сихотэ- Алиня (S-K ₁)
	Главный антикли- норий (S-J?)	Прибрежный антиклино- рий (S-J?)	Среднее		
SiO ₂	67,93	65,04	66,61	68,91	67,54
TiO ₂	0,89	1,26	1,06	0,46	0,86
Al ₂ O ₃	11,42	11,43	11,42	13,47	11,99
Fe ₂ O ₃	2,30	2,53	2,41	1,45	2,21
FeO	3,58	4,06	3,80	3,05	3,41
MgO	2,63	2,19	2,43	1,40	2,30
CaO	2,90	4,20	3,49	1,47	2,98
MnO	0,12	0,16	0,14	0,08	0,10
K ₂ O	1,83	1,72	1,78	3,02	1,97
Na ₂ O	2,46	1,90	2,20	2,04	2,40
P ₂ O ₅	0,22	0,25	0,23	0,09	0,21
П.п.п.	4,41	5,14	4,74	4,28	4,23
Sn	4,9	—	4,9	5,0	4,7
Pb	18	—	18	28	20
Zn	95	—	95	75	90
Cu	73	—	73	32	69
Ni	72	—	72	41	68
Co	25	—	25	12	24
Cr	93	—	93	78	92
V	125	—	125	76	117
B	59	—	59	91	72
Mo	3	—	3	—	3,2
Соотношение пород, %					
Терригенные,	55	49	52,3	100	
в том числе					
песчаники,	—	42	—	80	
алевролиты и					
глины	—	7	—	20	
Кремнистые	22	26	23,8	—	
Карбонатные	2	9	5,2	—	
Вулканогенные	21	16	18,7	—	
Мощность, км	13,4	11,3	12,3	3,5	

северо-западного, и для северо-восточного секторов Тихого океана. Вместе с тем он отличается от среднего состава геосинклиналей мира, по А.Б.Ронову, А.А.Ярошевскому [14] и Д.Сибли, Д.Уилбанду [24]. Геосинклинальные комплексы Дальнего Востока содержат больше кремнекислоты, щелочей и меньше глинозема и кальция, что отражает различия в относительной

Таблица 3

Химический состав геосинклинальных комплексов северной части Сихотэ-Алинской области (в %)

Оксиды	Хехцирское поднятие			Главный антиклинорий и Главный синклинорий		
	эвгеосинклинальный комплекс			эвгеосинклинальный комплекс (Т ₃ -J ₁)	миогеосинклинальный комплекс (J-K ₂)	осадочный слой (Т ₃ -K ₂)
	хабаровская свита (P ₂ hb)	воронежская свита (T-J ₁ vr)	среднее (P ₂ -J ₁)			
SiO ₂	69,51	74,75	72,08	72,96	68,31	69,60
TiO ₂	0,55	0,43	0,49	0,67	0,61	0,63
Al ₂ O ₃	12,38	11,01	11,70	8,23	14,93	13,07
Fe ₂ O ₃	1,52	1,34	1,43	2,48	1,40	1,70
FeO	2,95	2,05	2,51	3,28	2,64	2,82
MgO	2,13	1,51	1,83	2,86	1,44	1,83
CaO	2,63	1,59	2,12	3,70	0,82	1,62
MnO	0,13	0,09	0,11	0,12	0,06	0,08
K ₂ O	1,08	1,16	1,12	1,13	3,80	3,06
Na ₂ O	3,30	2,77	3,04	1,60	2,89	2,53
P ₂ O ₅	0,27	0,31	0,29	-	-	-
П.п.п.	3,13	2,65	2,89	2,83	2,67	2,71
Соотношение пород, %						
Конгломераты и брекчи	-	0,4	0,2	5,8	3,3	4,0
Песчаники	11,9	25,1	18,4	4,6	42,9	32,3
Алевролиты	30,1	6,7	18,6	11,8	28,7	24,0
Глинистые	30,6	31,8	31,2	3,8	20,3	15,7
Глинисто-кремнистые	2,5	11,7	7,0	3,6	0,5	1,4
Кремнистые	14,2	19,5	16,8	50,3	1,9	15,3
Карбонатные	0,3	-	0,1	1,5	-	0,4
Вулканогенные	10,4	4,8	7,7	18,6	2,4	6,9
Мощность, км	2,5	2,4	4,9	2,0	5,2	7,2

распространенности пород. В геосинклиналях мира в среднем гораздо больше глинистых (38%) и особенно карбонатных (22%) пород, значительно меньше обломочных пород, не учтены, по-видимому, кремнистые породы. Весьма слабое карбонатонакопление и большая роль кремнистой седиментации являлись, по-видимому, характерными особенностями осадконакопления в палеозойских геосинклинальных бассейнах Северо-Восточного и Северо-Западного секторов Тихоокеанского пояса.

Приведенные данные позволяют предположить, что осадочный слой земной коры юга Дальнего Востока формировался преимущественно за счет переработки сиалической континентальной коры, материал которой и предопределил кислый (гранит-гранодиоритовый) состав слоя. Поставка

Таблица 4

Химический состав геосинклинальных комплексов (окислы — в %; элементы — в г/т)

Окислы, элементы	Эвгеосинклинали			Геосинклинали мира (Ронов, Ярошевский, 1976)	Кислые изверженные породы (Виноградов, 1962)	Гранодиориты (Дели, 1936)	Гранито-гнейсовый слой (Лутц, 1975)
	Монголо-Охотская	Сихотэ-Алинская	Кордильерская (Франциска, Schwab, 1971)				
SiO ₂	69,78	66,48	65,8	48,83	69,4	65,1	66,7
TiO ₂	0,59	0,87	0,5	0,75	0,38	0,57	0,5
Al ₂ O ₃	9,96	11,42	13,8	12,86	14,55	15,94	15,2
Fe ₂ O ₃	1,20	2,40	1,6	2,51	—	1,74	1,5
FeO	3,06	3,82	3,6	3,06	—	2,65	3,1
Fe	3,22	4,65	3,9	4,14	2,7	3,38	3,5
MgO	2,90	2,41	2,6	3,11	0,93	1,91	2,0
CaO	3,57	3,55	3,0	12,70	2,21	4,42	3,7
MnO	0,10	0,14	0,1	0,11	0,08	0,07	0,1
K ₂ O	2,01	1,78	1,6	1,92	4,02	2,75	3,0
Na ₂ O	2,19	2,18	3,4	1,65	3,73	3,70	3,6
P ₂ O ₅	0,22	0,23	0,1	0,16	0,16	0,20	—
П.п.п.	4,38	4,77	4,0	12,39	—	—	—
Sn	3,4	4,9	—	—	3,0	—	—
Pb	24	18	—	—	20	—	—
Zn	52	95	—	—	60	—	—
Cu	77	73	—	—	20	—	15
Ni	51	72	—	—	8	—	20
Co	17	25	—	—	5	—	12
Cr	74	93	—	—	25	—	55
V	83	125	—	—	40	—	54
B	69	59	—	—	15	—	—
Mo	1,8	3	—	—	1	—	—

эндогенного базальтового материала в значительной мере сбалансирована накоплением мощных толщ кремнистых пород и в целом не привела к изменению состава геосинклинальных комплексов в сторону большей основности.

ЛИТЕРАТУРА

1. Архипов Г.И., Панских Е.А. Базальтоидный магматизм и железнакопление в Джагдинской эвгеосинклинали. — В кн.: Вопросы магматизма и тектоники Дальнего Востока. Владивосток, 1975, с. 56–67.
2. Виноградов А.П. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород. — Геохимия, 1962, № 7, с. 555–571.
3. Волохин Ю.Г. Петрографический состав песчаников палеозоя восточной части Монголо-Охотской складчатой области. — В кн.: Геология окраин континентов. Владивосток: 1979, с. 68–71.

4. *Волохин Ю.Г., Михайлов М.А.* Источники кремнезема кремнистых пород восточной части Монголо-Охотской складчатой области. — В кн.: Геохимия и минералогия осадочных комплексов Дальнего Востока. Владивосток, 1979, с. 21–42.
5. Геология СССР, т. XIX. Хабаровский край и Амурская область. 4. 1. Геологическое описание. М.: Недра, 1966. 707 с.
6. *Зимин С.Г., Мамонтов Ю.А., Парфенов Л.М.* и др. Схема тектоники восточной части Монголо-Охотской системы. — В кн.: Принципы тектонического районирования. Владивосток, 1975, с. 57–69.
7. *Кириллова Г.Л., Турбин М.Т.* Формации и тектоника Джагдинского звена Монголо-Охотской складчатой области. М.: Наука, 1975, 114 с.
8. *Лутц Б.Г.* Химический состав континентальной коры и верхней мантии Земли. М.: Наука, 1975. 165 с.
9. *Мамонтов Ю.А., Попеко В.А.* Палеозойский базальтоидный магматизм восточной части Монголо-Охотского пояса. — В кн.: Вопросы магматизма и тектоники Дальнего Востока. Владивосток, 1975, с. 68–82.
10. *Михайлов М.А., Волохин Ю.Г.* Петрохимический состав песчаников палеозоя восточной части Монголо-Охотской складчатой области. — В кн.: Геология окраин континентов. Владивосток, 1979, с. 72–74.
11. *Потапов С.В., Спирина Е.Е., Мараханов В.И., Петров А.В.* Результаты глубинного сейсмозондирования в Хабаровском крае. — Сов. геология, 1979, № 8, с. 84–97.
12. *Радкевич Е.А., Аргентов В.В., Гнибиденко Г.С.* и др. Глубинное строение Приморья по данным ГСЗ и вопросы магматизма и металлогении. — Геология и геофизика, 1975, № 12, с. 3–13.
13. *Розанов Г.В.* Тектоника восточной части Монголо-Охотской складчатой геосинклинальной системы: Автореф. дис... канд. геол.-мин. наук. Хабаровск, 1976. 24 с.
14. *Ронов А.Б., Ярошевский А.А.* Новая модель химического строения земной коры. — Геохимия, 1976, № 12, с. 1763–1795.
15. *Салуи С.А., Потапов С.В.* Строение земной коры советского Дальнего Востока по данным ГСЗ. — Геотектоника, 1980, № 4, с. 85–94.
16. *Силантiev В.Н., Кондигеров В.Н.* К литологической и геохимической характеристике докаменноугольных отложений центрального Сихотэ-Алиня. — В кн.: Вулканогенно-осадочные формации Дальнего Востока (литология и геохимия). Владивосток, 1978, с. 6–17.
17. *Шехоркина А.Ф.* Формация и рудоносность нижнего кембрия хребта Джагды. М.: Наука, 1976. 198 с.
18. *Школьник Э.Л.* Железорудная эффузивно-яшмовая формация и железные руды Удского района Хабаровского края. — В кн.: Геология и генезис докембрийских железисто-кремнистых и марганцевых формаций мира. Киев: Наукова Думка, 1972, с. 196–203.
- ✓ 19. *Шутов В.Д.* Классификация песчаников. — Литология и полез. ископаемые, 1967, № 5, с. 86–103.
20. *Bailey E.H., Irwin W.F., Jones D.L.* Franciscan and related rocks and their significance in the geology of western California. — Calif. Dep. Nat. Research Div. Mines Bull., 1964, vol. 183 p. 171.
21. *Middleton G.V.* Chemical composition of sandstones. — Bill. Geol. Soc. Amer., 1960, vol. 71, N 7, p. 1011–1026.
22. *Pettijohn F.J.* Chemical composition of sandstones-excluding carbonate and volcanic sands. — Geol. Surv. Profess. Pap., 1963, vol. 440—S, p. 21.
23. *Schwab F.I.* Geosynclinal composition and the new global tectonics. — J. Sediment. Petrol., 1971, vol. 41, N 4, p. 928–938.
24. *Sibley D.F., Wilband J.T.* Chemical balance of the Earth's crust. — Geochim. et cosmochim. et cosmochim. acta, 1977, vol. 41, p. 545–554.

Ю.П. Гурин, Г.А. Казаков, А.Б. Ронов

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ОСАДОЧНЫХ ТОЛЩ РАЗЛИЧНЫХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ЗОН КАВКАЗСКОЙ ГЕОСИНКЛИНАЛИ

Кавказская геосинклиналь была выбрана нами в качестве объекта для отработки методов изучения химического состава геосинклинальных зон земной коры. Выбор именно этого региона был продиктован его хорошей геологической изученностью и обнаженностью. Существенно также то, что Кавказская геосинклиналь граничит с молодой Скифской платформой, непосредственно примыкающей к наиболее детально геохимически изученной Русской (Восточно-Европейской) платформе.

На территории Кавказа и Предкавказья широко распространены мезозойские и кайнозойские отложения. Поэтому основные усилия были сосредоточены на изучении геохимии альпийского тектонического цикла ($J_1 - Q$). По тектоническому режиму цикл подразделяется на два этапа: собственно геосинклинальный ($J_1 - P_2$) и орогенный ($P_3 - Q$). Если рассматривать тектонический профиль от древней Русской платформы к молодой Скифской и далее вглубь геосинклинали, то для первого этапа в составе геосинклинали выделяются следующие тектонические зоны: внешняя и внутренняя миогеосинклинали Большого Кавказа, Закавказский срединный массив, эвгеосинклиналь Малого Кавказа. На орогенном этапе они сменяются системой передовых прогибов Предкавказья, отделенных поднятием Большого Кавказа от Рионо-Куринского межгорного прогиба, который, в свою очередь, поднятием Малого Кавказа отделен от межгорных прогибов на его южной периферии [12].

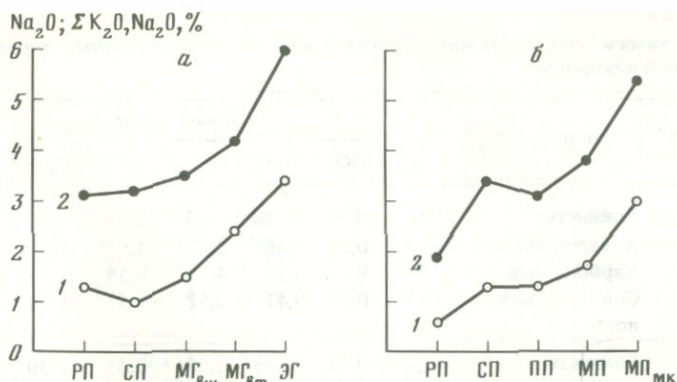
Каменный материал отбирался по пересечениям вкрест основных тектонических структур и по скважинам в закрытых районах. При этом мы старались по возможности охватить все структурно-фациальные зоны, в пределах которых исследованные разрезы располагались через приблизительно равные интервалы, естественно, с корректировкой на степень изученности, надежности стратиграфии, полноты вскрытия данной толщи. Помимо этого, при выборе разрезов учитывалось их положение на палеогеографических картах: мы стремились расположить разрезы так, чтобы точки отбора охватывали всю площадь палеобассейна. Образцы отбирались послойно. Полевые определения литологических разностей пород дополнялись изучением штифов в камеральных условиях.

Для химического анализа образцы из каждого обнажения (скважины) объединялись в средние пробы пропорционально мощности пород данного литологического состава в пределах выбранных нами стратиграфических подразделений. Таких стратиграфических интервалов, отвечающих одному или нескольким ярусам, для мезозоя и кайнозоя было выделено 17. Литологические разности объединены в 5 групп: алевропесчаные, глинистые, карбонатные, сульфатные и вулканические породы. Всего собрано свыше 25000 образцов, объединенных в 1350 средних проб. Каждая такая проба отвечает точке на геохимической карте. Основой для последних послужили палеогеографические карты "Атласа литолого-палеогеографических

карт СССР" масштаба 1:7 500 000 и "Атласа литолого-палеогеографических карт Русской платформы и ее геосинклинали и ее геосинклинали" масштаба 1:5 000 000 [1, 2]. В большинстве средних проб были определены содержания породообразующих элементов и лишь в части из них — редкие элементы. Полученные данные были использованы для оценки распределения элементов по площади палеобассейнов, выяснения геохимии отдельных групп фаций и т.д. Ограничения объема данной статьи не позволяют рассмотреть здесь этот первый этап геохимического обобщения, но можно сослаться на опубликованные работы по геохимии юрских бассейнов [4, 5, 10].

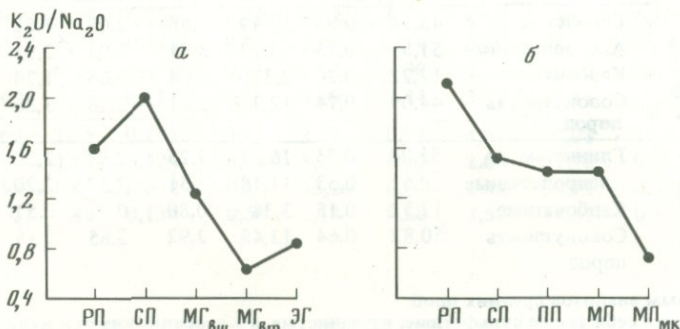
Более высокой степенью обобщения является сравнение средних составов отдельных типов пород или их совокупности для разных тектонических зон, располагающихся в естественной последовательности от древней платформы к внутренним зонам Кавказской геосинклинали области, т.е. на геотектоническом профиле. Генерализация данных химических анализов или смешение материала проб производились с учетом объемов пород, которых представляют средние пробы [7, 8]. Для выяснения объема по палеогеографическим картам определялись площади распространения фациальных комплексов в данной тектонической зоне, расстояние до соседних точек отбора, мощность толщи данного возраста, а по описанию разрезов — соотношение пород. В качестве единичного тектонического подразделения использованы упоминавшиеся в начале статьи тектонические зоны, а стратиграфический интервал определен как отдел системы. В результате получена геохимическая матрица, состоящая из геотектонических профилей разного возраста. Дальнейшая генерализация заключалась в составлении генеральных проб или подсчете средних составов для отдельных стадий альпийского тектонического цикла и геосинклинали в целом, при этом соблюдался тот же принцип пропорциональности объемам пород. В итоге осадочные толщи Кавказской геосинклинали опробованы наиболее полно и систематически. Для сравнения использованы также данные анализов 800 проб из 10 000 образцов пород Скифской и Русской платформ, усредненных по той же методике. Герцинская геосинклинал Кавказа и Предкавказья представлена всего лишь 850 образцами. В сложно-смешанных пробах, составляющих геохимическую матрицу были определены содержания фтора, лития, рубидия, редких земель, форм серы и ее изотопный состав.

Наиболее сильные вариации химического состава по тектоническому профилю отмечаются в алевро-песчаных породах. В них от Русской платформы к внутренним зонам геосинклинали постепенно и последовательно нарастают содержания натрия, общая щелочность и величина Na/K отношения (табл. 1, рис. 1, 2). Растет также величина алюмокремниевое модуля (рис. 3) за счет падения содержаний кремнезема и увеличения концентрации алюминия. Состав глинистых пород более стабилен, однако и для них отмечается возрастание значений Al/Si в геосинклинали. Эвгеосинклинал резко выделяется среди других тектонических зон спецификой химического состава всех типов пород — почти полным отсутствием дифференциации в системе глинистые — алевропесчаные породы, высокими концентрациями натрия, щелочностью не только в алевро-песчаных, но и в глинистых породах, незрелостью пелитового вещества, низкими величинами



Р и с. 1. Изменение содержания щелочей в алевроспесчаных породах по геотектоническому профилю: а – геосинклинальный этап; б – орогенный этап

1 – Na_2O , 2 – $\Sigma \text{Na}_2\text{O}, \text{K}_2\text{O}$, содержания даны в расчете на бескарбонатную основу. РП – Русская платформа; СП – Скифская платформа; МГ_{вн} – внешняя зона миогеосинклинали Большого Кавказа; МГ_{вт} – внутренняя зона миогеосинклинали Большого Кавказа; ЭГ – эвгеосинклираль Малого Кавказа; ПП – передовые прогибы Предкавказья; МП – Рионо-Куринский межгорный прогиб; МП_{мк} – межгорные прогибы на южной периферии Малого Кавказа



Р и с. 2. Изменение величины отношения $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ в алевроспесчаных породах по геотектоническому профилю

а – геосинклинальный этап; б – орогенный

Al/Na и K/Na модулей. Необходимо отметить, что по сравнению с осадками Русской платформы осадки эвгеосинклинали не обнаруживают дефицита калия, который, казалось бы, можно ожидать, учитывая большую роль основного вулканизма в формировании вещества эвгеосинклинальных пород. В алевроспесчаных породах по мере продвижения от платформ в глубь геосинклинали накапливаются железо и магний (рис. 4). В глинистых породах это справедливо только для геосинклинального этапа (J_1-P_2), в то время как для глин орогенного этапа распределение этих элементов более сложное. В распределении марганца отмечено два максимума концентраций, приуроченных к внутренней зоне миогеосинклинали и к эвгеосинклинали. В инверсионную стадию марганец накапливается

Таблица 1

Средний химический состав мезозойских и кайнозойских осадочных пород Русской и Скифской платформ*

Тектоническая зона	Тип породы	Содержание, %							
		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	
Русская платформа	Глинистые	55,65	0,74	14,80	3,33	2,20	2,08	4,42	
	Алевропесчаные	72,05	0,51	7,36	2,63	1,57	1,20	4,10	
	Карбонатные	16,31	0,14	3,23	1,12	0,59	1,60	41,48	
	Совокупность пород**	49,89	0,51	9,41	2,52	1,57	1,68	14,40	
Скифская платформа	Глинистые	56,16	0,74	15,23	3,08	2,61	2,30	4,52	
	Алевропесчаные	70,19	0,55	9,52	1,97	2,12	1,51	4,08	
	Карбонатные	13,57	0,08	2,60	0,20	0,59	3,85	40,50	
	Совокупность пород	51,97	0,53	10,42	2,05	1,99	2,34	12,16	
Кавказская геосинклиналь	внешняя (миогеосинклинальная) зона	Глинистые	54,12	0,74	16,65	3,24	2,98	2,44	4,90
		Алевропесчаные	62,05	0,50	11,12	2,06	2,65	2,09	7,10
		Карбонатные	12,36	0,13	3,79	0,67	0,82	2,84	42,34
		Совокупность пород	52,28	0,62	13,72	2,75	2,75	2,51	9,12
	внутренняя (эвгеосинклинальная) зона	Глинистые	48,18	0,95	13,49	3,68	2,07	3,62	8,61
		Алевропесчаные	51,59	0,75	13,72	3,91	2,04	2,91	9,69
		Карбонатные	12,22	0,20	2,32	1,08	0,66	1,74	45,67
		Совокупность пород	44,09	0,74	12,35	3,71	2,20	3,36	15,35
	геосинклиналь в целом	Глинистые	53,84	0,75	16,51	3,26	2,94	2,50	5,07
		Алевропесчаные	60,61	0,53	11,48	2,31	2,57	2,20	7,45
		Карбонатные	12,32	0,15	3,34	0,80	0,77	2,51	43,36
		Совокупность пород	50,82	0,64	13,48	2,92	2,65	2,66	10,23

* По данным анализов средних проб.

** Включает в себя также сульфатные, кремнистые, а в геосинклинали и вулканические породы.

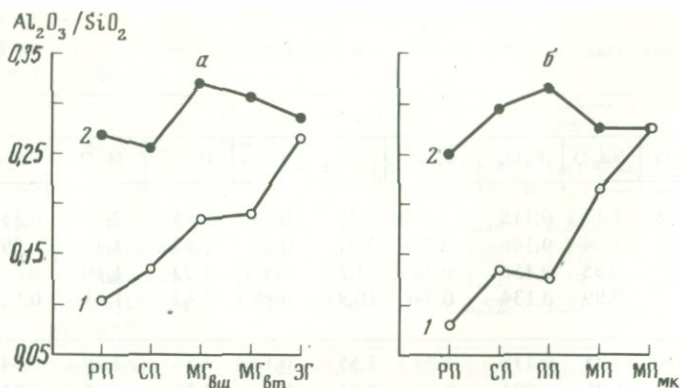
в осадочных толщах межгорных прогибов, особенно тех, которые располагаются ближе к центру геосинклинальной области. Вариации Mn/Fe по геотектоническому профилю Кавказской геосинклинали в точности повторяют распределение марганца. Следовательно, накопление марганца происходило прежде всего за счет отделения его от железа процессами осадочной дифференциации.

Распределение элементов на геотектоническом профиле определяется взаимодействием разных факторов. Одним из них является состав вещества, поступающего в осадочный цикл за счет переработки пород областей размыва или путем непосредственного приноса свежего эндогенного материала вулканическими процессами. Влияние источника хорошо прослеживается по составу редких земель [9]. Так, на геосинклинальном этапе падение La/Yb отношения в глинистых и алевропесчаных породах вглубь

Содержание, %											
MnO	K ₂ O	Na ₂ O	P ₂ O ₅	C _{орг}	CO ₂	SO ₃	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻	П.п.п.	Сумма	
0,068	2,38	1,17	0,115	1,17	3,35	0,24	5,35	2,84	0,55	100,46	
0,058	1,71	1,04	0,146	0,87	2,97	0,18	2,67	1,35	0,39	100,80	
0,035	0,79	0,65	0,150	0,30	31,57	нет	1,23	1,10	0,62	100,92	
0,056	1,75	0,99	0,134	0,84	10,91	0,16	3,42	1,91	0,52	100,67	
0,059	2,70	1,25	0,115	1,03	3,55	0,12	4,54	2,29	0,34	100,64	
0,073	1,96	1,05	0,094	0,57	3,23	0,07	2,30	1,05	0,31	100,65	
0,032	0,55	0,42	0,078	0,21	35,04	0,02	1,24	0,59	0,57	100,14	
0,058	1,97	1,00	0,099	0,69	10,20	0,18	3,02	1,48	0,38	100,54	
0,077	2,63	1,13	0,151	0,93	3,66	0,20	4,60	1,95	0,50	100,90	
0,095	1,71	1,46	0,121	0,41	5,25	0,13	2,52	1,09	0,30	100,65	
0,075	0,59	0,39	0,080	0,11	33,18	0,05	1,54	0,80	0,26	100,03	
0,083	2,14	1,24	0,136	0,67	6,77	0,21	3,66	1,54	0,40	100,50	
0,108	2,45	1,78	0,154	0,40	5,58	0,41	4,87	3,59	0,87	100,81	
0,163	2,35	2,94	0,135	0,20	5,03	0,14	3,70	1,16	0,16	100,59	
0,091	0,60	0,54	0,058	0,11	33,23	0,00	1,11	0,49	0,61	100,72	
0,120	1,62	2,52	0,123	0,15	8,79	0,24	3,12	1,41	0,29	100,18	
0,079	2,63	1,16	0,151	0,90	3,75	0,21	4,61	2,03	0,52	100,91	
0,104	1,80	1,67	0,123	0,37	5,22	0,13	2,68	1,10	0,28	100,63	
0,080	0,59	0,43	0,072	0,11	33,20	0,04	1,41	0,71	0,37	100,26	
0,090	2,05	1,47	0,134	0,58	7,13	0,22	3,57	1,52	0,38	100,54	

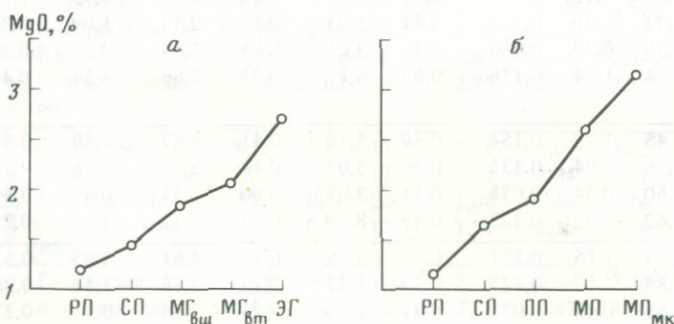
геосинклинали отражает возрастающую роль вклада вещества основных эффузивов в формировании химического состава осадочных пород (рис. 5). Так же ярко влияние основного вулканизма на состав осадков эвгеосинклинали подчеркнуто возрастанием величины K/Rb отношения, показывающим относительный дефицит рубидия здесь, пониженными содержаниями лития, фтора, урана.

Другим фактором является скорость осадконакопления, зависящая от скорости вертикальных движений в бассейне седиментации и на прилегающей суше. Скорость седиментации контролирует течение процессов диагенеза. В частности, при более высоких скоростях быстрее прерывается связь иловых вод с наддонными и микробиологическая редукция сульфата осуществляется в более закрытой системе. В результате в осадках образуется меньше пиритной серы, а ее изотопный состав утяжеляется [11].



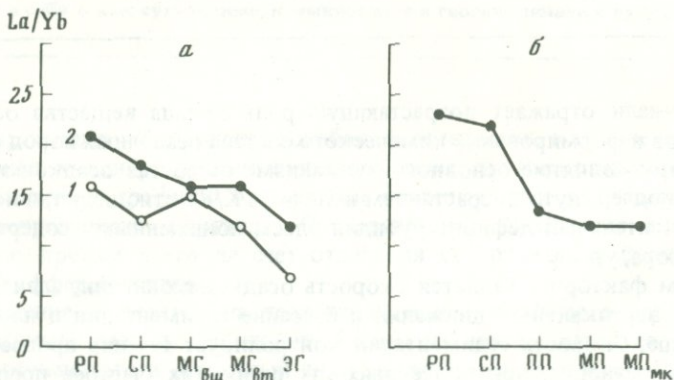
Р и с. 3. Изменение величины алюмокремниевых модуля в алевропесчаных и глинистых породах по геотектоническому профилю

a – геосинклинальный этап; *б* – орогенный
 1 – алевропесчаные породы; 2 – глинистые породы



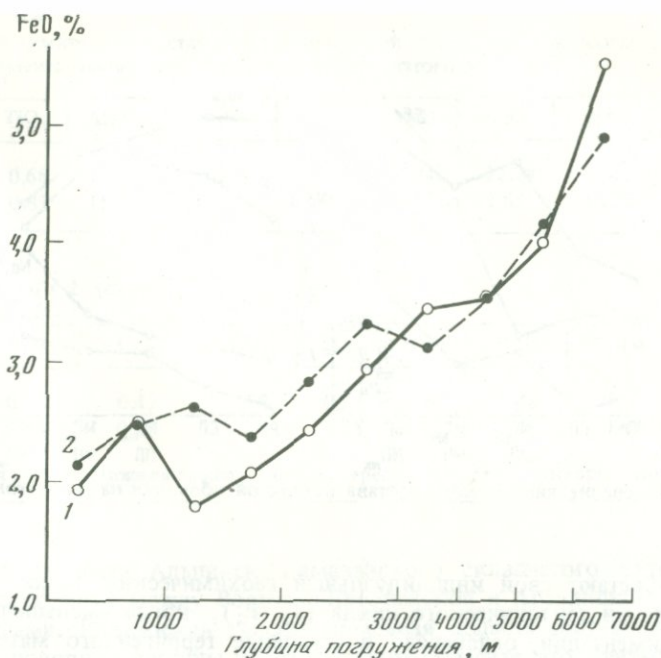
Р и с. 4. Изменение содержания магния в алевропесчаных породах по геотектоническому профилю

a – геосинклинальный этап; *б* – орогенный



Р и с. 5. Изменение отношения La/Yb в алевропесчаных породах по геотектоническому профилю

a – геосинклинальный этап; 1 – начальная стадия; 2 – срединная стадия альпийского тектонического цикла; *б* – орогенный этап



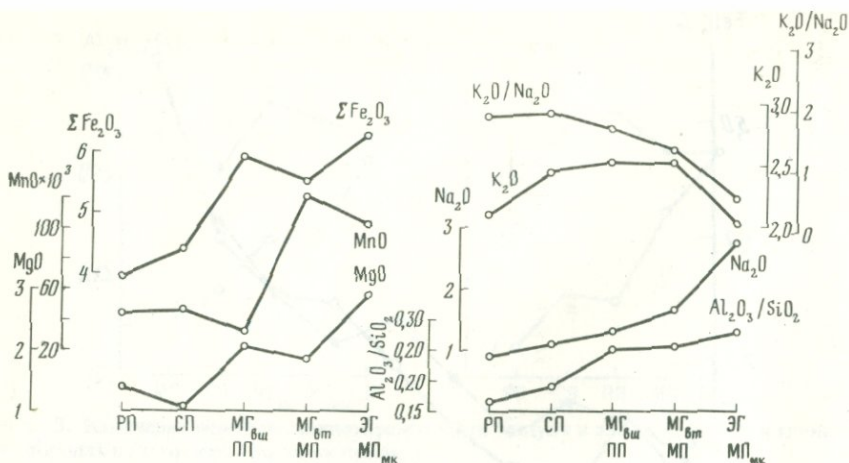
Р и с. 6. Изменение содержания закисного железа в осадочных породах Большого Кавказа с глубиной их погружения

1 — алевро-песчаные породы; 2 — глинистые

Этот процесс усиливается вглубь геосинклинали, достигая максимума в осевой зоне геосинклинального прогиба, располагавшейся во внутренней части миогеосинклинали, где, как отмечалось выше, скорости осадконакопления были наиболее высокими. На эту же зону приходится максимум восстановленности железа. Не исключено, однако, что, помимо скорости осадконакопления, существенную роль в процессах восстановления железа могло играть опускание толщ на более глубокие горизонты земной коры с присущими им повышенными значениями температуры и давления. Такое предположение следует из четкой связи между содержанием закисного железа и глубиной погружения осадков, реконструированной по серии литолого-палеогеографических карт более поздних эпох (рис. 6).

Скорости вертикальных движений в области денудации определили время пребывания вещества источников в зоне действия гипергенных процессов. Соответственно в геосинклинали, где градиент вертикальных движений выше, чем на платформе, постепенно затухают процессы осадочной дифференциации. Это хорошо видно, например, по уменьшению разделения суммы редких земель между глинистыми и алевропесчаными породами вглубь геосинклинали. На участках геосинклинали со стабильным тектоническим режимом — срединных массивах — осадочная дифференциация вновь возрастает.

В результате сложного взаимодействия всех этих факторов осадочные толщ каждой тектонической зоны на разных стадиях развития геосинкли-



Р и с. 7. Изменение химического состава осадочной оболочки на геотектоническом профиле

нали приобретают свой индивидуальный геохимический облик. Так, на средней стадии тектонического цикла (J_3-P_2), когда уменьшались скорости седиментации, ослабевало поступление терригенного материала и вследствие этого резко усиливалось значение компонентов, поступавших в осадки из вод бассейна, осадочные толщи миогеосинклинали, особенно ее внешней зоны, обогащаются свободным кремнеземом, в составе редкоземельных элементов проявляется цериевый дефицит, свойственный спектру лантаноидов морской воды. В раннеорогенную (инверсионную) стадию в передовых и межгорных прогибах накапливаются осадки, богатые органическим веществом, пиритной серой легкого изотопного состава с повышенными концентрациями таких металлов, как медь, уран, молибден.

Рассмотрим теперь химический состав совокупности глинистых, алевропесчаных, карбонатных, кремнистых, сульфатных и вулканических пород, т.е. состав мезо-кайнозойской части осадочной оболочки на территории Кавказа и прилегающих районов. На рис. 7 можно видеть, что от древней платформы к внутренним зонам геосинклинали осадочная оболочка последовательно обогащается железом, магнием, марганцем, натрием. Содержания калия максимальны в миогеосинклинали и снижаются от нее в обе стороны как к Русской платформе, так и к эвгеосинклинали Малого Кавказа. К центру геосинклинали области нарастает величина алюмокремниевое модуля, увеличивается общая щелочность осадочной оболочки на фоне снижения значений K/Na , отношения. Для совокупности пород эвгеосинклинали характерен значительный дефицит органического углерода, что подчеркивает существенный вклад эндогенных процессов в формирование состава осадочной оболочки этой зоны. Если расчетным путем снять карбонатность и избыток летучих, то оказывается, что состав алюмосиликатного вещества осадочной оболочки во внутренней зоне геосинклинали области близок к составу андезита, а для внешней зоны несколько сдвинут от андезита к дациту.

Кавказская геосинклинали область является северной частью цен-

Т а б л и ц а 2

Средний химический состав мезокайнозойской части осадочной оболочки центрального сегмента Альпийско-Гималайского складчатого пояса, %

SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	MnO	K ₂ O
48,19	0,68	13,04	3,23	2,48	2,94	12,24	0,101	1,88
58,53	0,83	15,84	3,92	3,01	3,57	2,85	0,122	2,28

Т а б л и ц а 2 (окончание)

Na ₂ O	P ₂ O ₅	C _{орг}	CO ₂	SO ₃	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻	П.п.п.	С у м м а
1,88	0,130	0,41	7,78	0,23	3,39	1,48	0,34	100,34
2,28	0,158	0,50	-	0,28	4,12	1,80	0,41	100,50

П р и м е ч а н и е. Нижняя графа — состав, пересчитанный на бескарбонатную основу.

трального сегмента Альпийско-Гималайского складчатого пояса, располагающегося здесь между Восточно-Европейской и Аравийской древними платформами. Кавказская геосинклинальная область составляет приблизительно половину ширины пояса в данном сегменте, что, учитывая отсутствие систематических данных по геохимии осадочных пород в его южной части, дает нам право экстраполировать полученные данные на сегмент в целом. Поскольку к югу от Малого Кавказа располагается более широкая полоса эвгеосинклинальных отложений, то, наверное, не следует использовать для характеристики сегмента средний состав Кавказской геосинклинальной области, где преобладают миогеосинклинальные осадки, а более правильным будет усреднение составов этих зон в равных пропорциях. Полученный таким образом химический состав осадочной оболочки центрального сегмента Альпийско-Гималайской складчатой области (табл. 2) оказывается менее кислым, чем состав рифейской геосинклинали Урала, осадочного слоя Монголо-Охотской и Сихотэ-Алинской складчатых областей, эвгеосинклинальных комплексов Кордильер [6, 3, 13]. Эти особенности Альпийского складчатого пояса являются следствием широкого проявления основного и среднего вулканизма, интенсивного карбонатонакопления, привноса из соседних областей только дисперсного терригенного вещества, в то время как псаммитовый кислый материал большей частью оставался на площади окружающих древних и молодых платформ, а также меньшим по сравнению с областью перехода к океану масштабом биогенного кремнеаккумуляции.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Атлас литолого-палеогеографических карт Русской платформы и ее геосинклинального оформления. Т. II. Мезозой и кайнозой. М.; Л.: Госгеолтехиздат, 1962.
2. Атлас литолого-палеогеографических карт СССР. Т. III / под редакцией А.П. Виноградова, М.: ВАГТ, 1968.
3. Волохин Ю.Г., Маркевич П.В., Михайлов М.А. и др. Химический состав осадоч-

- ного слоя коры юга Дальнего Востока. — В кн.: Геохимия платформенных и геосинклинальных осадочных пород и руд фанерозойского и верхнепротерозойского возраста. М.: ГЕОХИ, 1980, с. 62–64
4. *Гирич Ю.П.* Геохимия осадков лейвового бассейна Кавказской геосинклинали. — В кн.: Геохимия платформенных и геосинклинальных осадочных пород и руд фанерозойского и верхнепротерозойского возраста. М.: ГЕОХИ, 1980, с. 58–61
 5. *Загряжская Г.Д., Гирич Ю.П., Гриненко В.А., Савина Л.И.* Изменение изотопного состава серы в процессе образования осадочных толщ нижней и средней юры Кавказской геосинклинали. — Геохимия, 1973, № 10, с. 1447–1459
 6. *Казаков Г.А.* Геохимические особенности осадочных пород верхнего докембрия Уральской геосинклинали. — В кн.: Геохимия платформенных и геосинклинальных осадочных пород и руд фанерозойского и верхнепротерозойского возраста. М.: ГЕОХИ, 1980, с. 70–72.
 7. *Ронов А.Б., Гирич Ю.П., Казаков Г.А., Илюхин М.Н.* Сравнительная геохимия геосинклинальных и платформенных осадочных толщ. — Геохимия, 1965, № 8, с. 961–976
 8. *Ронов А.Б., Гирич Ю.П., Казаков Г.А., Илюхин М.Н.* Осадочная дифференциация в платформенных и геосинклинальных бассейнах. — Геохимия, 1966, № 7, с. 763–775.
 9. *Ронов А.Б., Балашов Ю.А., Гирич Ю.П., Братишко Р.Х., Казаков Г.А.* Закономерности распределения редкоземельных элементов в осадочной оболочке к земной коре. — Геохимия, 1972, № 12, с. 1483–1514.
 10. *Ронов А.Б., Гирич Ю.П., Ермишкина А.И., Мигдисов А.А., Казаков Г.А., Марковникова М.Б.* Геохимия фтора в осадочном цикле. — Геохимия, 1974, № 11, с. 1587–1611.
 11. *Ронов А.Б., Гриненко В.А., Гирич Ю.П., Савина Л.И., Казаков Г.А., Гриненко Л.Н.* Влияние тектонического режима на концентрацию и изотопный состав серы в осадочных породах. — Геохимия, 1974, № 12, с. 1772–1798.
 12. *Милановский Е.Е., Хаин В.Е.* Геологическое строение Кавказа, М.: Изд-во МГУ, 1963. 356 с.
 13. *Schwab F.L.* Geosynclinal composition and the new global tectonic. — J. Sediment. Petrol., 1971, vol. 41, N 4, p. 928–938.

УДК 550.4:246.79:552.4

Г.А. Казаков

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД ВЕРХНЕПРОТЕРОЗОЙСКОЙ ГЕОСИНКЛИНАЛИ УРАЛА

На примере Кавказской альпийской геосинклинальной области А.Б. Роновым и др. [1, 2] было показано, что одним из главных факторов, влияющим на химический и минералогический состав осадочных пород, является тектонический, т.е. положение толщ в ряду тектонической зональности от стабильных платформенных зон к активным эвгеосинклинальным. В связи с этим представляло большой научный интерес проследить закономерности изменения химического и минералогического состава главных литологических типов осадочных пород различных геосинклинальных зон земной коры как молодых, так и древних. Необходимо было выявить общие закономерности и специфику формирования составов осадочных пород в зависимости от ряда главных геологических факторов — тектонического положения в геосинклинальной области на различных стадиях ее развития, состава питающих провинций, климатической и фациальной зональности и др.

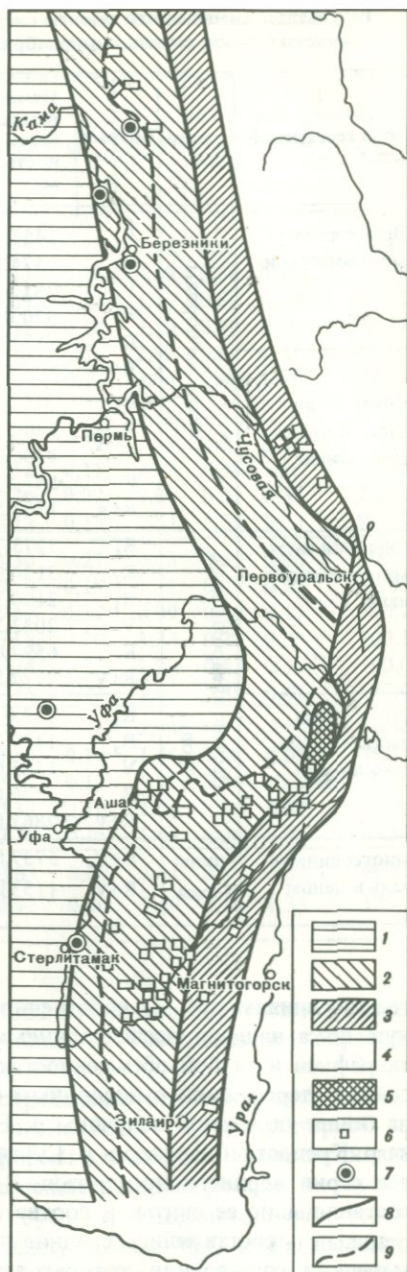
Р и с. 1. Схематическая карта точек отбора каменного материала

1 — Русская платформа; 2 — миогеосинклиналь (внешняя зона); 3 — то же (внутренняя зона); 4 — эвгеосинклиналь; 5 — протерозойское основание геосинклинали; 6 — обнажения; 7 — скважины; 8 — границы тектонических зон; 9 — границы передового прогиба в венде

Мы в своем исследовании выбрали для геохимического изучения и сопоставления Уральскую геосинклинальную область, как наиболее полную и длительно развивавшуюся (1400 млн. лет) активную зону земной коры. Уральское складчатое сооружение является восточным обрамлением Русской платформы и разделяются, согласно Н.П. Хераскову [5] и другим [4], на два структурных этажа — доуралиды (PR—O) и уралиды (O—T). В настоящем сообщении мы рассматриваем геохимические особенности осадочных пород нижнего структурного этажа, т.е. отложений рифей-вендского возраста.

В тектоническом плане Уральская геосинклиналь рифей-вендского отрезка времени (1650—570 млн. лет) подразделяется на мио- и эвгеосинклинальные структурные зоны, граница между которыми проводится по главному Уральскому разлому (рис. 1). В последнее время Г.С. Сенченко [4] на основании анализа геологического материала выделил из миогеосинклинальной зоны ее восточную часть в отдельную переходную от мио- к эвгеосинклинали криптоэвгеосинклинальную зону. Западную границу этой зоны он проводит по линии восточного склона Ямантауского антиклинория к середине Зилаирского синклинория.

Таким образом, в меридионально вытянутой широкой зоне Уральской верхнепротерозойской геосинклинальной области мы выделяем с запада на восток: 1) восточную часть Русской платформы — зону перикратонного опускания, 2) миогеосинклинальную зону, которую мы подразделяем на внешнюю и внутреннюю (криптоэв-



Результаты химического анализа сложно-смешанных проб песчано-алевролитовых и глинистых пород верхнего докембрия Уральской геосинклинальной области, %

Тектоническая зона геосинклинали	Тип породы	Возраст	Измеренная мощность, м	Среднее число проб/число образцов	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO
Внешняя часть миогеосинклинали	Глинистые породы	R ₁	1457,6	11/314	59,29	0,75	16,62	2,72	2,79
		R ₂	1574,1	11/256	59,16	1,05	18,92	3,90	2,46
		R ₃	381,5	14/169	57,67	0,94	17,55	5,08	2,53
		V	570,9	12/131	60,64	0,89	16,47	3,93	3,38
		R	3413,2	36/739	59,05	0,91	17,78	3,53	2,61
		R+V	3984,1	48/870	59,28	0,90	17,59	3,59	2,72
Внутренняя часть миогеосинклинали	Глинистые породы	R ₂	207,0	3/41	58,76	1,10	23,40	0,77	6,29
		R ₃	340,5	5/61	61,36	1,02	16,24	2,76	4,80
		V	1206,0	7/150	64,27	0,86	16,34	0,98	5,42
		R	547,5	8/102	60,38	1,05	18,95	2,01	5,36
		R+V	1753,5	15/252	63,06	0,92	17,15	1,30	5,40
Внешняя часть миогеосинклинали	Песчано-алевролитовые породы	R ₁	1275,7	9/273	69,30	0,41	8,92	1,94	2,41
		R ₂	3124,0	13/590	79,39	0,43	7,92	1,62	2,78
		R ₃	2190,3	13/481	78,10	0,39	7,40	2,14	2,29
		V	2082,3	16/388	76,12	0,57	9,14	2,09	3,15
		R	6590,0	35/1344	77,01	0,41	7,94	1,85	2,55
		R+V	8672,3	51/1732	76,80	0,45	8,22	1,91	2,69
Внутренняя часть миогеосинклинали	Песчано-алевролитовые породы	R ₂	157,0	3/34	80,39	0,38	6,52	0,65	2,66
		R ₃	1439,0	9/252	76,03	0,64	8,89	2,26	2,97
		V	1355,0	6/188	73,00	0,60	12,19	0,72	4,29
		R	1506,0	12/286	76,48	0,64	8,64	2,09	2,94
		R+V	2861,0	18/474	74,83	0,63	10,32	1,44	3,58
Миогеосинклиналь в целом	Глины	R+V	5737,6	63/1122	60,43	0,91	17,46	2,89	3,54
	Пески	R+V	11533,3	69/2206	76,31	0,49	8,75	1,80	2,91

геосинклинальную), 3) собственно эвгеосинклинальную зону, не охваченную пока нашими исследованиями в связи со слабо разработанной стратиграфией и слабой обнаженностью отложений. Нами было изучено 9 широтных пересечений с послойным отбором образцов от Полюдова Кряжа на севере до южной излучины р. Белой. Кроме того, опробованы разрезы на р. Крепостной Зилаир и р. Суваняк (см. рис. 1). Геохимически изучены все серии верхнего протерозоя. В каждой серии подробно изучались все составляющие ее свиты. В соответствии со стратиграфическими подразделениями составлялись средние пробы главных типов осадочных пород, методика составления которых апробирована нами для Кавказской геосинклинали и описана ранее [1, 2]. В данной работе в связи с отсутствующими данными по объемам пород расчет проводили, исходя из мощностей пород. Всего химически изучено 69 средних проб песчано-алевролитовых пород, составленных из 2206 отдельных образцов, 63 средних пробы глинистых пород, составленных из 1122 отдельных образцов, 39 средних проб

MnO	MgO	CaO	K ₂ O	Na ₂ O	P ₂ O ₅	Сорг	CO ₂	SO ₃	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻	П.п.п.	Сумма
0,033	2,95	2,55	4,34	1,05	0,202	0,61	1,95	0,25	2,59	0,57	0,55	99,81
0,033	2,74	0,90	4,57	0,57	0,092	0,37	0,33	0,16	3,19	0,66	0,19	99,29
0,048	2,81	1,66	4,26	0,90	0,162	0,23	1,09	0,27	3,33	0,84	0,79	100,16
0,089	2,52	1,33	3,52	1,14	0,272	0,19	1,22	0,18	3,59	0,78	0,29	100,34
0,035	2,84	1,69	4,44	0,81	0,147	0,46	1,11	0,21	2,95	0,64	0,41	99,63
0,043	2,79	1,64	4,31	0,86	0,165	0,44	1,12	0,21	3,04	0,66	0,40	99,76
0,027	1,13	0,54	2,81	0,63	0,036	-	-	-	3,90	-	-	99,40
0,105	3,86	2,46	2,50	1,25	0,129	0,17	0,19	0,22	2,48	0,32	0,36	100,00
0,052	2,16	0,49	3,59	1,65	0,140	-	0,11	0,11	2,43	0,36	Нет	98,96
0,069	2,83	1,73	2,62	1,02	0,094	0,17	0,19	0,22	3,02	0,32	0,36	100,39
0,065	2,37	0,88	3,29	1,45	0,126	0,17	0,13	0,18	2,61	0,35	0,23	99,69
0,062	2,80	4,79	2,28	1,13	0,124	0,24	3,30	0,27	0,73	0,49	0,96	100,15
0,039	1,42	1,00	1,76	0,84	0,074	0,13	0,50	0,15	1,11	0,42	0,27	99,85
0,050	1,18	2,10	2,26	0,87	0,073	0,16	1,40	0,32	0,99	0,40	0,11	100,24
0,065	1,48	1,27	2,00	1,19	0,095	0,11	0,58	0,20	1,23	0,28	0,58	100,16
0,047	1,61	2,10	2,03	0,91	0,083	0,16	1,34	0,23	1,00	0,43	0,35	100,05
0,051	1,58	1,90	2,02	0,98	0,086	0,15	1,16	0,23	1,06	0,39	0,41	100,09
0,053	0,65	3,49	0,90	0,78	0,046	-	-	-	2,94	-	-	99,46
0,082	2,08	2,17	1,11	1,35	0,086	0,07	0,33	0,16	1,36	0,25	0,07	99,91
0,040	1,62	0,73	1,93	1,71	0,104	-	0,38	0,13	1,79	0,26	Нет обн.	99,49
0,078	1,93	2,31	1,08	1,29	0,082	0,07	0,33	0,16	1,52	0,25	0,07	99,96
0,070	1,78	1,56	1,48	1,49	0,092	0,07	0,36	0,15	1,65	0,26	0,05	99,81
0,052	2,67	1,41	4,00	1,04	0,152	0,43	0,83	0,20	2,91	0,57	0,37	99,86
0,053	1,62	1,82	1,89	1,10	0,088	0,15	0,97	0,20	1,20	0,36	0,36	100,07

карбонатных пород, составленных из 1352 отдельных образцов и 17 средних проб эффузивных пород, составленных из 126 отдельных образцов (см. таблицу).

Если рассмотреть геохимическое распределение отдельных петрогенных элементов в широком возрастном диапазоне R+V по тектонической зональности от стабильной Русской платформы к складчатой геосинклинальной зоне Урала, то устанавливаются следующие закономерности.

Среднее содержание Fe₂O₃, K₂O, P₂O₅ и в песчано-алевролитовых, и в глинистых породах закономерно падает, а FeO, MgO и CaO, находящиеся в силикатном веществе, а также Na₂O, закономерно возрастает в ряду выделенных тектонических зон к внутренней зоне миогеосинклинали Урала. В соответствии с этим среднее содержание RO (сумма щелочноземельных элементов FeO и MnO) растет к внутренней зоне миогеосинклинали а R₂O (сумма щелочей), наоборот, закономерно падает в том же направлении. Последнее происходит за счет падения содержания K₂O

несмотря на то, что содержание Na_2O растет к внутренним зонам геосинклинали. Отмеченные закономерности в распределении петрогенных элементов указывают на то, что поступающий в процесс седиментогенеза собственно осадочный и вулканогенный материал по своему суммарному составу был более фемическим во внутренней зоне миогеосинклинали, приближаясь к составу магматогенных пород данной области.

Среднее содержание $\text{Fe}_{\text{общ}}$ в песчано-алевролитовых породах закономерно возрастает к внутренним зонам геосинклинали, подтверждая большую ювенильность материала формирующихся осадков.

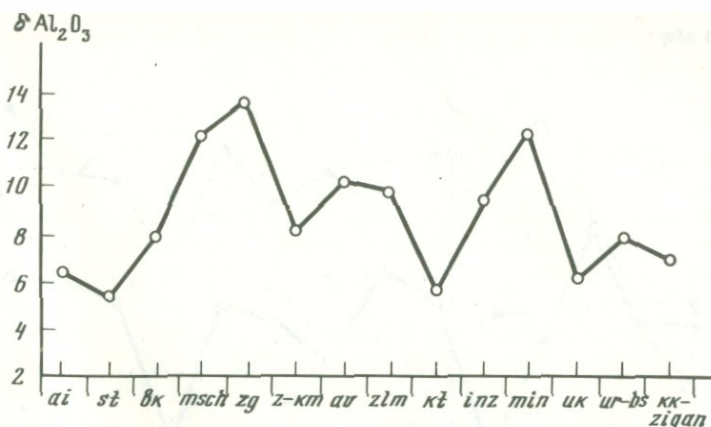
Коэффициент зрелости песчано-алевролитовых пород $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Na}_2\text{O}$ и в песчано-алевролитовых и в глинистых породах закономерно падает к внутренним зонам геосинклинали Урала. Это указывает на относительно малую переработку поступавшего вулканогенного и осадочно-вулканогенного материала в формирующиеся толщи осадочных пород данной зоны благодаря их быстрому захоронению и выводу из сферы интенсивного выветривания.

Отношения $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ так же закономерно падает в терригенных породах в том же направлении, что указывает на поступление в сферу осадкообразования более основного натрового ювенильного материала во внутренних зонах миогеосинклинали Урала.

Отношение CaO/MgO закономерно уменьшается и в песчано-алевролитовых, и в глинистых породах в сторону внутренней зоны миогеосинклинали Урала за счет уменьшения доли карбонатного кальция в цементе. В то же время CaO/MgO , пересчитанное на бескарбонатность, показывает обратное соотношение, что говорит о большой кальциевости материала поступавшего в сферу осадкообразования во внутренней зоне миогеосинклинали.

Отношение $\text{FeO}/\text{Fe}_2\text{O}_3$ в терригенных породах закономерно растет от Русской платформы к внутренней зоне миогеосинклинали Урала, указывая тем самым на большую восстановленность железа этой зоны.

Выявленные общие закономерности изменения химического состава терригенных пород Уральской верхнепротерозойской геосинклинали по крупным тектоническим зонам от стабильной Русской платформы к внутренней зоне миогеосинклинали свидетельствуют о том, что осадочный материал, поступавший в область седиментации и породообразования, закономерно изменялся в зависимости от тектонических условий седиментогенеза. Осадки внутренних зон миогеосинклинали обогащались ювенильным материалом, богатым FeO , Na_2O , и суммой CaO и MgO в бескарбонатном веществе. Наиболее интенсивно песчано-алевролитовые породы перерабатывались в процессах выветривания в платформенных зонах, о чем свидетельствуют более высокие коэффициенты дифференциации δSiO_2 и $\delta\text{Na}_2\text{O}$, которые были предложены А.Б. Роновым с соавторами в качестве меры степени дифференциации осадочного вещества [1]. В геосинклинальных зонах степень переработки осадков в связи с быстрым захоронением разрушавшегося осадочного материала была менее значительной, а поступающий ювенильный материал усиливал процесс формирования более основного состава пород. Лишь в периоды некоторого затухания геосинклинального режима в стадии перед орогеническими движениями в конце крупных циклов, когда геосинклинальная область на некоторое время



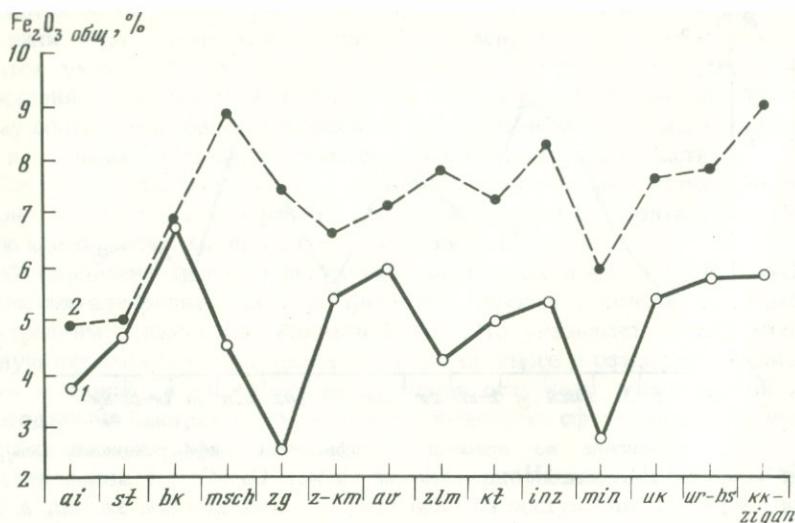
Р и с. 2. Изменение во времени коэффициента дифференциации δAl_2O_3 ($= Al_2O_3$ глины - Al_2O_3 песок [1])

пенеценизировалась и приближалась по своему режиму осадкообразования к платформенному, в геосинклинальной зоне происходили процессы интенсивной переработки (выветривания) поступающего осадочного материала. Следы этих процессов фиксировались в составах песчаных пород свит, непосредственно предшествовавших этапам складчатости и горообразования и даже базальным членам эпох складчатости в виде перемытого материала (рис. 2). Важной деталью этого процесса является факт максимального содержания Fe_2O_3 общ. в песчано-алевролитовых породах Башкирского антиклинария к концу развития крупных циклов седиментаций (рис. 3). Так, к бакальской, зигазинокомаровской и авзянской, инзерской, ашинской свитам приурочены максимальные содержания Fe_2O_3 общ. в песчано-алевролитовых породах. С этими эпохами, как известно, связаны накопления собственно осадочных железных руд в пределах Уральской геосинклинали, а к инзерской приурочены массовые скопления глауконита. Сходное распределение устанавливается и для марганца.

Если рассматривать химический состав осадочных пород верхнепротерозойской геосинклинали Урала по отдельным крупным сериям пород, то выделяются следующие закономерности.

Среднее содержание SiO_2 в песчано-алевролитовых породах в начальную (R_1) и конечную (V) стадии развития верхнепротерозойской геосинклинали Урала минимально. В глинистых породах устанавливается обратная зависимость. Таким образом, происходила дифференциация SiO_2 в системе песок-глина с максимальным проявлением в средние стадии развития геосинклинали. Это свидетельствует так же о том, что в начальные и конечные стадии развития Уральской геосинклинали происходило поступление в среду осадконакопления свежего ювенильного материала, а в средние стадии — его переработка с дифференциацией составов. Масштаб дифференциации в системе песок-глина во внутренних зонах миеогеосинклинали меньший по сравнению с внешней зоной.

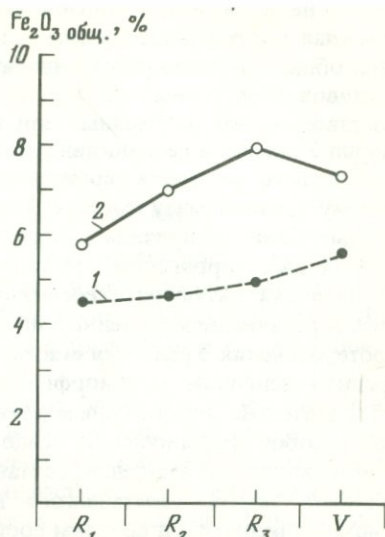
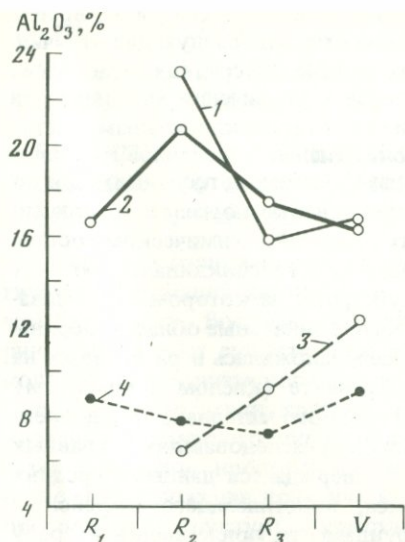
Содержание Al_2O_3 имеет обратную по отношению к SiO_2 закономерность распределения по стадиям развития геосинклинали. В песчано-алевро-



Р и с. 3. Изменение во времени среднего содержания общего железа в песках (1) и глинах (2) Уральской геосинклинали в пределах Башкирского антиклинория

литовых породах максимальное содержание алюминия приурочено к начальным и конечным стадиям развития геосинклинали, а в глинистых, наоборот, к средним стадиям. Таким образом, на примере SiO_2 и Al_2O_3 устанавливается зависимость накопления мало дифференцированного ювенильного материала в начальную и завершающую стадии развития Уральской верхнепротерозойской геосинклинали. Важно отметить, что если рассматривать распределение алюминия для внешней и внутренней зон верхнепротерозойской геосинклинали Урала по отдельным сериям, то устанавливается, что самые высокие содержания Al_2O_3 в глинистых породах содержатся в юрматинской серии внутренней зоны геосинклинали (рис. 4).

Этот факт заставляет считать, что, во-первых, образование алюминиевых глин в данной зоне происходит в результате поступления их в результате размыва кор выветривания, находящихся в собственно внутренней зоне геосинклинали (так как ни во внешней зоне, ни на платформе в это время не наблюдается таких высоких содержаний алюминия в терригенных породах) и, во-вторых, что, возможно, в это время был значительный снос дифференцированного осадочного глинистого материала с восточных внутренних зон геосинклинали Урала. Данное обстоятельство заставляет относиться с вниманием к возможности обнаружения кор выветривания и бокситового материала во внутренних зонах верхнепротерозойской геосинклинали Урала. Для Fe_2O_3 общ имеется четкая зависимость роста его содержания от начальных стадий развития геосинклинали к завершающей в терригенных породах (рис. 5). Эта зависимость свидетельствует о том, что в начальную стадию развития геосинклинали в сферу осадкообразования поступал обломочный материал относительно маложелезистый, очевидно, главным образом гранито-гнейсового состава. В конце развития верхнепротерозойской геосинклинали Урала в сферу осадкообразования



Р и с. 4. Изменение среднего содержания Al_2O_3 в песках (3, 4) в глинах (1, 2) внешней (2, 4) и внутренней (1, 3) зоне миогеосинклинали по стадиям развития Башкирского и Уралтауского антиклиноривов

Р и с. 5. Изменение среднего содержания общего железа в песках (1) и глинах (2) Уральской геосинклинали по стадиям развития

стал поступать сильножелезистый материал, очевидно, главным образом основного состава. Этот вывод подтверждается также при рассмотрении содержания щелочей в осадочных породах в зависимости от возраста толщ.

Содержание K_2O падает в терригенных породах к завершающей стадии развития геосинклинали, а Na_2O , наоборот, возрастает. Обобщая первые полученные нами представительные результаты по геохимии главных литологических типов осадочных пород верхнепротерозойской геосинклинали Урала, можно отметить, что выявленные геохимические закономерности в общих чертах подтверждают закономерности, выявленные ранее работами А.Б. Ронова с сотрудниками [1, 2] при изучении альпийской геосинклинали Кавказа. И для альпийской геосинклинали Кавказа, и для верхнепротерозойской геосинклинали Урала устанавливаются общие закономерности изменения химического состава терригенных пород при рассмотрении составов по тектонической зональности от стабильных зон к активным складчатым.

Составы терригенных пород от платформенных зон к геосинклинальным и особенно к внутренним зонам последних закономерно изменяются в сторону увеличения ювенильности (фемичности) их составов. Тем не менее, в геохимии осадочных пород изученных нами двух крупных геосинклинальных зон, обрамляющих Русскую платформу, существуют определенные отличия. При сравнении средних составов песчано-алевролитовых и глинистых пород сходных в тектоническом положении зон верхнепротерозойской геосинклинали Урала (внешняя и внутренняя зоны миогео-

синклинали) и мезо-кайнозойской миогеосинклинали Кавказа (северная и южная миогеосинклинальные зоны) можно отметить следующие отличия. При общей закономерности направленного изменения средних химических составов терригенных пород, заключающейся в увеличении ювенильности составов от платформенных зон к подвижным геосинклинальным, состав пород Уральской геосинклинали имеет более кислый и щелочной калиевый состав. В то же время терригенные породы Кавказской геосинклинали по своему химическому составу более основные и окисно-железисто-алюминиевые. Главные причины количественных различий в химическом составе однотипных терригенных пород сравнимых геосинклиналей состоит в различиях питающего геосинклиналь субстрата, на котором закладывались и развивались изученные нами миогеосинклинальные области. Верхнепротерозойская Уральская миогеосинклиналь заложилась и развивалась на гранито-гнейсовом метаморфическом фундаменте (кислом и калиевом) с относительно ограниченным привнесом основного материала. Это повлекло за собой формирование осадочных пород, унаследовавших в главных чертах кислый и калиевый состав. Это подтверждается данными средних составов пород Тараташского комплекса, подстилающего рифейскую миогеосинклиналь, и средним составом фундамента, прилегающей к Уралу Волго-Уральской области Русской платформы.

Кавказская альпийская миогеосинклиналь заложилась и развивалась на более основном спилитово-кератофировом и порфиритовом палеозойском субстрате районов Большого Кавказа и южной части Скифской плиты, что и предопределило в общих чертах более основной состав сформировавшихся осадочных пород.

В связи с выясненными нами закономерностями в развитии химического состава осадочных пород двух геосинклинальных областей естественно возникает ряд принципиальных геохимических положений, заключающихся в следующем. Уже на данном этапе наших знаний необходимо ставить вопрос не только о тектонической, но и о геохимической типизации геосинклиналей, основанной как на тектоническом анализе их развития и возрасте, так и на анализе составов субстрата, на котором закладывались и развивались конкретные геосинклинальные области с присущим им магматизмом.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Ронов А.Б., Гирич Ю.П., Казаков Г.А., Илюхин М.И.* Сравнительная геохимия геосинклинальных и платформенных осадочных толщ. — *Геохимия*, 1965, № 8, с. 961–976.
2. *Ронов А.Г., Гирич Ю.П., Казаков Г.А., Илюхин М.И.* Осадочная дифференциация в платформенных и геосинклинальных бассейнах. — *Геохимия*, 1966, № 7, с. 763–776.
3. Тектоника Урала (объяснительная записка к тектонической карте Урала, м-ба 1 : 1 000 000) / *А.В. Пейве, С.И. Иванов, В.М. Нечкин, А.С. Перфильев, В.И. Пучков*. М.: Наука, 1977.
4. *Сенченко Г.С.* Складчатые структуры Южного Урала. М.: Наука, 1976, с. 127–138.
5. *Херасков Н.П.* Тектоника и формации. Избранные труды. М.: Наука, 1967, с. 67–90.

*В.Д. Алексеенко, Г.М. Шор, А.А. Спиридонов
Ю.П. Цалюк, Н.И. Комарова*

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ ОСАДОЧНОГО СЛОЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ ЗАПАДНЫХ РАЙОНОВ ВОСТОЧНОГО КАЗАХСТАНА

Осадочные горные породы осадочных и вулканогенно-осадочных геологических формаций характерны для всех типов разновозрастных тектонических структур Восточного Казахстана. Они занимают более 60% территории и оказывают существенное влияние на формирование ее геохимического и металлогенического облика.

В результате неоднократных вертикальных блоковых перемещений на уровень современного эрозионного среза в ряде районов Восточного Казахстана выведены пространственно сближенные либо телескопированные осадочные отложения практически всех возрастных групп и тектонических обстановок (структур), существовавших в этом регионе с протерозоя вплоть до новейших и современных. Это позволяет проследить эволюцию геохимических особенностей осадочных отложений последовательных временных и структурных уровней вертикального разреза осадочного слоя земной коры. Для решения поставленной задачи наиболее представительны западные районы Восточного Казахстана.

В качестве основы для геохимических построений авторами принята разделяемая большинством геологов общая схема формирования земной коры Восточного Казахстана, в том числе и ее осадочного слоя, одна из последних трактовок которой приведена в работе А.А. Абдулина и Е.И. Палаха [1].

Согласно этой схеме история формирования земной коры может быть подразделена на три крупных последовательных этапа.

1. Докембрийский тектоно-магматический этап, в результате которого была сформирована эпикарельская платформа, перекрытая в раннем-среднем рифе осадками платформенного характера.

2. Позднерифейско-палеозойский этап, с началом которого связано расчленение континентальной коры эпикарельской платформы на систему срединных массивов, разделенных новообразованными геосинклинальными зонами. Орогенные процессы развития геосинклиналей завершились восстановлением платформенного (субплатформенного) состояния земной коры уже на качественно новом уровне.

3. Мезо-кайнозойский этап, который подразделяется на три стадии: поздне-триасово-юрскую, мел-палеогеновую и неоген-четвертичную. Поздне-триасово-юрская стадия ознаменовалась возрождением орогенных процессов, что привело к созданию системы локальных грабенов, мульд и депрессий, выполненных преимущественно осадками угленосной юры. Мел-палеогеновая стадия характеризуется общей стабилизацией земной коры (с рубежа юры и мела до эоцена – раннего олигоцена включительно) и платформенным режимом развития. На этой стадии формировались морские и континентальные осадочные отложения синеклиз, обрамляющих Казахский щит и входящих в состав структур Центрально-Евразийской

молодой платформы. К их числу относятся Чу-Сарысуйская, Тургайская синеклизы и другие депрессионные структуры.

Неоген-четвертичная (средний олигоцен—четвертичная) стадия отвечает этапу неотектонического орогенеза.

Деформация в форме разломно-глыбовых смещений подверглась некогда единая поверхность мезозойского пенеплена. Особенно интенсивно этот процесс проявился в южных районах Восточного Казахстана. Основные сведения о типах последовательно формирующихся структур наиболее характерных осадочных и вулканогенно-осадочных геологических формациях приведены в табл. 1.

Результаты изучения геохимических особенностей осадочных отложений базируются более, чем на 2600 определениях ряда химических элементов, выполненных количественным рентгено-спектральным и приближенно -количественным спектральным методами в лабораториях ВСЕГЕИ (табл. 2,3). Эти материалы позволяют оценить средние уровни накопления химических элементов в песчаных и глинистых породах рассматриваемых районов в целом по сравнению с данными о средних содержаниях элементов в соответствующих породах осадочного слоя земной коры, приводимых К. Турекьяном и К. Ведеполем [5].

Отмечаются, что средние содержания, по существу, всех рассматриваемых элементов в глинах, как правило, близки кларкам. В песчаных породах эти величины в 2—5 раз превышают средние содержания тех же элементов в песчаниках осадочного слоя земной коры.

Анализ данных, приведенных в табл. 2 и 3, позволил установить характер направленных изменений геохимических типов ассоциаций химических элементов, последовательно возникающих при формировании осадочного слоя земной коры в изученных районах. Установлено, что такие направленные изменения (эволюция геохимических типов ассоциаций) обусловлены взаимодействием двух иерархически соподчиненных групп процессов. К первой группе, вслед за А.Б. Роновым [7], авторы относят общие эволюционные преобразования состава пород и соответствующие им геохимические типы ассоциаций элементов, вызванные необратимой направленностью развития земной коры и ее прогрессирующей стабилизацией.

Вторая группа объединяет процессы, обусловленные конкретными тектоническими особенностями и климатическими условиями формирования определенных типов геологических структур.

И действительно, процессы первой группы, как следует из данных, приведенных в табл. 2,3, выражают общую тенденцию направленно-необратимой эволюции геохимических типов ассоциаций элементов в осадочных породах последовательного возрастного ряда тектонических структур. Эта тенденция проявляется повышением литофильности, снижением сидерофильности и частично халькофильности ассоциаций химических элементов. Такая последовательность эволюции геохимических типов ассоциаций связана, на наш взгляд, с однонаправленным проявлением двух генетически независимых факторов.

Первый, обусловленный циклическим развитием земной коры Восточного Казахстана в дофанерозойский этап и в палеозое, направлен в сторону повышения кислотности магматических горных пород, слагающих верхние оболочки гранитно-метаморфического слоя. Проявление этого фактора

Таблица 1

Типы геологических структур и главнейшие вулканогенно-осадочные и осадочные формации западных районов Восточного Казахстана

Тип структуры	Возраст	Ведущие вулканогенно-осадочные и осадочные геологические формации	Район
Новейший и современный ороген	$P_3^2 - Q$	Терригенная глинисто-конгломератовая	Прибалхашский, Илийский, Чу-Сарысуйская депрессия
Платформа	$K_2 - P_3^1$	Морская терригенная песчано-глинистая, континентальная терригенная конгломерат-глинисто-песчаная	Чу-Сарысуйская депрессия
Эпигеосинклинальный субороген	T - I	Терригенная угленосная	Чу-Сарысуйская депрессия
Субплатформа	$D_3 - P$	Эпиконтинентальная морская терригенная карбонатно-песчаниковая, красноцветная песчаниковая континентально-лагунная	Чу-Илийский антиклинорий, Чуйское поднятие, Чу-Сарысуйская депрессия
Геосинклиналь	D_{1-2} $O - S$	Вулканогенно-молассовая	Чу-Илийский антиклинорий
инверсионная		Морская молассовая, флишеидная	
собственно-геосинклинальная	$E - O$	Терригенно-кремнистая, спилит-диабазовая, кремнисто-карбонатно-терригенная, песчано-сланцевая	
Древняя платформа	$PR_3 - V$	Углеродисто-карбонатно-терригенная, кварцито-песчаниковая, песчано-глинистая	Чу-Илийский антиклинорий, Чуйское, Атасу-Моинтинское, Кокчетавское поднятия и др.

приводило к последовательной по времени эволюции геохимических типов ассоциаций в магматических породах от существенно сидерофильных и халькофильным, халько-литофильным и литофильным. Такая последовательность в целом наследуется и при формировании устойчивости минералов, слагающих горные породы, к процессам выветривания. Минералы, образовавшиеся при более высоких температурах (оливин, битовнит), разрушаются быстрее, чем более низкотемпературные (полевые шпаты, мусковит, кварц), и ряды устойчивости минералов к химическому выветриванию адекватны рядам Боуэна, составленным для отображения процессов высокотемпературного петрогенеза [3, 4]. При этом мафический ряд менее устойчив, чем салический. Такая зависимость предопределяет существование последовательного ряда пород по степени их устойчивости к процессам химического выветривания от менее устойчивых ультраосновных и основных к более устойчивым кислым. Существование намечающихся рядов предполагает и процессы сепарации химических элементов в областях денудации, вынос в первую очередь элементов сидерофильной группы,

Таблица 2

Содержание химических элементов в породах главных типов геологических структур западных районов Восточного Казахстана, %

Тип структуры	Возраст	Горные породы	Число проб	Содержания элементов в %			
				Ti, 10 ⁻¹	V, 10 ⁻³	Cr ₂ , 10 ⁻³	Co, 10 ⁻³
Новейший и современный ороген	N ₂ -Q	Пески и рыхлые песчаники	17	3,0	5,0	4,5	0,9
		Глины	42	3,2	5,6	5,0	1,2
		Пески и песчаники	44	3,2	5,7	4,5	0,6
Платформа	N ₁ P ₂ -P ₃	Глины	171	4,7	7,2	5,5	1,2
		Песчаники	159	3,6	5,0	5,5	1,2
	P ₁	Глины	264	5,4	11,6	6,3	1,5
		Песчаники	211	3,5	4,5	4,5	1,1
	K ₂	Глины	208	5,6	7,2	6,7	1,4
		Песчаники	130	3,5	4,3	4,0	0,7
Эпигеосинклинальный субороген	J ₁₋₂ T ₁₋₂	Глины	154	5,5	7,1	5,0	1,0
		Песчаники, алевриты	43	2,5	4,1	3,1	0,2
Субплатформа орогенная	D ₃ -P D	Песчаники	421	2,5	11,0	7,7	0,4
		Песчаники	38	3,8	5,5	2,4	1,3
Клиноватая инверсионная собственная геосинклинальная	O-S E-O	Песчаники	60	3,0	6,3	5,1	0,5
		Углеродисто-глинистые сланцы	84	2,7	7,2	7,0	0,7
Протоплатформа - многоэпигеосинклинальная?	PR ₃ -V	Углеродисто-глинистые сланцы	40	3,1	330,0	35,0	1,1
		Углеродисто-кремнистые сланцы	95	2,5	27,6	13,0	1,7
		Кремнистые сланцы	38	2,0	4,0	7,6	1,6
		Известняки	18	0,5	0,8	4,6	1,3
		Глинистые сланцы	45	4,6	4,5	11,0	1,8
		Песчаники	135	4,0	7,4	10,8	1,1
		Углеродистые сланцы	118	5,4	19,5	6,2	0,5
		Глинистые сланцы	89	6,5	11,0	6,0	0,8
		Фосфатоносные песчаники	31	3,6	6,0	3,0	-
		Кварциты	40	1,7	1,3	2,4	-
Песчаники	4,4	4,5		8,8	1,8		
Средние содержания в земной коре*	4,5	9,0		8,3	1,8		
Песчаники ^{2*}	1,5	2,0	3,5	0,03			
Песчаники по району	3,4	5,7	7,0	1,1			
Глинистые сланцы ^{2*}	4,6	13,0	9,0	1,9			
Глинистые	5,1	7,7	7,1	1,2			

* По А.П. Виноградову [2];

2* По К. Турекьяну и К. Ведеполу [5].

Содержание элементов в %													
Ni, 10 ⁻³	Cu, 10 ⁻³	Zn, 10 ⁻³	Pb, 10 ⁻⁴	Mo, 10 ⁻⁴	P, 10 ⁻²	Ba, 10 ⁻²	Sr, 10 ⁻²	Be, 10 ⁻⁴	Y, 10 ⁻³	Zr, 10 ⁻³	U, 10 ⁻⁴	Th, 10 ⁻⁴	
2,3	3,0	4,5	15,0	1,6	-	7,5	1,9	3,0	2,6	12,0	2,0	9,0	
3,0	4,2	6,0	20,0	1,6	-	8,7	3,0	3,0	5,4	12,0	4,6	13,2	
3,5	6,1	4,5	15,0	1,1	-	4,5	1,3	1,5	3,2	15,0	1,8	4,0	
3,5	4,0	6,2	18,0	1,6	-	5,5	2,0	2,2	4,1	15,0	3,2	10,5	
3,2	4,5	7,9	20,0	2,2	-	2,3	1,0	2,0	3,3	19,0	3,0	6,5	
4,0	4,8	9,3	20,0	2,3	-	3,7	1,7	2,0	2,9	19,0	3,1	9,5	
3,8	4,5	6,1	20,0	1,7	-	2,9	3,6	2,6	3,6	16,0	3,3	5,6	
4,5	4,8	8,0	20,0	2,0	-	3,3	5,2	2,0	3,9	20,0	4,2	12,0	
3,5	6,1	4,1	15,0	0,9	-	5,4	9,0	2,1	3,0	12,0	1,8	4,4	
4,2	5,2	5,0	15,0	1,0	-	5,2	11,0	2,3	4,0	19,0	3,5	10,0	
1,3	1,5	3,7	14,0	0,6	-	-	0,5	3,2	4,3	11,0	4,2	12,8	
5,0	7,2	15,0	20,0	2,0	-	-	0,3	-	2,8	37,0	-	-	
1,2	3,6	6,9	14,0	1,5	4,2	5,0	4,0	1,6	2,5	18,8	2,3	8,3	
2,7	3,5	5,5	15,0	1,4	4,7	2,6	2,4	1,8	3,0	18,6	2,6	11,5	
2,9	5,6	9,5	24,0	1,2	-	2,3	-	-	3,9	15,0	2,4	9,3	
6,0	4,0	4,0	60,0	30,0	15,0	7,3	-	3,0	3,0	20,0	5,1	8,2	
8,0	10,8	7,0	41,8	8,3	9,0	2,9	-	4,3	2,3	12,2	2,7	4,2	
5,0	7,2	2,2	13,0	1,6	3,6	1,0	-	1,4	3,2	12,0	1,0	2,6	
2,2	2,5	2,6	10,0	1,0	4,5	0,8	7,2	-	1,6	3,1	1,0	2,6	
5,0	6,8	5,6	31,2	2,5	2,6	4,4	0,4	4,3	3,0	24,6	3,1	12,0	
6,1	4,4	7,5	14,5	1,2	3,2	3,1	0,4	2,4	3,6	39,2	2,9	18,8	
4,8	5,6	6,3	19,5	5,8	4,0	-	2,6	4,0	2,8	15,0	4,7	10,2	
3,0	3,0	4,0	11,0	2,1	3,0	5,4	2,2	4,7	2,8	19,0	3,2	11,5	
0,4	0,6	3,9	26,0	3,7	38,0	5,1	2,5	-	8,6	3,7	-	-	
-	-	-	-	-	-	-	-	1,2	-	10,0	0,5	18	
5,0	6,8	6,0	12,0	2,1	2,6	1,1	0,8	3,7	4,2	32,0	1,8	16,2	
5,8	4,7	8,3	16,0	1,1	9,3	6,5	3,4	3,8	2,9	17,0	2,5	13,0	
0,2	0,22	1,6	7,0	0,2	1,7	0,12	0,2	0,12	4,0	22,0	0,45	1,7	
4,0	5,4	5,1	17,9	1,4	-	3,7	1,0	2,3	3,3	21,6	2,4	9,4	
6,8	4,5	9,5	20,0	2,6	7,0	5,8	3,0	3,0	2,6	16,0	3,7	12,0	
3,9	4,7	6,3	19,2	2,1	-	4,6	3,3	3,2	3,7	18,4	3,6	11,2	

Таблица 3

Характерные ассоциации некоторых элементов в песчаниках и глинах западных районов Восточного Казахстана

Тип структуры	Возраст	Ассоциации химических элементов	
		$K_K \leq 0,5$	
		Глинистые сланцы и глины	
Новейший и современный ороген	$N_2 - Q$ N_1	(Ni, Mn)(Sn, Li) (Mn)	
Платформа	$P_2 - P_3$	(Mn)(Be, Sr)	
	P_1	(Mn)(Be, Ba, Sr)	
	K_2	(Mn)(Zn)(Sr)	
Эпигеосинклинальный субороген	J	(Ti, Y, Cr, Co, Ni, Mn) (Cu, Zn)(Mo, Nb)	
	$T_1 - 2$	(Mn, Sc)	
Субплатформа	C		
Геосинклиналь	D		
	O		
Клиноватая геосинклиналь	E		
Древняя платформа	$PR_3 - V$	(Co)(Zn)(P)	

Примечание. Кларк концентрации (K_K) приводится по отношению к средним содержаниям химических элементов в земной коре, по А.П. Виноградову (1962).

накопление их в глинах и тем самым относительное обогащение остаточного, преимущественного песчаного материала литофильными элементами. Однотипная направленность рассматриваемого фактора приводит к прогрессирующему усилению литофильности осадочных образований в ходе становления осадочного слоя и верхних частей земной коры в целом.

К числу важнейших факторов второй группы, определяющих особенности геохимических ассоциаций остаточных отложений конкретных типов тектонических структур и действующих совместно с вышеперечисленными, относятся характер тектонических движений, во многом обуславливающий динамику процесса осадконакопления, а также палеоклиматические (палеоландшафтные) особенности, выступающие в ряде случаев в качестве более мощного фактора, чем особенности геологического строения [6].

Эти факторы регулируют скорость сноса и состав кластических и хемогенных продуктов выветривания, их соотношение, латеральную геохимическую зональность и мощности осадочных толщ, определяют их геохимические особенности в целом. Факторы этой группы ответственны за формирование геохимически специализированных комплексов осадочных отложений и обуславливают в конечном счете процессы рудоотложения.

Охарактеризуем роль каждого из рассмотренных факторов в формиро-

Ассоциации химических элементов		
$K_K \leq 0,5$	$K_K \geq 1$	
песчаники	глинистые сланцы и глины	песчаники
(Cr, Co, Ni, Mn)(Zn)(Sn)	(Pb)(Th, Ba, U, Y)	(Pb)(Ba, Mo)
(Cr, Co, Mn)(Zn)(Li, Be, Sr, Th)	(Ti)(Pb)(Sn, U, Y, Mo)	(Pb, Cu)(Mo, Y, Nb)
(Mn)(Ba, Sr, Be, Th)	(Ti, V)(Cu, Zn, Pb)(Sn, U, Mo, Zr)	(Cu, Zn, Pb)(Y, Zn, Sn, U, Mo)
(V, Cr, Mn)(Ba, Sr, Li, Th)	(Ti)(Cu, Pb, Zn)(Zr, Y, Sn, U, Mo)	(Cu, Pb)(Sn, Y, U, Mo)
(Y, Cr, Co, Mn)(Zn)(Li, Sr, Th)	(Cu)(Sn, Zr, Y, U)	(Cu)(Y)
	(Th, Y, U)	
(Mn, Sc)	(V, Co)(Pb, Cu, Zn)(Y, Zr, Sn, Li, Mo)	
(Cr, Ni)(P, Be)		
(Co, Ni)(P, Ba, Be)		(Zn, Cu, Pb)(Y, Mo)
(Co, Ni)(Ba)	(Ti, Co, Cr)(Cu, Pb)(U, Zr, Ba, Mo)	(Ni, Cr)(Mo, U, Y, Th, Sn, Zr)
(V)(P, Ba)	(Ti, V)(Zr, Be, U, Mo)	(Co, Cr)(Cu)(Y, Zr, Th)

вании геохимической зональности осадочного слоя земной коры на примере изученной части Восточного Казахстана. В первую очередь обращает внимание то обстоятельство, что состав горных пород областей денудации наиболее четко проявился в родоначальных кластических образованиях, всех типов тектонических структур региона, начиная с древней платформы и вплоть до современных. Так, например, влияние гранитизированного раннепротерозойского фундамента, подвергнутого денудации, сказалось на формировании геохимических типов ассоциаций химических элементов в песчаниках нижних частей разреза древней платформы (тасжарганская свита). Для них характерна смешанная сидерохальколитофильная ассоциация, в которой литофильную составляющую представляют иттрий, цирконий и торий — элементы, характерные для кластических пород. Дальнейшая эволюция песчаников в ходе становления платформы привела к формированию толщ кварцевых песчаников (кварцитов), содержащих россыпи циркона и рутила [8].

В троговых геосинклиналях (Джалаир-Найманская эвгеосинклиналь) песчаники начальных стадий формирования структур (джамбульская свита) также обогащены литофильными элементами, геохимический тип ассоциаций которых характерен для кластических пород (иттрий, цирко-

ний, торий и др.) и может объясняться денудацией срединных массивов, обрамляющих троговую геосинклинали. Осадочные отложения собственно геосинклинальной стадии развития, синхронные подводному вулканизму основного состава, приобретают существенную сидерофильность.

Дальнейшая эволюция геохимических ассоциаций в кластических породах, на наш взгляд, также всецело обусловлена геохимическими особенностями горных пород областей денудации. Так, отмечается существенно халькофильный характер геохимических типов ассоциаций элементов в песчаниках инверсионной стадии развития геосинклинали, обусловленный денудацией крупных интрузий гранитоидов, сформированных в это время и обогащенных рассеянными элементами упомянутой группы. Наблюдаемое в ряде случаев существенное преобладание сидерофильности геохимических типов ассоциаций объясняется поступлением кластического материала из областей развития ультрабазитов.

Широкое проявление существенно кислого интрузивного магматизма и вулканизма орогенных стадий развития геосинклиналей повлекло дальнейшее снижение сидерофильности геохимических типов ассоциаций элементов в песчаниках и обусловило халько-литофильную и впоследствии существенно литофильную геохимическую направленность, дополнительно усиливаемую селективностью процессов химической эрозии (второй фактор) и выносом элементов сидеритовой группы преимущественно в глинистые образования.

Характер тектонических движений и палеоклиматические (палеоландшафтные условия) всецело определяют состав осадочных образований, динамики и геохимические особенности седиментогенеза, создают главные отличительные особенности конкретных тектонических структур. В изученном районе влияние этих факторов полностью определило эпохи становления геохимически специализированных осадочных толщ, коррелируемые с аналогичными общеглобальными эпохами. К ним относятся эпохи формирования рифейских и раннепалеозойских сложных по геохимическим ассоциациям фосфороносных и ванадиеносных осадочных толщ в связи с платформенными и геосинклинальными тектоническими структурами, позднедевонская—каменноугольная эпоха накопления элементов халькофильной группы (медь, свинец и цинк) в связи с субплатформенными структурами и другие.

Отмеченные эпохи в значительной степени определяют геохимический и металлогенический облик соответствующих тектонических структур, представленных в западных районах Восточного Казахстана.

Влияние палеоклиматических (ландшафтно-геохимических) условий на формирование геохимических ассоциаций элементов в осадочных толщах целесообразно рассмотреть на примере структур раннемезозойского суборогена и мел-палеогеновой молодой платформы, оформившихся в регионе после общей консолидации складчатых структур.

К началу мезозойской эпохи территория Восточного Казахстана представляла собой пенепленизированную область, в пределах которой формировались мощные площадные коры выветривания латеритоподобного профиля и лишь в отдельных локальных структурах в раннем триасе — вулканогенно-осадочные толщи (Тургайский прогиб). Процессы физического выветривания, характерные для орогенных структур, повсеместно

сменились интенсивным химическим выветриванием, продолжавшимся в течение триаса и юры, что существенно повлияло на формирование геохимического облика осадочных толщ этого возраста.

Так, глинисто-алевролитовые отложения юрских суборогенных угленосных впадин резко обеднены элементами сидерофильной и халькофильной групп по сравнению с аналогичными породами тектонических структур других этапов развития.

Сходная геохимическая обстановка наблюдается в глинистых и песчаных породах ранних стадий развития мел-палеогеновой молодой платформы, областью сноса которой являлось обширное сводовое поднятие Восточного Казахстана (Казахский щит).

В процессе дальнейшего развития молодой платформы континентальные условия осадконакопления в позднем мелу – эоцене сменялись морскими. Синхронно возрастала эрозия Казахского щита и разрушение на его территории древних кор выветривания. Это сопровождалось направленным изменением геохимических типов ассоциаций химических элементов, в ходе которых еще более снижалась роль (в ассоциациях) химических элементов сидерофильной группы. Наблюдается лишь некоторое накопление ванадия и титана в глинах позднего палеогена с органическим веществом.

Следует отметить некоторое накопление химических элементов в песчаных породах по сравнению с глинами, наблюдаемое в ходе геологической эволюции и обусловленное прогрессирующим воздыманием областей денудации.

Выполненный анализ геохимических материалов по территории западных районов Восточного Казахстана приводит к следующим основным выводам.

1. Отмечается четко выраженная во времени последовательная смена геохимических типов ассоциаций элементов, обуславливающая формирование геохимической зональности осадочного слоя земной коры в излученном регионе.

2. Установленная вертикальная геохимическая зональность заключается в усилении литофильных и снижении сидерофильных и частично халькофильных свойств в ассоциациях химических элементов снизу вверх по разрезу.

3. Направленный характер выявленной эволюции типов ассоциаций элементов (геохимическая зональность) обусловлен проявлением двух соподчиненных групп процессов, отражающих общий характер развития осадочного слоя земной коры и локальные особенности (в первую очередь палеоклиматические) формирования отдельных конкретных типов геологических структур. Первые определяют общие закономерности геохимической эволюции осадочных толщ, вторые – формирование геохимически специализированных комплексов и рудных аккумуляций.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Абдуллин А.А., Паталаха Е.И.* Геодинамика земной коры Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1980. 176 с.
2. *Виноградов А.П.* Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры. – *Геохимия*, 1962, № 7, с. 555–571.

3. *Гаррелс Р., Маккензи Ф.* Эволюция осадочных пород/Пер. А.Л. Ярошевского, под ред. А.Б. Ронова. М.: Мир, 1974. 272 с.
4. *Дегенс Э.* Геохимия осадочных образований/Под ред. Ю.В. Пашкова и Г.В. Семерниковой, под ред. Н.Б. Вассоевича, А.А. Карцева. М.: Мир, 1967, 299 с.
5. Краткий справочник по геохимии/Г.В. Войткевич, А.Е. Мирошников, А.С. Поварных, В.Г. Прохоров, М.: Недра, 1970. 280 с.
6. *Перельман А.И.* Геохимия ландшафта. — М.: Высшая школа, 1966, 392 с.
7. *Ронов А.Б.* Геохимия важнейших структурных зон осадочной оболочки континентов. — В кн.: Геохимия платформенных и геосинклинальных осадочных пород и руд фанерозойского и верхнепротерозойского возраста. М.: ГЕОХИ, 1980, с. 2—4.
8. *Шлыгин Е.Д.* Время и режим образования допалеозойских отложений Казахстана. — В кн.: Материалы Карагандинского стратиграфического совещания, сентябрь 1969. М.: МГУ, 1971, с. 30—40.

УДК 550.4:551.72

И.В. Глухан, И.В. Евдокимов, В.Н. Казмин

ЭВОЛЮЦИЯ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА СТРАТИФИЦИРОВАННЫХ ОБРАЗОВАНИЙ ЧУ-ИЛИЙСКОГО РАЙОНА И СЕВЕРО-ВОСТОКА ЦЕНТРАЛЬНОГО КАЗАХСТАНА

В Центральном Казахстане завершается один из этапов сбора и обобщения данных по вещественному составу всех главных типов пород, слагающих этот большой (площадью около полумиллиона квадратных километров) и сложно построенный регион. Авторы, проводящие упомянутые исследования, решили показать на примере двух крупных частей региона некоторые важные закономерности эволюции химического состава стратифицированных геологических образований, формирующихся на различных этапах геотектонического развития.

Один из описываемых нами районов — Чу-Илийский рудный пояс — расположен на юго-западе региона (к западу от озера Балхаш), в зоне сочленения нескольких тектонических структур Центрального и Южного Казахстана. Общее простирание пояса северо-западное, протяженность около 600 км. Нами рассматривается только северная половина пояса, представляющая собой область преимущественно позднекаледонской стабилизации, частично активизированной герцинскими тектоническими движениями. В геологическом строении пояса принимают участие осадочные и вулканогенные образования рифея, кембрия, ордовика и девона, карбонатно-терригенные отложения наложенных мульд фран-визейского возраста, а также интрузивные образования доаренигского ультрамафитового и шести гранитоидных комплексов, внедрившихся в течение девона—перми. Металлогения района обусловлена интрузивными и постмагматическими процессами (преимущественно редкометальное и золотое рудообразование) и вулканогенно-осадочными (железо, полиметаллы, марганец, ванадий, медь, золото). Комплексное геолого-металлогеническое и геохимическое изучение пояса в масштабе 1 : 200 000 проведено лишь в последние годы.

Второй описываемый район — Северо-Восток Центрального Казахстана — расположен в противоположной части региона и также состоит из несколь-

ких крупных структур, находящихся в зоне сочленения Западно-Сибирской плиты, Джунгаро-Балхашской области и Чингиз-Тарбагатайского мегантиклинория. Район представляет собой область каледонской стабилизации и в его геологическом строении принимают участие осадочные и вулканогенные образования преимущественно верхнего протерозоя, кембрия, ордовика и девона, карбонатно-терригенные отложения наложенных мульд фамен-визейского возраста, терригенные осадки триаса и юры, а также интрузивные образования кембрийского ультрамафитового и нескольких гранитоидных комплексов, внедрившихся в течение ордовика—триаса. Металлогения района обусловлена преимущественно эндогенными процессами, сформировавшими здесь месторождения золота, меди, полиметаллов и редких элементов.

Методика сбора и обработки геохимического материала, использованного в настоящей работе, обусловлены методикой и задачами системы региональных геохимических исследований, проводимых в Центральном Казахстане [9, 12]. Система включает как мелкомасштабные работы, в основе которых лежит расчет региональных параметров распределения химических элементов и построение мелкомасштабной геохимической карты, так и более крупномасштабные исследования, результатом которых является построение различных геохимических и геолого-геохимических карт. Для всех видов работ приняты единые принципы методики опробования, аналитических исследований и контроля их качества, а также математической обработки информации.

Информация о вещественном составе пород, которая обсуждается нами ниже, получена при работах по построению геохимической карты Центрального Казахстана и по определению региональных и локальных параметров распределения химических элементов. Региональные и локальные параметры, используемые нами в понимании А.А. Беуса [1], рассчитывались отдельно для всех крупных структурно-металлогенических подразделений региона, а в их пределах — для всех главных типов пород каждой возрастной единицы. В дальнейшем при употреблении понятия средних содержаний химических элементов в упомянутых главных типах пород мы будем использовать термин "ферсм", предложенный В.В. Ивановым [3].

Геохимическая информация, накопленная вне программы специальных исследований, нами не использовалась, поскольку практически невозможно [10] достоверное сравнение аналитических данных, полученных разными исследователями, в разных лабораториях, в разные годы и по различным методикам.

Для расчета ферсмов во всех упомянутых типах пород из них формировались одна или несколько составных проб, каждая из которых объединяла 20—50, а иногда и больше первичных проб. Опробованию подвергались невыветрелые, незатронутые вторичными и рудными процессами породы, являющиеся типичными представителями данного типа.

Первичные пробы отбирались в виде штуфов, вес каждой пробы составлял 150—200 г. Как показал целый ряд исследований в Центральном Казахстане [2, 5, 8, 13], такой вес проб и метод опробования являются вполне представительными для изучения вещественного состава практически всех типов пород. Все первичные пробы подвергались полному полуколи-

Таблица 1

Средний химический состав важнейших типов пород исследованных районов на разных стадиях их развития, %

Порода	Стадия	Район	Число проб	Объем, тыс. км ³	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃
1	2	3	4	5	6	7	8
Базальты	1	а	24 (641)	0,99	49,66	2,17	13,82
		б	61 (1569)	2,08	49,91	1,06	15,72
	2	а	16 (208)	0,78	51,13	1,21	15,28
		б	6 (171)	0,68	50,28	1,40	16,11
	3	а	14 (14)	0,01	47,26	2,18	15,82
	Андезит-базальты	1	а	13 (372)	0,53	56,87	0,91
		б	47 (1440)	1,49	54,09	0,91	16,43
2		а	23 (392)	1,12	54,90	1,06	16,28
	б	19 (606)	0,88	54,39	1,15	16,30	
Андезиты	1	а	7 (140)	0,14	59,47	0,99	16,63
		б	36 (939)	1,51	58,71	0,70	17,15
	2	а	58 (1346)	4,64	60,05	0,95	16,29
		б	53 (1490)	3,10	59,51	0,86	16,20
4	б	2 (74)	0,006	56,40	1,20	15,98	
Дацилы	1	б	7 (191)	0,16	63,73	0,74	15,91
	2	а	22 (475)	2,67	65,58	0,70	15,02
	2	б	17 (365)	4,07	65,38	0,57	15,47
Кислые эффузивы	1	а	6 (200)	0,002	72,17	0,15	14,54
		б	8 (255)	0,18	72,47	0,30	14,12
	2	а	164 (4112)	19,87	73,91	0,18	13,13
		б	50 (1510)	4,13	73,76	0,30	13,50
4	б	13 (400)	0,001	73,37	0,37	13,24	
Песчанки	1	а	36 (976)	4,48	69,15	0,80	11,91
		б	104 (2853)	23,74	58,42	0,76	16,09
	2	а	51 (1874)	9,54	73,61	0,49	11,47
		б	35 (1191)	9,68	66,98	0,60	13,42
	3	а	13 (386)	5,0	69,48	0,54	12,32
		б	7 (190)	0,03	58,12	0,69	15,57
4	б	6 (116)	0,29	67,84	0,70	13,76	
Алевролиты	1	а	18 (405)	2,19	66,87	0,77	14,30
		б	75 (1794)	2,27	62,79	0,73	15,79
	2	а	10 (208)	1,86	69,33	0,55	12,76
		б	11 (304)	8,57	65,42	0,64	13,89
	3	а	5 (106)	1,93	60,70	0,60	14,28
	3	б	14 (497)	0,26	59,69	0,76	16,65
		б	6 (140)	0,30	59,29	1,07	18,57
	Аргиллиты	1	б	17 (386)	0,68	64,50	0,71
3		б	6 (185)	0,01	57,76	0,74	15,92
4		б	6 (105)	0,07	55,84	1,03	19,74

	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	П.п.п.	Сумма
	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
	5,58	6,58	0,17	6,09	9,14	2,78	0,64	0,28	3,06	99,97
	4,63	5,67	0,20	5,67	8,44	3,19	1,22	0,28	3,59	99,58
	4,56	4,56	0,17	6,24	7,10	3,03	1,19	0,30	5,0	99,77
	4,47	4,65	0,16	4,77	6,87	3,24	0,81	0,44	6,74	99,94
	2,65	8,48	0,32	5,26	5,06	3,18	2,12	0,73	6,06	99,12
	2,81	4,37	0,14	4,92	6,66	3,52	0,81	0,24	3,49	99,83
	4,45	4,30	0,20	3,90	6,42	4,00	1,46	0,34	3,38	99,88
	4,11	3,76	0,14	4,82	6,16	3,48	1,51	0,28	3,34	99,84
	4,80	3,05	0,15	4,06	5,71	3,89	1,72	0,41	3,69	99,32
	3,83	2,76	0,12	2,58	3,30	4,93	2,19	0,31	2,74	99,85
	4,54	2,80	0,14	2,34	3,40	5,55	1,64	0,29	2,41	99,67
	3,70	2,83	0,10	2,68	3,67	4,13	2,22	0,26	2,86	99,74
	4,47	2,22	0,12	2,62	4,33	4,34	1,95	0,31	2,79	99,72
	6,24	1,64	0,12	3,30	6,12	3,87	2,90	0,60	2,22	100,59
	2,08	3,38	0,14	2,05	1,33	4,48	3,10	0,27	2,25	99,46
	2,68	2,92	0,08	1,53	2,13	4,20	3,40	0,19	1,84	100,27
	3,13	1,58	0,09	1,17	1,54	5,07	3,29	0,20	1,75	99,24
	1,20	2,08	0,07	0,50	1,47	4,94	2,03	0,10	1,00	100,25
	1,59	1,96	0,06	0,63	1,40	4,28	1,70	0,09	1,61	100,21
	1,42	1,64	0,05	0,48	0,74	3,06	4,37	0,05	0,86	99,79
	1,52	1,12	0,04	0,31	0,74	3,92	3,54	0,11	0,99	99,85
	1,37	0,94	0,06	0,27	0,42	3,64	5,23	0,07	0,72	99,70
	1,78	3,47	0,07	2,49	2,35	3,06	1,77	0,19	3,24	100,28
	4,24	3,24	0,12	3,36	4,06	4,24	1,45	0,24	3,72	99,94
	1,88	1,76	0,04	1,00	1,60	3,14	2,32	0,11	2,45	99,88
	3,20	1,31	0,10	1,71	3,85	4,22	0,96	0,20	3,81	100,36
	1,64	2,36	0,07	1,16	3,73	2,29	3,16	0,10	3,32	100,17
	2,33	3,93	0,10	1,35	4,95	2,12	1,79	0,25	8,14	99,24
	0,80	3,36	0,06	1,42	1,75	2,37	1,72	0,22	5,93	99,93
	2,78	2,46	0,07	2,22	2,17	2,76	1,70	0,15	3,34	99,59
	3,83	0,65	0,1	3,42	3,16	3,87	1,49	0,25	3,72	99,8
	2,30	1,72	0,05	1,38	2,30	3,61	3,20	0,12	2,55	99,86
	3,80	1,26	0,08	2,03	3,38	3,71	1,67	0,20	4,17	100,25
	1,93	3,02	0,09	2,36	4,93	1,82	3,27	0,16	6,06	99,16
	1,96	3,68	0,09	1,86	2,84	1,84	2,72	0,18	7,19	99,46
	1,51	4,15	0,06	1,74	0,72	1,56	2,22	0,27	8,46	99,62
	5,24	1,53	0,19	2,52	1,33	2,72	2,76	0,21	3,38	99,87
	6,12	1,47	0,04	1,53	2,76	0,72	1,98	0,14	9,76	98,94
	1,65	2,96	0,06	1,73	0,81	0,91	2,02	0,17	12,72	99,64

Таблица 1 (окончание)

1	2	3	4	5	6	7	8
Кремнистые породы	1	а	37 (1328)	4,65	95,70	0,10	1,58
		б	54 (1858)	6,10	96,52	0,05	0,71
	2	а	1 (22)	0,001	96,0	0,10	0,73
		б	1 (52)	0,001	95,0	0,10	0,49
Карбонатные породы	1	а	15 (479)	0,65	8,08	0,09	0,81
		б	23 (660)	0,2	3,36	<0,05	0,44
	2	а	4 (118)	0,02	4,37	<0,05	0,15
		б	8 (250)	0,14	23,87	0,19	3,95
	3	а	19 (978)	2,16	17,31	0,14	2,09
		б	25 (777)	0,9	28,78	0,14	2,66

Примечание (к табл. 1, 2). В графе "стадия": 1 — геосинклиальная; 2 — орогенная; 3 — субплатформенная; 4 — платформенная; в графе "район": а — Чу-Илийский рудный пояс; б — Северо-Восток Центрального Казахстана; в графе

чественному спектральному анализу с целью проверки однородности составляемых выборок, исключения аномальных проб и расчета дисперсии содержаний элементов. Всего в Центральном Казахстане понадобилось получить и обработать результаты около 150 тысяч анализов первичных проб, из которых затем было приготовлено около 5 тысяч составных проб. В настоящей работе нами использована лишь часть полученной информации (около 36 тысяч первичных и 13 тысяч составных проб).

Приготовление составных проб и их гомогенизация производились по специальной методике [9] путем смешивания аналитических порошков первичных проб. В материале составных проб проводились количественные определения содержаний химических элементов с применением аналитических методик повышенной чувствительности и обеспечивающих предел этой чувствительности на каждый элемент обычно не ниже, чем половина кларка для данного типа пород. Выбор элементов, для которых определялись ферсмы, был обусловлен особенностями металлогении района, потребностями региональной геологии и способностью элементов быть индикаторами оруденения или геологическими коррелянтами.

Контроль качества всех аналитических данных осуществлялся с помощью отраслевых стандартных образцов (ОСО), внедренных [4] в аналитическую службу объединения "Центрказгеология". Многолетний шифрованный контроль с помощью ОСО позволил не только уверенно сопоставлять результаты, накапливаемые в течение ряда лет, но и вносить соответствующие поправки при получении систематических расхождений. Использование ОСО позволило авторам также доказать возможность замены части дорогостоящих количественных определений в большинстве типов пород приближенно-количественными спектральными анализами. В связи с этим содержания большинства малых элементов, приведенные в табл. 2, являются среднеарифметическими между их значениями по количественным и приближенно-количественным спектральным анализам, за исключением U, Th, Li и Rb (они анализировались только количественными методами).

9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
0,35	1,32	0,02	0,11	0,27	0,05	0,31	0,05	0,49	100,35
0,35	1,30	0,02	0,1	0,09	0,10	0,16	0,04	0,26	99,70
<0,20	1,70	0,03	0,16	0,24	0,11	0,09	0,01	0,05	99,42
<0,20	3,07	0,04	0,22	0,15	0,06	0,04	0,01	0,15	99,53
0,83	0,38	0,15	7,24	40,98	0,31	0,17	0,09	40,26	99,39
0,45	0,12	0,03	1,70	51,27	0,16	0,09	0,03	41,97	99,67
0,41	0,29	0,12	13,76	36,47	0,12	0,08	0,09	43,49	99,38
1,77	0,39	0,23	1,33	38,30	0,62	0,26	0,10	28,72	99,73
0,53	0,42	0,14	5,67	36,73	0,38	0,42	0,04	35,41	99,28
1,07	0,41	0,07	1,05	35,60	0,33	0,54	0,07	28,76	99,48

"число проб": первая цифра — число составных проб; в скобках — число первичных проб.

Содержания всех элементов (табл. 1–2) взвешивались при расчетах ферсмов пропорционально объемам петрографических типов пород, объединяемых в одну группу. При расчетах объемов типов пород потребовалось измерение площадей выходов пород в пределах каждого стратиграфического подразделения и вычисление мощностей всех главных типов пород. Мощности отдельных типов пород вычислялись на основании об-счета многих сотен разрезов, заимствованных преимущественно из производственных отчетов. Полученные данные об объемах пород и ферсмах были суммированы по стадиям геотектонического развития: собственно геосинклиальной (поздний протерозой — ранний силур), орогенной (ранний силур—средний-поздний девон), субплатформенной (поздний девон—пермь), платформенной (начиная с раннего триаса).

Анализ материалов, приведенных в табл. 1, 2 показывает, что эволюция состава пород на фоне геотектонического развития изученных районов в направлении от геосинклиальной через орогенную к субплатформенной или платформенной стадии имеет следующие особенности.

1. В базальтах обоих районов значительно уменьшаются содержания фемафильных, в понимании Д.М. Шоу [11], элементов (V, Cr, Ni, Co и Cu), что связано с общим увеличением кремнекислотности и подтверждает известную классическую закономерность.

2. В андезитах обоих районов закономерным является лишь уменьшение Na₂O что, вероятно, обусловлено уменьшением степени зеленокаменного преобразования этих пород.

3. Устойчиво увеличение концентраций Cr и Ni в андезитах обоих районов. Наблюдаемая тенденция для этих элементов является обратной по сравнению с базальтами и это является дополнительным фактом к весьма интересному положению о том, что происхождение обоих типов пород не связано с едиными магматическим очагом.

4. Во всех типах эффузивных пород (от базальтов до кислых эффузивов) на Северо-Востоке Центрального Казахстана Si всегда значительно больше, чем в аналогичных образованиях Чу-Илийского района, что пре-

Таблица 2

Содержание рудных элементов в важнейших типах пород исследованных районов на разных стадиях их тектонического развития, %

Порода	Стадия	Район	V, 10 ⁻⁴	Cr, 10 ⁻⁴	Ni, 10 ⁻⁴	Co, 10 ⁻⁴	Pb, 10 ⁻⁴	Zn, 10 ⁻⁴
1	2	3	4	5	6	7	8	9
Базальты	1	а	243	387	197	45	7	102
		б	239	139	70	38	7	79
	2	а	176	234	119	44	15	78
		б	174	93	66	35	7	68
	3	а	88	30	24	20	11	150
Андезито-базальты	1	а	160	110	55	29	10	84
		б	209	71	33	28	11	75
	2	а	160	114	73	30	15	80
		б	159	90	59	25	14	81
Андезиты	1	а	98	17	22	17	22	129
		б	153	35	23	21	10	72
	2	а	106	50	37	21	16	77
		б	132	53	37	19	13	76
	4	б	127	81	61	23	17	79
Дацилы	1	б	87	8	8	15	10	145
	2	а	66	34	20	12	18	59
	2	б	90	10	15	9	10	86
Кислые эффузивы	1	а	25	10	13	6	14	54
		б	57	18	12	7	6	52
	2	а	18	12	10	5	13	40
		б	26	10	13	4	10	48
	4	б	18	9	7	3	25	87
Песчаники	1	а	86	92	50	15	16	70
		б	162	108	43	18	12	77
	2	а	58	42	24	10	12	39
		б	156	82	50	18	16	69
	3	а	63	22	13	12	18	55
		б	89	13	12	10	8	96
	4	б	96	68	40	15	9	68
Алевриты	1	а	94	68	56	18	18	66
		б	132	80	53	23	15	77
	2	а	61	42	30	12	22	61
		б	110	61	36	14	11	64
	3	а	82	32	25	14	19	65
		б	114	18	21	12	11	106
	4	б	130	70	49	19	13	113
Аргиллиты	1	б	130	55	54	30	16	146
	3	б	64	6	11	10	11	135
	4	б	128	79	50	16	11	94
Кремнистые породы	1	а	20	8	7	6	7	10
		б	10	9	8	4	3	16
	2	а	5	7	6	4	10	≤10
		б	4	19	22	4	2	-

Cu, 10 ⁻⁴	Be, 10 ⁻⁶	Nb, 10 ⁻⁴	Mo, 10 ⁻⁵	Sn, 10 ⁻⁵	U, 10 ⁻⁵	Th, 10 ⁻⁴	Li, 10 ⁻⁴	Rb, 10 ⁻⁴	Cr, 10 ⁻³
10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
82	82	13	12	19	12	4	10	14	21
110	78	11	16	18	14	5	14	26	104
47	128	10	14	24	21	17	28	42	68
60	110	10	21	22	7	3	21	22	43
27	-	-	12	31	14	6	-	29	26
74	82	8	14	22	22	5	18	33	52
122	103	10	20	23	13	5	16	31	48
44	140	9	13	22	32	9	30	67	55
75	145	10	17	39	17	5	21	42	64
36	192	56	15	51	56	13	19	56	45
72	118	11	19	21	24	4	14	39	43
34	172	13	16	25	25	12	29	68	37
59	131	11	18	21	31	6	21	47	53
54	137	13	24	17	30	5	13	32	61
38	145	13	25	23	19	7	16	91	41
22	176	16	14	33	26	11	26	99	33
34	126	11	14	14	24	6	18	55	39
24	129	10	14	13	19	3	7	56	35
95	94	15	19	18	20	5	9	46	26
20	185	20	14	38	30	15	15	155	19
21	124	12	14	16	20	13	11	113	25
17	421	61	17	32	40	16	44	142	7
44	118	10	12	20	24	11	26	63	30
61	99	8	15	17	20	4	19	29	53
28	119	11	15	18	25	10	17	82	24
63	110	9	12	20	41	6	19	37	71
25	98	12	16	18	22	8	-	-	24
32	127	6	22	15	19	4	23	37	42
46	106	13	13	156	14	4	14	29	36
56	133	12	12	23	31	12	19	64	28
69	105	11	12	17	20	6	27	33	58
27	152	12	12	22	32	18	41	115	35
42	116	11	13	22	30	8	18	41	35
38	133	13	19	19	-	-	-	-	35
54	153	7	18	17	28	6	32	59	34
63	146	16	13	13	20	6	24	46	37
69	112	14	8	28	9	12	28	22	19
33	146	7	19	17	20	5	20	57	29
73	144	14	12	13	10	5	34	61	35
28	58	4	13	14	<10	<1	4	9	8
33	49	8	10	12	10	2	7	8	-
18	70	≤4	10	<10	50	15	5	<5	<5
38	88	8	14	-	-	-	-	-	-

Таблица 2 (окончание)

1	2	3	4	5	6	7	8	9
Карбонатные породы	1	a	16	14	16	8	7	28
		б	3	7	4	—	6	14
	2	a	4	<5	4	2	13	<30
		б	34	16	10	8	18	44
	3	a	15	9	6	2	16	34
		б	17	8	7	3	9	21

Примечание. Число проб см. в табл. 1.

красно согласуется и с известной металлогенической специализацией Северо-Востока: здесь широко проявлена медная минерализация различных генетических и возрастных типов.

5. Закономерно увеличивается калийность кислых эффузивов обоих районов, что связано, скорее всего, с увеличением мощности земной коры. Увеличение калийности сопровождается одновременным уменьшением содержаний суммарного железа, кальция и натрия.

6. Устойчиво и значительно увеличиваются содержания большой группы фельсифильных, по Д.М. Шоу [11], элементов (Be, Nb, Sn, U, Th, Li, Rb, Pb) в кислых эффузивах обоих районов. В Чу-Илийском районе, известном своими редкометальными месторождениями, связанными с магматическими процессами, рассматриваемые породы характеризуются и более высокими концентрациями этих же элементов.

7. Для песчаников обоих районов, а также для алевролитов и аргиллитов наблюдается четкая тенденция увеличения их кремнекислотности в орогенный этап и уменьшения — в субплатформенный. Эта тенденция ярко отражает смену состава магматических пород, формировавшихся в описываемые стадии и являющихся источником для терригенных пород: на собственно геосинклинальной — преобладание эффузивов основного и среднего состава, на орогенной — формирование огромного объема магматитов кислого состава, а на субплатформенной — резкое сокращение их объема. Тенденцию смены состава исходных пород для формировавшихся терригенных образований иллюстрирует и закономерное падение концентраций в этих образованиях группы фемафильных элементов (V, Cr, Ni, Co, Cu).

8. Для всех терригенных пород субплатформенной и платформенной стадий обнаруживается резкое увеличение величины отношения Al_2O_3/Na_2O . Это отношение, по А.Б. Ронову [7, 8], свидетельствует о зрелости осадков и хорошо подтверждает геологические данные по Центральному Казахстану об изменении палеогеографических условий в этот отрезок истории его развития.

9. Обращают внимание аномально высокие концентрации олова в песчаниках платформенной стадии Северо-Востока, образовавшиеся, очевидно, за счет касситерита, обогащавшего эти породы при разрушении ультракислых гранитоидов позднепалеозойского и мезозойского возрастов.

10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
14	44	4	12	10	17	2	6	4	46
12	39	6	4	—	16	2	<10	<10	58
11	≤30	≤3	<10	≤10	24	2	—	—	43
40	68	9	15	—	21	3	10	10	30
12	44	3	12	10	14	2	8	7	31
13	46	6	9	—	14	2	11	14	41

Отмеченный факт может являться своеобразным индикатором палеогеографической обстановки на этой стадии, благоприятной для образования россыпных месторождений (которые уже обнаружены по периферии описанного района). О своеобразии палеогеографической обстановки платформенной стадии этого района дополнительно свидетельствуют и очень высокие содержания Cr, Ni, Co во всех терригенных породах.

10. Песчаники всех стадий Северо-Востока Центрального Казахстана по сравнению с аналогичными породами Чу-Илийского района содержат значительно больше железа, магния, кальция и алюминия, что хорошо коррелируется с более основным составом разрушаемых пород на водосборных площадях первого района. Несколько слабее эта же тенденция проявляется и для алевролитов сравниваемых районов.

11. Весьма интересен вопрос о сингенетичном накоплении Rb и Zr в карбонатных и сопутствующих им терригенных образованиях в наложенных мульдах субплатформенной стадии, поскольку к этим отложениям в регионе приурочены полиметаллические месторождения. Из табл. 2 видно, что явного накопления этих элементов в субплатформенную стадию нет, хотя, на первый взгляд, для Чу-Илийского района на фоне его тектонического развития можно усмотреть закономерное увеличение концентраций Rb и Zr. Однако, скорее всего, повышение этих концентраций обязано не сингенетичному накоплению, а эпигенетическим поствулканическим гидротермальным процессам, которые и привнесли оба элемента. Об этом, в частности, свидетельствуют данные, полученные авторами в результате составления геохимической карты: резко повышенные содержания свинца и цинка фиксируются в отложениях лишь некоторых мульд Чу-Илийского района, особенно для тех, которые явно подверглись гидротермальным изменениям.

12. При общем сравнении обоих районов по малым элементам в эффузивных и терригенных породах обращает на себя внимание очень устойчивое преобладание Th, Rb а иногда U, Nb, Be, Sn в породах Чу-Илийского района, который относительно больше насыщен и интрузивами ультракислых гранитов. Очевидно, это наблюдение можно использовать и для металлогенических построений и выводов.

ВЫВОДЫ

Петрохимические и геохимические особенности эффузивных пород обоих районов зависят от типа магматизма, обусловленного характером их тектонического развития. На геосинклинальном этапе фемический (базальтоиды) и сиалический (кислые эффузивы) типы магматизма характеризуются преобладанием элементов фемафильной группы (Cr, Ni, Cu), а на орогенной и субплатформенной стадии те же магматиты содержат более высокие концентрации элементов фельсифильной группы (Be, Sn, U, Th, Rb, Li). Правда, в базальтоидах Северо-Востока Центрального Казахстана поведение элементов фельсифильной группы не обнаруживает столь яркой закономерности, как в Чу-Илийском районе, что, возможно, может объясняться разным в этих районах составом верхней мантии, из которой вышлавлялись базальты. Для андезитовых серий обоих районов ярких петрохимических и геохимических различий для разных стадий тектонического развития не выявлено.

Эволюция состава терригенных пород прослеживается по закономерному уменьшению Fe, Mg, Ca, Mn от геосинклинальных осадков к орогенным и по резкому их возрастанию в субплатформенных аналогах, эта же тенденция подтверждается и аналогичным поведением элементов фемафильной группы (V, Cr, Ni, Cu). Эволюция состава терригенных пород обоих районов хорошо увязывается с общей эволюцией их магматизма и изменением состава водосборных площадей. Эта эволюция состава несколько отличается от более общих закономерностей, выведенных для геосинклинальных и платформенных областей А.Б. Роновым [7], подчеркивая тем самым своеобразие развития описываемых районов Центрального Казахстана.

Эволюция вещественного состава пород обоих районов несомненно повлияла и на характер эволюции металлогении. Это в большой мере обусловило приуроченность оруденения железа, хрома, ванадия, золота и меди к более ранним стадиям тектонического развития, а редких элементов и полиметаллов — к более поздним.

ЛИТЕРАТУРА

1. Беус А.А. Принципы геохимической прогнозной оценки потенциальной рудоносности магматических комплексов. — В кн.: Вопросы прикладной геохимии. Вып. 1. М.: Недра, 1966, с. 21—65.
2. Думлер Ф.Д. Геохимические исследования при крупномасштабной геологической съемке. Л.: Недра, 1975. 36 с.
3. Иванов В.В. О системе приближенных оценок средних содержаний химических элементов в геологических образованиях. — В кн.: Математические методы в геологии (доклады сов. геологов на XXIII сессии МГК). М.: Недра, 1968, с. 48—53.
4. Казмин В.Н., Козырев Е.К. Региональные стандартные образцы, методика их изготовления и использования (на примере Центрального Казахстана). — В кн.: Геохимические и аналитические методы изучения вещественного состава осадочных пород и руд. М.: ВИЭМС, 1974, с. 32—33.
5. Казмин В.Н., Орлов И.В., Серых В.И. и др. Методика и результаты геохимических исследований при геологической съемке в Центральном Казахстане. — Сов. геология, 1973, № 9, с. 42—57.
6. Ронов А.Б., Ярошевский А.А. Химическое строение земной коры. — Геохимия, 1967, № 11.

7. *Ронов А.Б.* Геохимия важнейших структурных зон осадочной оболочки континентов. – В кн.: Геохимия платформенных и геосинклинальных осадочных пород и руд фанерозойского и верхнепротерозойского возраста. М.: ГЕОХИМ, 1980, с. 2–4.
8. *Скублов Г.Т., Орлов И.В., Авдеев А.В.* и др. – Опыт проведения площадной геохимической съемки в Агадырском рудном районе (Центральный Казахстан). – Сов. геология, 1970, № 2, с. 80–90.
9. Средние содержания некоторых малых элементов в главных типах гранитоидов Центрального Казахстана. / *Казмин В.Н., Чернопольский Ю.А., Шульга В.М., Глухан И.В.* – Изв. АН Каз.ССР. Сер. геол., 1977, № 4, с. 16–38.
10. *Хитров В.Г., Кортман Р.В.* Результаты межлабораторной оценки качества определенных породообразующих элементов. – М.: ВИЭМС, 1971. 54 с.
11. *Шоу Д.М.* Геохимия микроэлементов кристаллических пород. М.: Недра, 1969. 207 с.
12. *Шульга В.М., Чернопольский Ю.А., Казмин В.Н.* Средний химический состав гранитоидов Центрального Казахстана. – Сов. геология, 1978, № 1, с. 96–105.
13. *Яшенко Н.Я., Файзуллин Э.С.* Некоторые вопросы методики крупномасштабного геохимического картирования. – В кн.: Труды Центрально-Казахстанского геологического управления. Караганда, 1969, вып. 3, с. 190–197.

УДК 550.4:551.72 (571.51)

С.В. Сараев

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И УСЛОВИЯ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ ВЕРХНЕПРОТЕРОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА

В разрезе рифея Енисейского кряжа общей мощностью более 10 км выделяются три серии (снизу вверх): сухопитская, тунгусикская, ослянская. Наибольший метаморфизм в этом разрезе претерпели породы сухопитской серии – от стадий метагенеза (сосновская, погоруйская, удерейская, частично горбилокская свиты) до мусковит-хлоритовой (горбилокская свита) и биотитовой (кординская свита) субфаций регионального метаморфизма. В этом отношении значительный интерес представляет расшифровка исходного минерального состава и условий осадкообразования, наиболее метаморфизованных отложений рифея, с которыми генетически связаны месторождения и рудопроявления золота, железа, марганца.

Сухопитская серия сложена филлитами, глинистыми, алевритовыми, углеродисто-глинистыми, углеродисто-алевритовыми, карбонатно-глинистыми, карбонатно-алевритовыми сланцами, кристаллическими известняками и доломитами, метапесчаниками. Породы нередко тонко переслаиваются в разрезе.

Метаалевролиты и метапесчаники наиболее широко распространены в кординской и погоруйской свитах, филлиты, глинистые, алеврито-глинистые сланцы – в горбилокской и удерейской, карбонатные и смешанные карбонатно-терригенные породы – в сосновской.

В табл. 1 по данным силикатного анализа приведены средние составы главных типов пород, слагающих свиты из восточных и центральных разрезов Енисейского кряжа. По сравнению со средними данными, приводимыми для глин геосинклиналей [6], глинистые сланцы и филлиты сухо-

Таблица 1

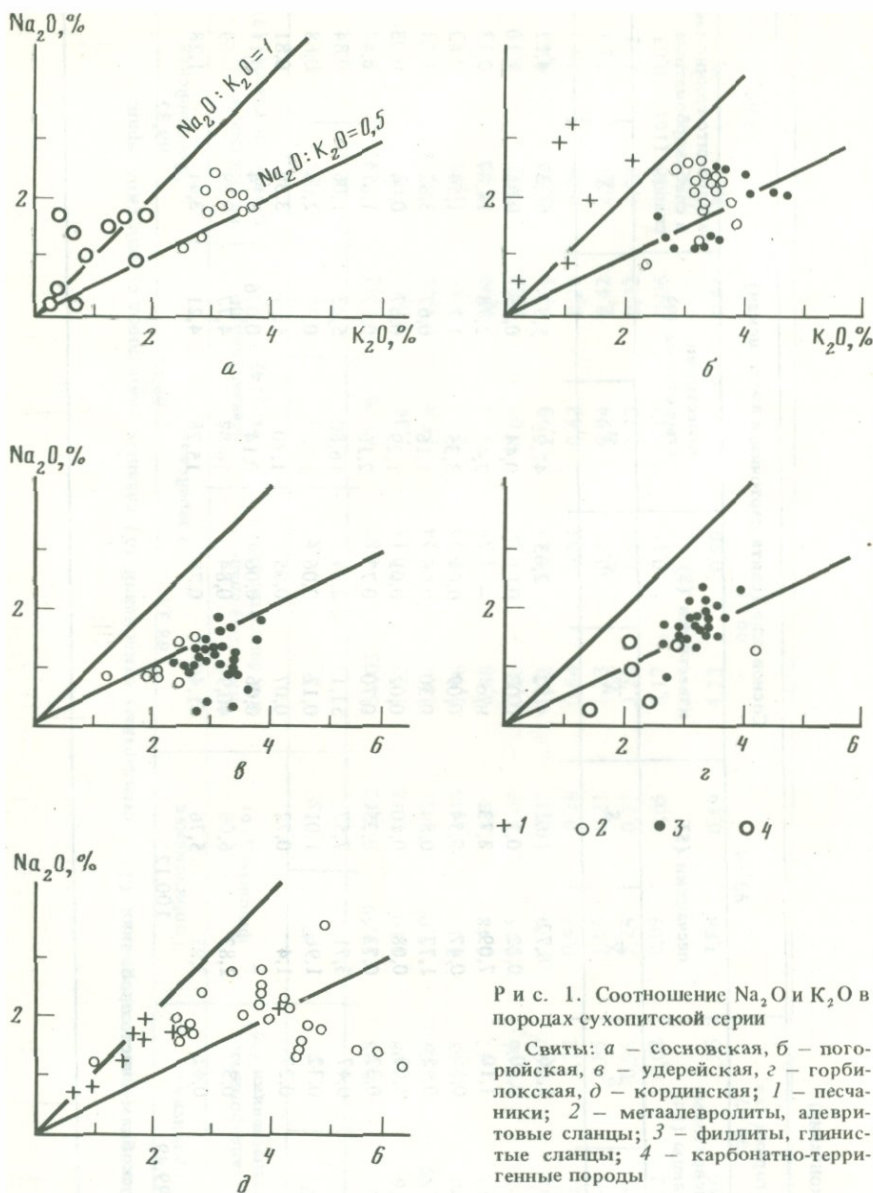
Статистические оценки средних содержаний (\bar{X}) и стандартных отклонений (S) главных типов пород сухопитской серии, %

Компоненты	Кординская		Горбилковская		Удережская				Погоруйская	
	метаалевролиты, метапесчаники (6)		филлиты (16)		глинистые сланцы, филлиты (19)		метаалевролиты (14)		глинистые, алевритоглинистые сланцы (7)	
	\bar{X}	S	\bar{X}	S	\bar{X}	S	\bar{X}	S	\bar{X}	S
SiO ₂	64,19	0,98	59,59	1,62	59,03	1,82	63,09	3,02	63,97	1,47
TiO ₂	0,76	0,08	1,10	0,16	1,22	0,15	1,34	0,14	0,94	0,08
Al ₂ O ₃	14,59	2,09	19,05	1,31	19,45	1,24	15,8	1,44	17,54	0,55
Fe ₂ O ₃	2,00	1,05	3,20	1,44	1,76	0,73	2,21	0,55	1,48	0,33
FeO	4,49	1,47	5,48	1,37	6,88	1,38	7,03	0,99	3,45	0,73
MnO	0,07	0,06	0,15	0,05	0,10	0,06	0,07	0,03	0,02	0,02
MgO	2,62	0,90	1,74	0,37	1,62	0,43	1,99	0,64	1,69	0,48
CaO	2,07	2,72	0,48	0,26	0,64	0,35	0,63	0,20	0,38	0,14
Na ₂ O	1,95	0,85	1,66	0,21	1,23	0,42	0,94	0,42	2,23	0,19
K ₂ O	4,05	0,95	3,24	0,27	3,28	0,54	2,73	0,72	4,08	0,52
P ₂ O ₅	0,12	0,02	0,09	0,05	0,17	0,15	0,17	0,06	0,06	0,03
CO ₂	—	—	—	—	—	—	—	—	0,3	0,2
П.п.п.	2,56	1,26	3,86	0,59	4,23	0,50	3,81	0,44	3,55	0,18
Сумма	99,67		99,64		99,61		99,85		99,69	

Таблица 1 (окончание)

Компоненты	Погорьская		Сосновская (свита карточки и аладынская)							
	алевритовые сланцы (14)		песчаники (5)		известняки (3)		известковистые сланцы (9)		алевролитоглинистые и слабокарбонатные сланцы (10)	
	\bar{X}	S	\bar{X}	S	\bar{X}	S	\bar{X}	S	\bar{X}	S
SiO ₂	67,00	2,36	78,72	10,1	4,52	2,03	47,95	5,82	66,37	4,22
TiO ₂	0,87	0,10	0,22	0,2	0,03	0,01	0,44	0,25	0,86	0,10
Al ₂ O ₃	15,65	1,10	7,09	3,73	н/о	—	7,48	2,78	14,87	2,13
Fe ₂ O ₃	1,44	0,50	0,47	0,54	0,09	0,04	3,35	1,7	1,54	0,43
FeO	3,45	0,95	1,77	0,84	0,30	0,06	1,16	0,67	3,82	1,04
MnO	0,03	0,03	0,08	0,10	0,02	0,01	1,29	0,87	0,04	0,03
MgO	1,56	0,32	0,73	0,35	0,70	0,77	2,16	0,52	1,81	0,44
CaO	0,54	0,47	3,71	7,57	51,1	2,24	16,80	5,23	1,06	0,84
Na ₂ O	2,16	0,32	1,96	1,01	0,12	0,06	1,43	0,28	2,0	0,68
K ₂ O	3,43	0,27	1,4	0,72	0,07	0,05	1,70	1,01	3,36	0,81
P ₂ O ₅	0,07	—	—	—	0,06	0,06	0,14	0,076	0,14	0,11
CO ₂	0,32	0,3	2,83	6,06	40,90	0,84	14,87	4,77	0,89	0,69
П.п.п	3,29	0,42	3,95	5,76	41,40	0,78	15,76	4,21	3,41	1,28
Сумма	99,49		100,12		98,37		99,66		99,32	

Примечание. В скобках — число проб.

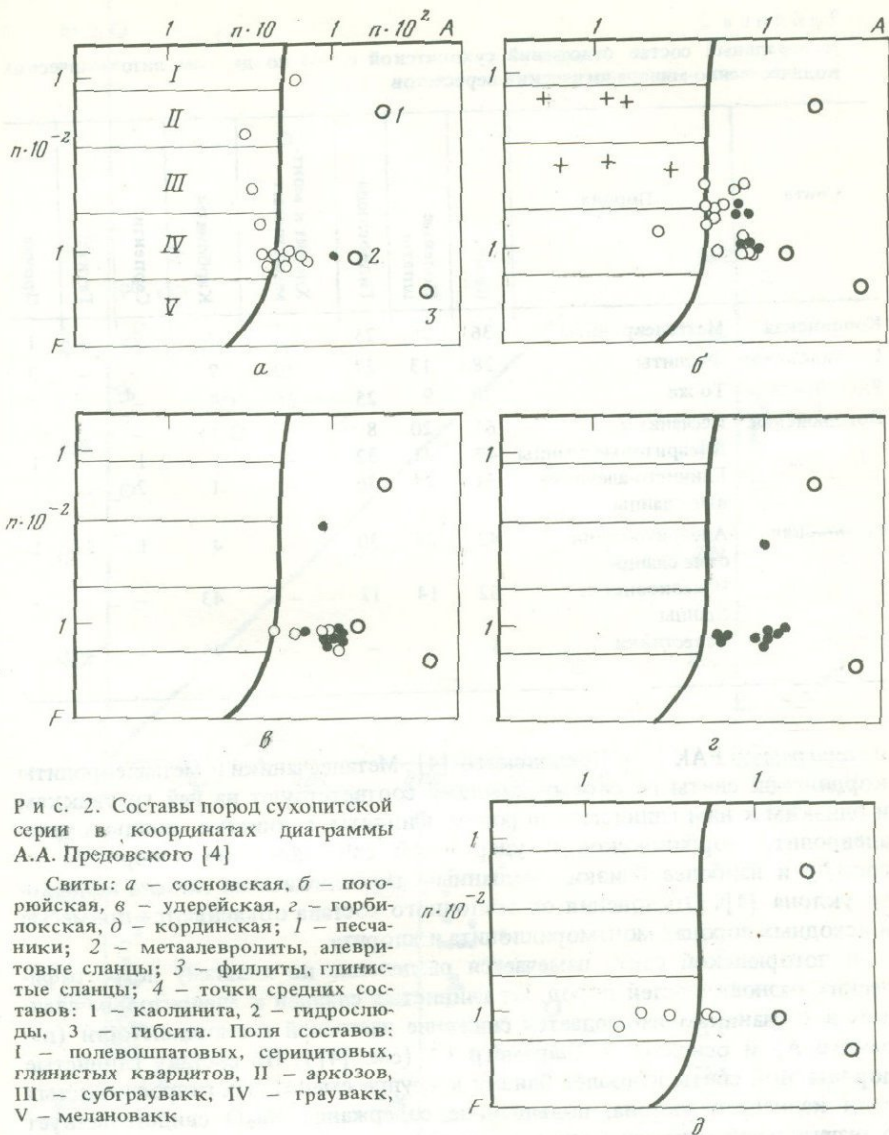


Р и с. 1. Соотношение Na_2O и K_2O в породах сухопитской серии

Свиты: а – сосновская, б – погорьская, в – удерейская, г – горбилочская, д – кординская; 1 – песчаники; 2 – метавулканы, алевроитовые сланцы; 3 – филлиты, глинистые сланцы; 4 – карбонатно-терригенные породы

питской серии обогащены SiO_2 , Al_2O_3 , TiO_2 , FeO , K_2O и обеднены Fe_2O_3 , MgO , CaO . Песчаники погорьской свиты по сравнению с песками геосинклиналей [6] содержат в больших количествах SiO_2 и Na_2O и в меньших – другие породообразующие окислы.

Отношение щелочей в глинистых сланцах и филлитах уменьшается (рис. 1), а коэффициент зрелости Al_2O_3/Na_2O увеличивается от горбилочской свиты к удерейской, что свидетельствует об увеличении доли более



Р и с. 2. Составы пород сухопитской серии в координатах диаграммы А.А. Предовского [4]

Свиты: а – сосновская, б – погорюйская, в – удерейская, г – горбилкокская, д – кординская; 1 – песчаники; 2 – метаалевролиты, алевритовые сланцы; 3 – филлиты, глинистые сланцы; 4 – точки средних составов: 1 – каолинита, 2 – гидрослюда, 3 – гибсита. Поля составов: I – полевошпатовых, серицитовых, глинистых кварцитов, II – аркозов, III – субграувакк, IV – граувакк, V – мелановакк

зрелого материала, поступающего с расположенной на востоке платформы или равным образом о снижении роли вулканизма в осадочном процессе при переходе от горбилкокской к удерейской свите, обладающей повышенной золотонасностью [3]. В перекрывающих удерейскую свиту отложениях погорюйской и сосновской свит соотношения этих окислов в глинистых породах становятся близкими к таковым в горбилкокской свите. Подобные же тенденции в изменении $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$, $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Na}_2\text{O}$ снизу вверх по разрезу наблюдаются и в метаалевролитах.

На рис. 2 составы терригенных пород сухопитской серии нанесены

Таблица 2

Минеральный состав отложений сухопитской серии по данным литохимических количественно-минералогических пересчетов

Свита	Порода	Кварц	Полевые шпаты	Гидрослюда	Хлорит и монт-мориллонит	Карбонаты	Серпентин	Гетит	Прочие
Кординская	Метаалевролиты	36	26	25	—	7	2	3	1
Горбилкокская	Филлиты	28	13	27	20	9	—	—	3
Удере́йская	То же	30	9	25	25	9	—	—	2
Погорю́йская	Песчаники	61	20	8	—	11	—	—	—
	Алевритовые сланцы	43	21	32	—	2	1	—	1
	Глинисто-алевритовые сланцы	34	24	36	—	1	2	2	1
Сосновская	Алеврито-глинистые сланцы	42	20	30	—	4	1	2	1
	Известковистые сланцы	32	14	11	—	43	—	—	—
	Известняки	5	—	—	—	95	—	—	—

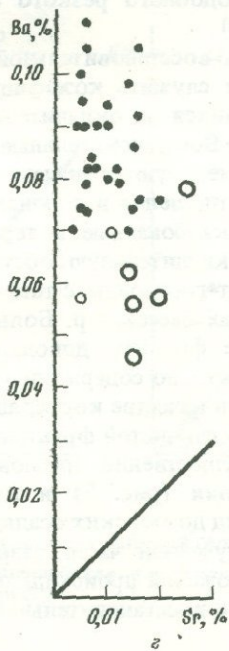
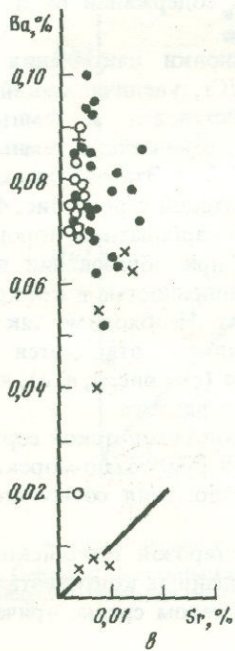
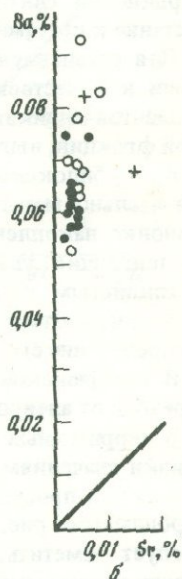
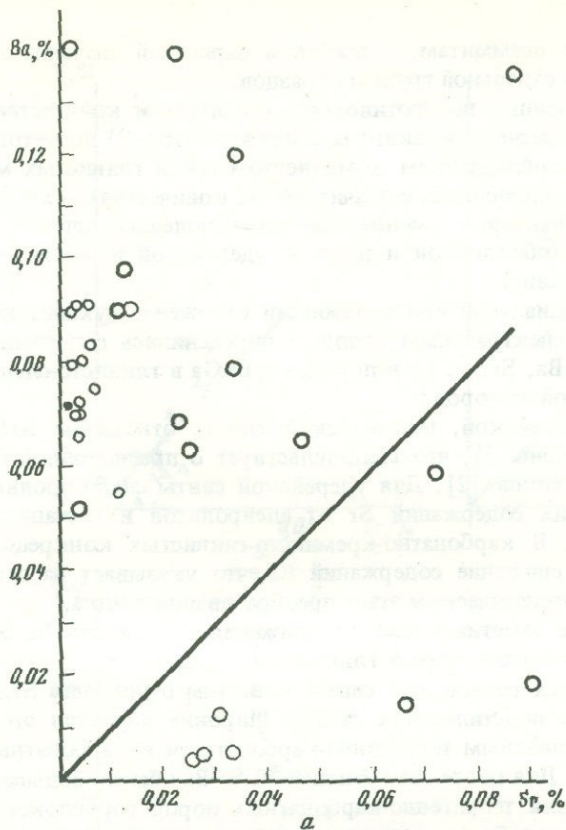
на диаграмму ФАК А.А. Предовского [4]. Метапесчаники и метаалевролиты кординской свиты по своему химизму соответствуют на ней грауваккам и близким к ним глинистым породам. Филлиты, глинистые сланцы и метаалевролиты горбилкокской и удере́йской свит довольно однородны по составу и наиболее близки смешанным гидрослюдистым глинам калиевого уклона [4]. Отклонения от эталонного состава объясняются примесью в исходных породах монтмориллонита и хлорита.

В погорю́йской свите намечается разделение по химизму петрографических разновидностей пород. От глинистых сланцев к алевритовым сланцам и песчаникам наблюдается снижение частотной глиноземистости (параметр А) и основности (параметр F) (см. [4]). По составу глинистые породы этой свиты наиболее близки к группе смешанных гидрослюдистых глин калиевого уклона, повышенное содержание Na_2O свидетельствует о значительной примеси монтмориллонита или обломков альбита в осадке. Песчаники погорю́йской свиты в химическом отношении аналогичны субграуваккам и аркозам.

Алевритовые, алеврито-глинистые сланцы сосновской свиты характеризуются близкими значениями частной глиноземистости, соответствующей

Р и с. 3. Соотношение St и Ba в породах сухопитской серии

Свиты: а — сосновская, б — погорю́йская, в — удере́йская, г — горбилкокская; 1 — песчаники, 2 — метаалевролиты, алевритовые сланцы, 3 — филлиты, глинистые сланцы, 4 — карбонатно-терригенные породы, 5 — известняки, б — карбонатно-кремнисто-глинистые конкреции



- + 1
- 2
- 3
- ⊙ 4
- 5
- × 6

переходу от пелитов к псаммитам, и широкой вариацией значений показателя основности для отдельной группы образцов.

Приведенные выше данные не противоречат результатам количественно-минералогического пересчета силикатных анализов (табл. 2) по методике О.М. Розена [5]. Преобладающим компонентом среди глинистых минералов рассчитывается гидрослюда, в значительных количествах — хлорит и монтмориллонит. Характерно уменьшение доли полевых шпатов от кординской свиты к горбилоской и далее к удерейской и затем возрастание к погорюйской свите.

Для установления фацальной принадлежности отложений сухопитской серии количественным спектральным методом определялись содержания элементов-индикаторов Ba, Sr, V, Cr в породах и B, Ga в глинисто-слюдистой фракции, выделенной из пород.

В горбилоской, удерейской, погорюйской свитах отношение Sr/Ba значительно меньше 1 (рис. 3), что свидетельствует о пресноводной обстановке накопления осадков [2]. Для удерейской свиты слабо проявлена тенденция увеличения содержаний Sr от алевролитов и песчаников к глинистым породам. В карбонатно-кремнисто-глинистых конкрециях этой свиты отмечается снижение содержаний Ba, что указывает на перераспределение его на диагенетическом этапе преобразования осадка.

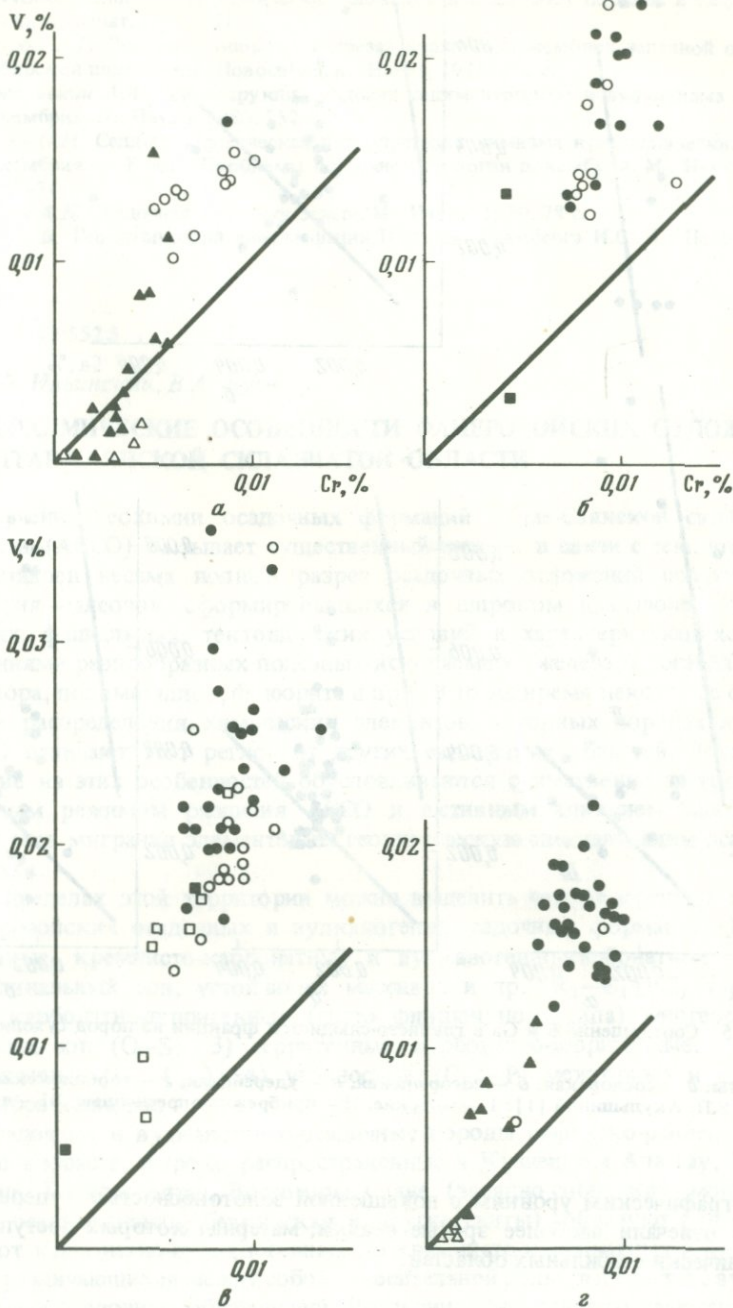
В погорюйской свите заметна тенденция снижения содержаний Ba при переходе от алевролитов и песчаников к глинистым породам.

В терригенных породах сосновской свиты величины отношения Sr/Ba близки значениям его в подстилающих свитах. Широкие вариации этого отношения присущи смешанным терригенно-карбонатным и карбонатным породам (см. рис. 3, а). Для последних отношений Sr/Ba обычно больше 1. Следует заметить, что для терригенно-карбонатных пород горбилоской свиты не наблюдается подобного резкого отличия содержаний Ba и Sr от филлитов (см. рис. 3, з).

Оценкой окислительно-восстановительной обстановки накопления и диагенеза осадков может служить коэффициент V/Cr, увеличивающийся от осадков, формирующихся в окислительной обстановке, к темным илам и сапропелям [7]. Восстановительные фации, отвечающие темным илам и сапропелям, характеризуются значениями $V/Cr > 1$. Этим величинам соответствуют значения отношения в породах сухопитской серии (рис. 4). Исключение составляют карбонатные и терригенно-карбонатные породы сосновской свиты. На окислительную обстановку при образовании пород этого типа указывают горизонты с тонкой вкрапленностью и конкрециями гематита в разрезах бассейна р. Большой Пит. Необходимо также отметить, что удерейские филлиты довольно отчетливо отличаются от подстилающих горбилоских по содержанию ванадия (см. рис. 4, в, з), что может быть использовано в качестве корреляционного фактора.

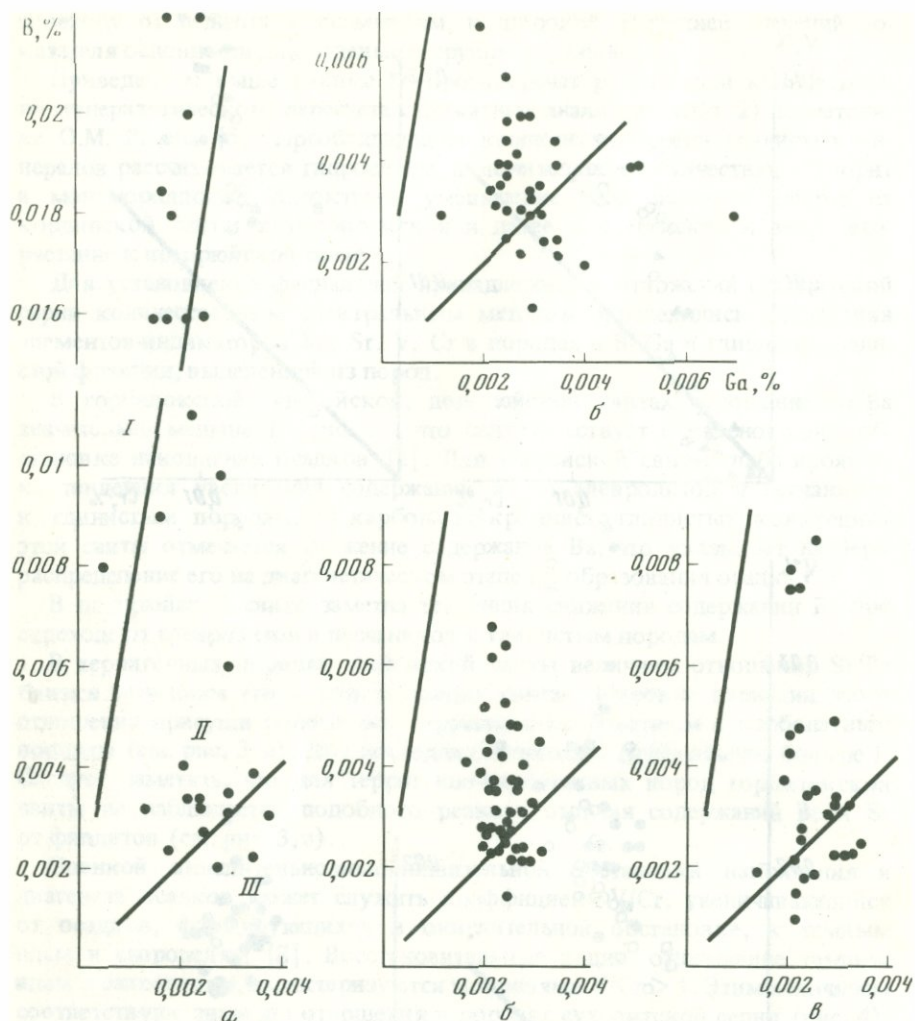
Соотношение B и Ga в глинистой фракции из пород сухопитской серии свидетельствует о преимущественно пресноводных и прибрежно-морских условиях осадконакопления (рис. 5) и только отложения сосновской свиты продолжают этот ряд до морских осадков.

Таким образом, в изученной части разреза протерозоя Енисейского кряжа формирование отложений происходило в смешанных континентально-морских обстановках с восстановительным характером среды, причем



Р и с. 4. Соотношение V и Cr в породах сухопитской серии

Свиты: а – сосновская, б – погоруйская, в – удерейская, г – горбилковская; условные обозначения пород см. на рис. 3



Р и с. 5. Соотношение В и Ga в глинисто-слюдистой фракции из пород сухопитской серии

Свиты: а – сосновская, б – погоруйская, в – удерейская, г – горбилковская; фации по Е.П. Акульшиной [1]: I – морские, II – прибрежно-опресненные, III – пресноводные

стратиграфическим уровням с повышенной золотоносностью (удерейская свита) отвечали наиболее зрелые осадки, материал которых поступал из тектонически стабильных областей.

ЛИТЕРАТУРА

1. Глинистые минералы как показатели условий литогенеза/Акульшина Е.П., Давыдов Ю.В., Писарева Г.М. и др. Новосибирск.: Наука, 1976. 189 с.

2. Катченков С.М. Малые химические элементы в осадочных породах и нефтях. Л.: Гостоптехиздат, 1959. 271 с.
3. Петров В.Г. Золото в опорных разрезах верхнего докембрия западной окраины Сибирской платформы. Новосибирск.: Наука, 1976. 212 с.
4. Предовский А.А. Реконструкция условий седиментогенеза и вулканизма раннего докембрия. Л.: Наука, 1980. 152 с.
5. Розен О.М. Седиментологическая интерпретация химизма кристаллических пород докембрия. — В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Наука, 1975, с. 60—74.
6. Ронов А.Б. Осадочная оболочка Земли. М.: Наука, 1980. 78 с.
7. Эрнст В. Геохимический анализ фаций/Под ред. Грамберга И.С. Л.: Недра, 1976. 127 с.

УДК 550.42:552.5

Ю.В. Ильинский, В.А. Буев

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ФАНОРОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ АЛТАЕ-САЯНСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ

Изучение геохимии осадочных формаций Алтае-Саянской складчатой области (АССО) вызывает существенный интерес в связи с тем, что здесь представлен весьма полный разрез осадочных отложений позднего докембрия—палеозоя, сформировавшихся в широком диапазоне климатических, фациальных, тектонических условий и характеризующихся проявлениями разнообразных полезных ископаемых (железа, марганца, меди, фосфора, полиметаллов, флюорита и пр.). В то же время некоторые особенности распределения химических элементов в горных породах и рудах АССО отличают этот регион от других складчатых областей. Возможно, многие из этих особенностей обуславливаются существенно эвгеосинклинальным режимом развития АССО и активным влиянием эндогенных процессов миграции элементов на геохимическую специализацию осадочно-го чехла.

В пределах этой территории можно выделить четыре крупных группы фанерозойских осадочных и вулканогенно-осадочных формаций: 1) карбонатные, кремнисто-карбонатные и вулканогенно-карбонатные эвгеосинклинальных зон, устойчивых массивов и пр. (R_2 — C_1); 2) терригенные, карбонатно-терригенные (часто флишеидного типа) миегеосинклинальных зон (O — S); 3) терригенные, карбонатно-терригенные, пеллово-терригенные (D_2 — C_{1v}); 4) угленосные (C_{1n} — P) межгорных и краевых прогибов и впадин.

Осадочные и вулканогенно-осадочные породы рифейско-раннекембрийского возраста, широко распространенные в Кузнецком Ала-Тау, Горной Шории, Горном Алтае, Восточном Саяне (западно-сибирская, монгошинская, мартюхинская, белкинская и другие свиты), образуют ряд формаций от карбонатно-вулканогенных до кремнисто-карбонатных и карбонатных, различающихся между собой относительной ролью в их составе вулканогенных и осадочных образований. Последние представлены хомогенными и биогенными известняками, доломитами, силицитами. В резко подчиненных количествах встречаются углеродисто-кремнистые, углеродисто-глинистые ("черные") сланцы, алевролиты и пр. Металлогенические значения указан-

Таблица 1

Распределение химических элементов в осадочных отложениях позднего докембрия — раннего палеозоя Алтае-Саянской складчатой области

Возраст	Регион	Порода	Число проб	Содержание химических элементов, %		
				10 ⁻¹		10 ⁻²
				Ti	Mn	Sr
Є ₂ (?)—O—S	Западный Саян	Песчаники	56	4,5	5,5	1,1
		Алевролиты	29	6,5	7,2	0,8
		Сланцы	38	5,0	9,1	1,4
		Известняки	15	0,8	2,9	16,8
	Горный Алтай	Сланцы	30	6,7	6,9	1,6
V ₂ —Є ₁	Тува	То же	33	6,1	10	1,6
	Восточный Саян	Известняки	99	0,2	2,3	4,1
		Кузнецкий	38	0,2	1,1	9,7
	Ала Тау	Горный Алтай	27	1,4	8,1	7,1
	Восточный Саян	Доломиты	34	0,1	2,2	9,9
R ₃ —V ₁	Кузнецкий	То же	54	0,1	2,0	2,1
	Ала Тау					

ных формаций определяется наличием стратиформных месторождений железа, марганца, фосфора, бария и др.

Вопросы геохимии позднедокембрийских и раннекембрийских осадков АССО, в частности в связи с их фосфатноносностью, изучались многими исследователями [1, 2, 4].

Общая мощность карбонатных толщ достигает 8—9 тыс. м. Они образовались в мелководном морском бассейне в условиях гумидного и субгумидного климата. Главнейшей петрохимической особенностью пород указанных формаций является повышенное содержание в них кремнезема при высокой дисперсии его распределения. Кремнистые разности составляют 10—30% общего объема пород рифейско-раннекембрийского уровня [2]. Содержание кремнезема варьирует в широких пределах: от десятых долей и нескольких процентов в известняках до 80—90% — в силицитах.

Часто встречаются пласты фосфоритов мощностью от десятков сантиметров до десятков метров. Концентрация P₂O₅ в них колеблется от 5—7 до 25—30% и более. Фосфориты встречаются в ассоциации с породами разного состава (известняками, доломитами, углеродисто-кремнистыми сланцами и пр.), отчетливо тяготея к кремнистым разновидностям, хотя прямая корреляция содержаний фосфора и кремния не всегда устанавливается.

Содержание P₂O₅ в целом по разрезу невысокое (обычно меньше 0,5%). Всеми исследователями отмечается повышение фоновых концентраций фосфора в фосфатоносных горизонтах, что рассматривается в качестве одного из благоприятных геохимических поисковых признаков.

Содержание химических элементов, %												
10 ⁻²		10 ⁻³										10 ⁻⁴
Ba	Zr	Cr	Ni	Co	V	Pb	Zn	Ga	Cu	V	Sc	Mo
3,3	1,3	8,5	4,3	1,6	4,9	0,8	3,7	1,1	5,6	1,7	1,0	1,2
3,3	1,5	8,7	4,5	1,6	5,8	1,0	5,8	1,6	3,9	2,1	2,3	0,5
3,6	1,5	10,2	5,4	1,7	7,2	0,9	6,2	1,1	4,7	1,7	1,0	0,9
3,3	0,4	1,4	0,4	0,2	1,4	1,0	0,8	0,4	1,8	0,8	0,2	0,3
5,1	1,7	9,0	4,0	1,6	9,4	0,7	6,3	1,5	4,3	1,8	1,1	0,8
3,6	1,5	12,7	4,6	2,0	7,3	1,0	5,3	1,1	5,4	2,3	1,3	0,9
1,5	0,2	0,7	0,4	—	0,8	0,4	—	0,3	0,9	—	—	—
3,4	0,1	0,3	0,3	—	0,4	0,5	—	—	0,9	0,4	—	—
1,5	0,2	0,9	0,9	—	1,6	0,7	—	—	1,4	1,0	—	—
1,4	0,2	—	0,3	—	0,3	0,4	—	—	1,5	0,2	—	0,3
1,9	0,2	—	1,3	—	0,2	0,3	—	—	1,0	0,1	—	0,1

Часто в кремнистых породах встречаются небольшие линзы гематитовых и гематит-магнетитовых руд с концентрацией железа до 30% и выше при фоновом его содержании, варьирующем в пределах десятых долей процента. Особенностью АССО, резко отличающей ее от других регионов, является то, что железное оруденение осадочных отложений практически нигде не встречается совместно с марганцевым. Последнее (как на крупном Усинском месторождении, так и на ряде рудопроявлений) обычно пространственно обособлено и от железной и фосфорной минерализации и очень редко ассоциирует с кремнистыми породами. В то же время в железорудных проявлениях обычно фиксируются повышенные содержания фосфора (до двух кларков и выше).

В геохимическом отношении породы этого уровня отличаются очень низкими, докларковыми содержаниями практически всех рассеянных элементов, кроме стронция (табл. 1), кларк концентрации в известняках достигает 1,3—2,5 · 10⁻² %.

Исключение составляют фосфор и углеродсодержащие породы, относящиеся к геохимически специализированным образованиям. Примером последних являются своеобразные ванадиеносные и титаноносные сланце-подобные аргиллиты хлорит-гидрослюдистого состава, в которых часто встречаются рутил, пирит, пирротин, графитоподобные глинистые частицы [2]. В углеродисто-глинистых и углеродисто-кремнистых сланцах, а также в фосфорсодержащих известняках часто повышено содержание меди, свинца, цинка, никеля, кобальта, мышьяка, молибдена, серебра и других элементов, накапливающихся на сорбционных и восстановительных

барьерах. Частично увеличение концентраций этих элементов происходит за счет наложенных эпигенетических процессов, о чем свидетельствует нарушение корреляционных связей между петрогенными и рудными элементами, признаки метасоматических преобразований пород и пр. Спектр рудных элементов различен в разных районах даже в близких по составу специализированных породах, отражая в общих чертах геохимическую специализацию блоков земной коры и межблоковых зон. Иногда повышение содержания углерода в углеродисто-кремнистых образованиях не сопровождается сколько-нибудь значительным повышением концентраций рудных элементов.

В последние годы наметилась тенденция к более детальному расчленению толщи карбонатных осадков. Было предложено выделить среди них три стратиграфических уровня: известняковый ($R_2 - R'_3$), доломитовый ($R'_3 - V_1$) и доломит-известняковый ($V_2 - E_1$). По предварительным данным указанные три уровня несколько различаются по геохимическим и минералогическим особенностям. Так, породы верхнего уровня отличаются (по сравнению с двумя нижележащими) повышенными содержаниями марганца, ванадия, свинца, цинка, меди и других элементов. В пределах этого уровня (внутри достаточно узкого интервала вблизи границы верхнего докембрия и кембрия) сосредоточено наибольшее количество как геохимически специализированных пород, так и месторождений полезных ископаемых.

Примерно с конца кембрия и в ордовике на территории АССО климат становится в целом менее теплым, более континентальным. Затем в силу снова наступает постепенная гумидизация климата. В этот период в миогеосинклинальных прогибах региона формируются мощные (до 5–6, а по некоторым оценкам до 8 тыс. м и более) толщи терригенных, реже карбонатных осадков часто флишевого или флишеоидного типа. К ним относятся сютхольская, ишкинская, аласугская, манчурекская (западный Саян), чумышская, карастунская (Салаир) и другие свиты и серии. Обычно это переслаивающиеся мелкозернистые серо-зеленые полимиктовые песчаники, алевролиты и сланцы, метаморфизованные в условиях зеленосланцевой фации (хлоритизация, серицитизация, карбонатизация). В подчиненном количестве встречаются известняки, известковистые песчаники и мергели (например, онинская свита Западного Саяна). Эти отложения бедны полезными ископаемыми (если не считать явно наложенного оруденения железа, кобальта и др.). Лишь в западной Туве известны хотя и многочисленные, но мелкие проявления медной минерализации, для части которых можно предполагать сингенетичное накопление и литолого-фациальный контроль. Имеются также данные о нескольких повышенной фосфатности ордовикских и раннесилурийских толщ на Салаире [5 и др.]. В последние годы в Туве А.В. Кривободровой [3] установлены прослой фосфоритов в ордовикскосилурийских песчано-известковых отложениях прибрежно-морских фаций.

Слабая металлогеническая продуктивность ордовикско-силурийских осадков АССО обусловила, по-видимому, и их низкую геохимическую изученность.

Для терригенных пород этого уровня АССО в целом характерен халькофильный и сидеро-халькофильный тип геохимических ассоциаций

(см. табл. 1). В западной Туве и Западном Саяне в песчано-сланцевых отложениях этого уровня зафиксированы неравномерно-повышенные содержания меди, хрома, никеля и кобальта, в восточной Туве — свинца и цинка. И в том и в другом районе прослеживается известная унаследованность геохимических особенностей предшествующих раннекембрийских вулканитов основного состава, располагающихся в непосредственной близости. Средние содержания других рудных элементов обычно не превышают кларковых значений при весьма равномерном (отражающем монотонный состав формаций) распределений. Очевидно, геохимические особенности пород рассматриваемых формаций в значительной мере обусловлены процессами регионального метаморфизма, способствовавшими нивелированию геохимических различий разнофациальных образований.

Девонско-раннекаменноугольные отложения (илеморовская, атакшильская, уюкская, джаргинская, тубинская, быстринская и другие свиты) Минусинских и Тувинской впадин орогенного этапа развития АССО образовались в широком диапазоне фациальных обстановок в условиях аридного и субаридного климата. Металлогеническое значение этих отложений связано с месторождениями и проявлениями меди, фосфатов, флюорита и других полезных ископаемых.

Породы слабо дислоцированы и практически не подвергались воздействию процессов регионального метаморфизма, что в значительной мере облегчает изучение истории формирования их геологических особенностей.

Фациальные условия в процессе формирования осадков неоднократно сменялись от континентальных через переходные к морским, что способствовало формированию своеобразной геохимической зональности осадочных толщ.

Девонские карбонатно-терригенные и терригенные отложения континентального фациального комплекса представлены главным образом красноцветными и пестроцветными полимиктовыми песчаниками и алевропесчаниками, реже гравелитами, конгломератами. Их характерной петрохимической особенностью является высокая карбонатность. Породы имеют карбонатный цемент и содержат в большом количестве карбонатные конкреции. Средние содержания химических элементов обычно ниже кларковых (табл. 2). Большинство элементов имеет упорядоченный тип распределения, т.е. их концентрации возрастают от песчаников к аргиллитам по мере уменьшения зернистости пород.

Сглаженный и противоположный упорядоченному тип распределения имеют малоподвижные в большинстве геохимических обстановок зоны гипергенеза элементы: цирконий, титан, хром, иттрий и др. Такой же характер распределения наблюдается в пролювиально-делювиальных отложениях периферийных частей впадин. Эти отложения характеризуются весьма слабой гранулометрической сортировкой терригенного материала и отсутствием признаков дифференцированности геохимических условий осадконакопления.

Аналогично распределение и у геохимически подвижных элементов в условиях быстрого накопления осадочного материала, когда физическое выветривание резко преобладало над химическим.

Увеличение содержаний цинка, свинца, меди, ванадия, молибдена, фос-

Таблица 2

Распределение химических элементов в осадочных отложениях среднего и верхнего палеозоя Алтае-Саянской складчатой области (Минусинские и Тувинская впадины)*

Возраст	Фашиальный комплекс	Порода	Содержание элементов, %				
			10 ⁰		10 ⁻¹	10 ⁻²	
			Na	K	Ti	Ba	Zr
C _{1n-P, J}	Континентальный	Песчаники	—	—	4,6	3,1	1,5
		Известняки	0,8	0,6	2,3	3,0	1,4
C _{1t,v}	Переходный	Алевролиты	2,0	2,6	4,1	6,0	2,0
		Алевропесчаники	2,3	2,0	4,6	6,0	2,0
		Песчаники	2,3	3,2	4,3	7,3	2,3
	Континентальный	Алевролиты	1,8	2,0	4,0	1,5	2,0
		Песчаники	1,4	1,3	4,2	5,0	2,2
		—	—	—	—	—	—
P ₂₋₃	Морской	Известняки	—	—	1,0	1,1	0,4
		Песчаники	—	—	1,5	1,8	0,5
	Переходный	Мергели	—	—	3,0	3,3	1,5
		Алевролиты	—	—	2,9	4,8	2,3
		Алевропесчаники	—	—	3,9	3,7	2,4
		Песчаники	—	—	4,0	5,5	2,3
		Аргиллиты	0,9	2,7	4,7	3,0	1,4
		Алевролиты	1,5	1,7	5,6	2,8	1,9
	Континентальный	Алевропесчаники	2,0	1,7	4,8	2,6	2,3
		Песчаники	1,6	1,2	4,5	3,1	2,0
		Гравелиты	1,5	1,1	2,7	7,5	1,5
		—	—	—	—	—	—

* Составлена по результатам анализов 2000 проб.

фора и других элементов наблюдается в озерных отложениях, образовавшихся в восстановительных геохимических условиях среди окислительных ландшафтов аллювиальных равнин.

Отложения переходного фашиального комплекса представлены преимущественно пестроцветными породами: алевролитами, алевропесчаниками, мергелями при подчиненной роли песчаников и гравелитов. Их формирование связывается с периодически пересыхавшими обширными озерами, лагунами, бассейнами типа "море—озеро". Они характеризуются несколько более высокими средними содержаниями химических элементов (и в первую очередь стронция) по сравнению с континентальными образованиями (см. табл. 2).

Общими для девонских отложений континентального и переходного фашиальных комплексов является повышенный геохимический фон меди по сравнению с аналогичными образованиями нижнего карбона и морскими девонскими отложениями, что хорошо увязывается с особенностями распределения оруденения типа "медистых песчаников". Песчаники и известняки морского фашиального комплекса отличаются минимальным содержанием большинства химических элементов.

	Содержание элементов, %												
	10 ⁻³											10 ⁻⁴	
	Sr	Cr	Ni	Co	V	Pb	Zn	Ga	Cu	Y	Sc	Mo	Sn
2,0	4,0	5,1	1,4	4,3	1,4	3,8	1,9	3,6	2,0	2,4	1,0	0,7	
10	1,7	2,3	—	3,0	1,1	0,8	1,5	3,0	3,3	1,4	1,0	0,7	
8,2	4,1	2,5	0,6	5,3	2,2	4,2	3,3	2,6	3,0	1,4	1,5	2,4	
6,3	4,1	2,1	0,4	4,7	1,8	4,1	3,5	2,3	4,2	2,3	1,3	2,4	
6,2	4,0	2,2	0,5	4,4	1,3	2,9	3,0	3,2	3,3	2,2	1,2	1,7	
1,9	1,5	2,5	0,2	3,0	2,6	3,0	2,0	2,5	2,0	2,0	1,3	1,5	
1,0	2,0	2,0	—	3,6	1,7	2,1	3,0	4,1	3,0	2,2	2,0	2,2	
6,0	1,0	1,0	—	1,1	0,8	—	—	—	—	—	0,5	1,0	
4,0	2,0	1,0	0,2	1,3	1,0	—	0,5	2,0	0,5	0,5	0,6	1,0	
2,1	8,0	2,7	0,9	5,0	2,0	2,3	2,0	5,1	2,5	1,7	2,8	2,1	
4,5	8,2	3,0	1,3	5,8	2,0	3,3	1,2	3,7	3,5	2,2	2,5	2,7	
4,3	6,3	3,0	0,7	4,8	1,6	2,3	2,0	3,0	3,2	2,1	1,4	1,9	
2,5	5,2	1,8	0,3	3,5	1,0	0,7	2,1	2,5	3,5	2,0	1,2	1,2	
2,8	7,0	3,3	0,9	6,7	2,3	4,3	3,0	4,3	2,7	2,2	2,3	1,8	
2,7	5,3	3,6	0,6	5,5	1,8	3,8	3,0	5,1	3,1	2,5	2,1	1,0	
2,5	7,0	2,3	0,4	4,0	1,4	2,0	2,3	3,4	3,5	2,3	1,0	1,1	
2,5	5,2	1,8	0,3	3,4	1,4	1,5	2,2	3,3	3,0	1,9	1,0	1,2	
2,2	4,0	1,7	0,6	4,0	5,5	2,0	2,5	2,7	2,5	1,0	1,0	2,0	

Характерной особенностью нижнекаменноугольных отложений, определяющей их своеобразный геохимический облик, является наличие в их составе большого количества туфогенного, пеплового материала, вулканических стекол, микроагрегатных кремнистых соединений, которые в сумме составляют до 40–50% и более общего объема пород.

Влияние вулканогенной составляющей объясняется, в частности, то, что наряду с общими чертами распределения элементов в отложениях аналогичных фашиальных комплексов девона и раннего карбона имеются и специфические геохимические особенности раннекаменноугольных осадков, такие как необычно высокое содержание малоподвижных химических элементов в известняках, значительная засоленность бассейнов осадконакопления и пр. С поступлением пеплового материала связывается накопление таких элементов, как цирконий, титан, ванадий, молебен, фосфор и др.

Широко проявлены среди терригенно-пепловых осадков процессы альбитизации, анальцимизации пород. Анальцимизационные породы характеризуются обычно высокими содержаниями натрия (более 6%), а также мышьяка, меди, кадмия, циркония и других элементов.

Начиная с намюра и до юры включительно на территории АССО господствовал влажный умеренно-теплый климат. В это время здесь происходило образование угленосных карбонатно-терригенных отложений, сохранившихся в настоящее время в ряде межгорных впадин и в прилегающих частях Сибирской и Западно-Сибирской платформ.

Для терригенных осадков этого уровня характерна (см. табл. 2) слабо проявленная сидерофильная специализация (железо, кобальт, никель, хром и др.). Наблюдаются редкие прослои, содержащие линзы и конкреции бурых железняков и сидеритов.

Климатические условия этого времени способствовали интенсификации химического выветривания, что в свою очередь определили преобладающее развитие упорядоченного типа распределения элементов. В большинстве фациальных обстановок накопления угленосных осадков отмечается увеличение содержания рудных элементов по мере уменьшения зернистости пород.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Рассмотренные особенности распределения химических элементов в фанерозойских осадочных отложениях АССО являются наиболее типичными для бассейнов осадконакопления этого региона. Часто встречаются значительные местные вариации геохимического фона, связанные с изменениями состава пород в областях питания, различными структурно-тектоническими условиями, влиявшими на характер гидродинамического режима вод, и другими факторами. Большое влияние на геологическую зональность осадочного чехла оказало поступление эндогенного материала (в том числе вулканических пеплов, туфов) и эпигенетическое перераспределение элементов.

Особенностью Алтае-Саянской геохимической провинции является существенно халькофильно-сидерофильный характер геохимических ассоциаций в большинство геологических формаций как осадочных, так и магматических. Литофильные элементы играют подчиненную роль в геохимическом облике региона и обычно не образуют высоких концентраций. Уровень накопления рудных элементов сравнительно низкий. Содержание их в наиболее распространенных разностях осадочных пород, как правило, значительно ниже кларка. Специализированные типы пород, отличающиеся повышенными содержаниями элементов, представлены на ограниченных площадях.

Рассмотренные геохимические особенности осадочных формаций хорошо согласуются с представлениями В.А. Кузнецова и других исследований о том, что АССО заложилась на коре океанического типа.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бровков Г.Н. Особенности осадочного рудообразования в позднем докембрии и палеозое на востоке Саяно-Алтайской области. — В кн.: Полезные ископаемые Средней Сибири. — Тр. СНИИГГИМС, 1974, вып. 184, с. 3–7.
2. Бровков Г.Н., Балицкий Д.К., Бучарская Г.С. и др. Литология и сингенетичная металлогения вулканогенно-осадочного комплекса верхнего докембрия и нижнего

- палеозоя Восточного Саяна и Кузнецкого Ала-Тау. — Тр. СНИИГГИМС, 1970, вып. 140. 143 с.
3. *Ильинский Ю.В., Буев В.А., Задорожная Н.М.* и др. Геохимия осадочных отложений Алтае-Саянской складчатой области. — В кн.: Геохимия платформенных и геосинклинальных осадочных пород и руд фанерозойского и верхнепротерозойского возраста. М.: ГЕОХИ, 1980, с. 67–69.
 4. *Михайлов А.С., Смилкстын А.О., Светлицкий Н.И.* и др. Геолого-геохимические особенности главнейших фосфоритоносных формаций Алтае-Саянской складчатой области. — Тр. СНИИГГИМС, 1970, вып. 48. 102 с.
 5. *Харин Г.С.* О фосфатоносности ордовикских отложений восточной части Салаира. — В кн.: Фосфориты Западной Сибири. М.: Наука, 1965, с. 75–79.

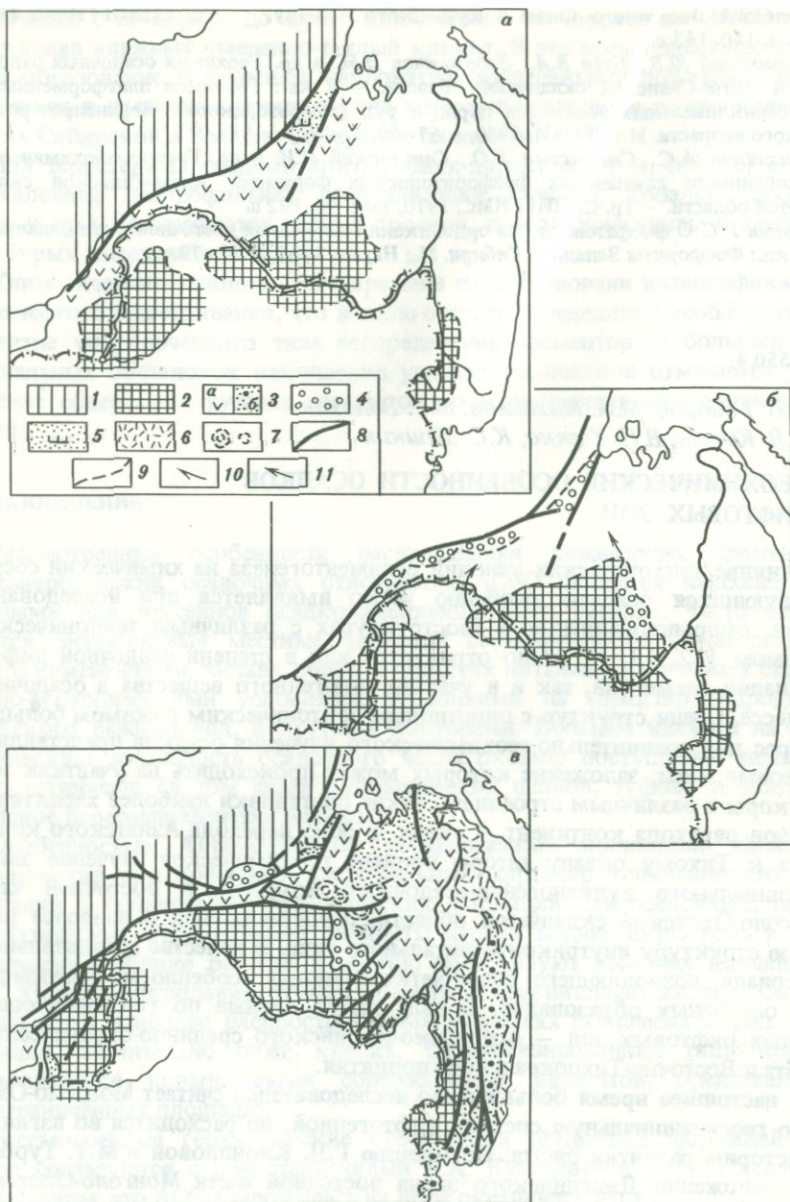
УДК 550.4

*И.Н. Говоров, М.А. Михайлов, Ю.Г. Волохин,
И.В. Китаев, В.П. Усенко, К.С. Шашкин*

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ОСАДКОВ РИФТОВЫХ ЗОН

Влияние тектонических условий седиментогенеза на химический состав образующихся осадков особенно четко выявляется при исследовании пород, сформировавшихся в геоструктурах с различным тектоническим режимом [12, 13, 15]. Оно отражается как в степени осадочной дифференциации элементов, так и в участии эндогенного вещества в осадочном процессе. Среди структур с однотипным тектоническим режимом большой интерес для сравнительно-геохимического изучения осадков представляют рифтовые зоны, заложение которых может происходить на участках земной коры с различным строением. Такие обстановки наиболее характерны для зон перехода континент — океан. В зоне перехода Азиатского континента к Тихому океану авторы провели геохимическое изучение эвгеосинклинального вулканогенно-осадочного комплексов восточной части Монголо-Охотской складчатой области, представлявшей в палеозое рифтовую структуру внутриконтинентального типа. В качестве сравнительного материала, позволяющего более четко наметить особенности палеорифтовых осадочных образований, привлекаются данные по геохимии современных рифтовых зон — Аравийско-Индийского срединно-океанического хребта и Восточно-Тихоокеанского поднятия.

В настоящее время большинство исследователей считает Монголо-Охотскую геосинклинальную систему рифтогенной, но расходится во взглядах на историю развития рифта. По мнению Г.Л. Кирилловой и М.Т. Турбина [5], заложение Джагдинского звена восточной части Монголо-Охотской геосинклинали произошло в конце раннего — начале среднего палеозоя на океанической коре в результате возникновения широтного шва, расколовшего некогда единую консолидированную структуру Сино-Сибири [14]. Ю.Ф. Мисник и В.В. Шевчук [8] рассматривают шовную зону Восточно-Забайкальского звена как позднедокембрийской региональный сдвиг между устойчивой окраиной Алданского щита и активной Восточно-Забайкальской глыбой, переместившейся в юго-восточном направлении. В результате образовалась океаническая кора и сформировались офиолиты



Р и с. 1. Палеотектонические схемы Монголо-Охотской и Сихотэ-Алинской складчатых областей

a – конец позднего докембрия, *б* – конец поздней юры, *в* – поздний мел

1 – юг Сибирской платформы; 2 – срединные массивы; 3 – области преимущественного развития; *a* – эвгеосинклинальных формаций, *б* – миогеосинклинальных формаций; 4 – мезозойские депрессии, выполненные орогенными формациями; 5 – Шевлинский перикратонный прогиб; 6 – вулканические пояса; 7 – зеленосланцевые купола; 8 – разломы; 9 – границы структурно-формационных зон; 10 – сдвиги; 11 – векторы латерального перемещения геоструктурных элементов

Восточно-Агинской, Урульгинской, Джорольской, Никольской и Нижне-Шилкинской зон, представляющих кулисные ряды сдвига. Дальнейшая геологическая история Восточно-Забайкальской глыбы характеризовалась, по их мнению, сменой латеральных и вертикальных движений.

Агинская и Джагдинская структурно-формационные зоны являются крайними звеньями единой эвгеосинклиальной системы, которая определено уже существовала в раннем палеозое, протягиваясь вдоль южной окраины Сибирской платформы более чем на 2000 км [19]. Ретроспективная реконструкция палеотектонической обстановки, сложившейся в раннепалеозойское время, требует значительных перемещений Буреинского массива к югу (рис. 1,а), поскольку Джагдинское звено к началу среднего палеозоя уже представляло собой серию прогибов с различным режимом седиментации в фанерозое [5]. Такую операцию необходимо проделать и с Аргуно-Газимурской структурно-формационной зоной (Восточно-Забайкальская глыба, по Ю.Ф. Миснику и В.В. Шевчуку). Сближение жестких структур началось, по-видимому, в юрское время, так как в Джагдинской зоне геосинклиальный режим сохранялся до юрского периода, а смена геосинклиальных формаций орогенными не наблюдается [5].

Активному перемещению жесткой глыбы Буреинского массива предшествовало формирование в конце поздней юры и начале раннего мела вдоль Монголо-Охотского разлома серии приразломных прогибов [18] типа грабен-синклиналей [10], заполненных позднее пролювиальными и озерно-аллювиальными отложениями. Активное сближение Сибирской платформы и жестких глыб Монголо-Охотской геосинклиальной системы началось в раннемеловое время. В участках максимальных сближений жестких масс эвгеосинклиальные образования были почти полностью поглощены, либо сохранились в виде небольших тектонических блоков. Континентальные отложения позднеюрских приразломных прогибов, так же как и более древние эвгеосинклиальные образования, были интенсивно дислоцированы. В хребте Тукурингра они оказались перекрытыми по надвигу зеленосланцевым комплексом пород, возраст которых считается позднедокембрийским. Характер и примерная амплитуда перемещения жестких масс показаны векторами на рис. 1,б. Кульминационным моментом этих движений был левосторонний сдвиг по Монголо-Охотскому разлому, в результате чего возникли необходимые условия для формирования Верхне-Зейской депрессии [19]. Наряду с этим, в Верхне-Буреинской депрессии, которая образовалась еще в юрское время, очевидно в связи с началом перемещения Буреинского массива, непрерывно до позднемелового периода происходила седиментация континентальных угленосных отложений. Заложившись на теле Буреинского массива, Верхне-Буреинская депрессия перемещалась вместе с ним в северном направлении. Перемещение Буреинского массива в поздне-мезозойское время хорошо увязывается с депрессионным режимом Нижне-Амурского прогиба (см. рис. 1,в).

Комплекс палеозойских эвгеосинклиальных отложений восточной части Монголо-Охотской складчатой области изучен на территории, располагающейся к северо-востоку от Буреинского массива (Удско-Шантарский район, по Э.Л. Школьнику [22]), в разрезах по р. Галам (приконтиненталь-

ная или внутриконтинентальная часть палеорифта) и разрезам по побережью Охотского моря (р. Тьль, о. Феклистова), которые характеризуются отложениями, сформировавшимися на относительном удалении от палеоконтинента. Соотношение объемов пород, слагающих палеозойский комплекс (C_1-C_1) и средние химические составы их приведены в статье Ю.Г. Волохина с соавторами (см. настоящий сборник). Здесь необходимо только упомянуть, что от нижнего геосинклинали юруса ($\epsilon_1-\epsilon_3$) к среднему ($S-D_{1-2}$) и верхнему (D_2-C_1) состав комплексов меняется: уменьшается содержание вулканогенных, карбонатных и кремнистых пород и увеличивается содержание терригенных пород, среди которых главная роль принадлежит песчанникам.

Рифтовая природа Монголо-Охотской геосинклинали выражена в составе вулканических продуктов и осадочных пород, изменения которого по оси зоны проявлены сильнее, чем в вертикальном разрезе. Вулканические породы эвгеосинклинали комплекса представлены преимущественно лавами и субвулканическими телами основного состава (пироксен-плагиоклазовые и плагиоклазовые базальтовые порфириты, вариолиты, спилиты, диабазы, тахилиты). Реже встречаются туфы базальтов и гиалокластиты. Редко встречаются породы андезито-базальтового состава. В рассматриваемой зоне, в палеозое отмечается несколько магматических циклов, начинавшихся излияниями умеренно-калиевых толеитов и заканчивающихся щелочными базальтами [6]. В целом щелочность и калиевость базальтовых пород увеличивается от нижнего юруса (преобладают кварцевые толеиты) к верхнему (преобладают щелочные оливиновые базальты) (табл. 1). Изменение состава вулканических пород комплекса по удалению от палеоконтинента прослеживается при сравнении средних составов базальтов из разрезов среднего юруса ($S-D$) по рекам Галам, Гербикин и по побережью Охотского моря (р. Тьль). В разрезе, удаленном от палеоконтинента (р. Тьль), вулканические породы в два раза беднее калием, чем в разрезах по рекам Галам и Гербикин при равных содержаниях натрия (см. табл. 1).

В формировании терригенных пород геосинклинали комплекса принимал участие материал двух источников сноса [3]. Первым служило континентальное обрамление палеорифта, поставлявшее продукты разрушения гранитоидов и метаморфических пород. Вторым источником была сама геосинклиналь, поставлявшая продукты разрушения вулканических построек и карбонатных рифтов, а также кремнистых пород. Состав песчанников, представленных во всех трех юрусах незрелой смешанной граувакко-аркозовой ассоциацией, подчеркивает внутриконтинентальную природу Монголо-Охотского рифта. Влияние второго (внутригеосинклинали) источника сноса возрастало по удалению от палеоконтинента, что прослеживается в составе песчанников среднего юруса в увеличении содержания CaO и уменьшении содержания Al_2O_3 , железа, щелочей и отношения K_2O/Na_2O с юго-запада (р. Галам) на северо-восток (р. Тьль) в рассматриваемой части зоны [9].

Второе место по распространенности после песчанников принадлежит кремнистым породам. В составе палеозойского комплекса преобладают ритмично-слоистые кремнистые породы, ритмичность которых выражена в чередовании кремнистых (от 1–8 до 15 см) слоев и глинистых или гли-

Таблица 1

Химический состав вулканических пород палеозойского геосинклинального комплекса, %

Оксиды	Ярусы				
	нижний		средний		верхний
	реки Галам, Гербижан (24)	реки Галам, Гербижан (11)	р. Тыль (16)	Среднее (35)	р. Галам (4)
SiO ₂	<u>45,61–57,54</u> 50,87	<u>40,32–57,28</u> 47,18	<u>42,58–52,70</u> 47,90	<u>40,32–57,28</u> 47,51	<u>45,19–50,27</u> 48,07
TiO ₂	<u>0,80–2,92</u> 1,47	<u>0,92–7,49</u> 2,69	<u>0,58–3,24</u> 2,23	<u>0,58–7,49</u> 2,48	<u>1,0–2,99</u> 1,71
Al ₂ O ₃	<u>11,87–17,38</u> 14,79	<u>10,41–16,54</u> 14,75	<u>12,59–17,51</u> 15,39	<u>10,41–17,51</u> 15,04	<u>13,0–15,71</u> 14,31
Fe ₂ O ₃	<u>0,46–10,97</u> 3,27	<u>1,15–9,42</u> 4,86	<u>0,41–7,08</u> 2,80	<u>0,41–9,42</u> 3,92	<u>0,57–10,26</u> 3,58
FeO	<u>1,88–9,53</u> 6,81	<u>2,45–10,45</u> 7,48	<u>5,31–11,33</u> 8,53	<u>2,45–11,33</u> 7,96	<u>6,13–9,12</u> 7,69
MgO	<u>3,25–10,27</u> 7,17	<u>1,79–9,61</u> 6,20	<u>4,40–11,41</u> 6,51	<u>1,79–11,41</u> 6,34	<u>6,06–7,67</u> 7,01
CaO	<u>1,64–9,87</u> 6,56	<u>1,08–12,73</u> 5,46	<u>2,99–9,22</u> 6,51	<u>1,08–12,73</u> 5,94	<u>4,18–10,91</u> 7,70
MnO	<u>0,13–0,33</u> 0,18	<u>0,95–0,72</u> 0,15	<u>0,11–0,34</u> 0,17	<u>0,05–0,72</u> 0,16	<u>0,11–0,45</u> 0,27
K ₂ O	<u>0,09–2,71</u> 0,90	<u>0,12–8,81</u> 2,05	<u>0,22–3,11</u> 1,08	<u>0,12–8,81</u> 1,61	<u>0,01–3,27</u> 1,37
Na ₂ O	<u>2,53–6,16</u> 3,62	<u>0,19–5,17</u> 3,31	<u>0,97–4,90</u> 3,32	<u>0,19–5,17</u> 3,31	<u>1,93–3,43</u> 2,98
P ₂ O ₅	<u>0,04–0,60</u> 0,19	<u>0,03–2,10</u> 0,50	<u>0,21–0,44</u> 0,37	<u>0,03–2,10</u> 0,47	<u>0,14–0,27</u> 0,18
П.п.п.	<u>2,94–5,60</u> 3,97	<u>2,45–5,88</u> 4,12	<u>2,12–10,50</u> 5,78	<u>2,12–10,50</u> 5,45	<u>5,15–7,16</u> 6,16

Примечание. В скобках – число анализов, в числителе – пределы содержаний, в знаменателе – средние содержания. Использовано 34 анализа из работы Г.И. Архипова, Е.А. Панских [1].

нисто-кремнистых слоев (0,5–1 мм, иногда 1–2 см). Гораздо реже встречаются пласты и линзы массивных микрокварцитов и кварцитов метасоматического (по карбонатам) происхождения, а также образовавшихся вследствие брекчирования и перекристаллизации вблизи зон дислокаций пластов первично слоистых кремнистых пород. Вещественный состав большинства кремнистых пород комплекса складывается из двух генетических групп компонентов: аутигенной (аутигенные кварц и халцедон, окисные и гидроокисные минералы железа, сульфиды, главным образом пирит, органическое битумоидное вещество, карбонаты, частично глинистые

минералы) и аллотигенной (глинистые минералы, обломочные кварц и полевые шпаты, реже ильменит, магнетит и др.), изменчивое соотношение которых обуславливает непрерывность ряда от терригенных пород комплексов (алевролитов и глинистых сланцев) к кремнистым породам, содержащим до 97–98% SiO_2 , через группу глинисто-кремнистых пород и обуславливает их геохимическое разнообразие.

По составу дисперсной примеси среди микрозернистых (менее 0,01 мм) кремнистых пород комплекса выделяются яшмы (присутствует примесь гематита, гетита и других окисных и гидроокисных минералов железа), углеродистые кремнистые породы, или фтаниты (присутствует примесь битумоидного органического вещества) и кремни (отсутствуют окисные минералы железа и органическое вещество). Наиболее распространенными являются кремни, а наиболее редки в палеозойском комплексе фтаниты. Несмотря на глубокий эпигенез толщ в кремнистых породах обычны реликты биогенных (радиоляриевой и спикуловой) структур. Остатки радиолярий встречены в 59% шлифов яшм, 45 – кремней, 50% фтанитов, что свидетельствует о существенно биогенной природе аутигенного кремнезема этих пород.

Для яшм рассматриваемой зоны отмечается преобладание окисного железа над закисным, хотя в целом они не содержат избыточного железа по сравнению с одновозрастными кремнями из тех же разрезов, о чем можно судить по отношению Fe/Al . Железо в яшмах находится в окисной и силикатной форме, а в кремнях в силикатной и сульфидной. По содержанию других элементов они также существенно не отличаются от кремней из тех же разрезов. Более четко выражены геохимические различия, обусловленные примесью органического вещества в кремнистых породах. Среднее содержание $\text{C}_{\text{орг}}$ во фтанитах палеозойского комплекса Монголо-Охотской области составляет 1,15%, тогда как в кремнях – 0,02%. Фтаниты отличаются повышенными содержаниями ванадия, молибдена и серебра, преобладанием закисного железа над окисным (табл. 2). В отличие от аналогичных пород Южного Урала [17] фтаниты палеозойского комплекса не содержат повышенных (в сравнении с яшмами и кремнями) концентраций фосфора. Образование фтанитов, обычно приуроченных к вулканическим постройкам, связывается с локальными апвеллингами, развивавшимися вблизи вулканических кордильер и подводных гор.

Значительные латеральные изменения химического состава кремнистых пород комплекса можно проследить, сравнивая кремни среднего и верхнего ярусов комплекса из разрезов приближенных к палеоконтиненту (р. Галам) и удаленных от него (р. Тьль, о. Феклистова). Эти различия выражаются в уменьшении $\text{Al}/(\text{Al} + \text{Fe} + \text{Mn})$ и $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ в кремнях из разрезов по р. Тьль и о. Феклистова, что отражает относительное увеличение содержания аутигенного железа и марганца, а отчасти увеличение роли альбита и хлорита в аллотигенной части породы. Одновременно в кремнях из этих разрезов повышается содержание почти всех микроэлементов (см. табл. 2, 3). Если уменьшение $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ можно связать с большей ролью вулканических продуктов (примесь вулканодетритового и туфокластического материала) и их более натровым составом, то низкие значения модуля $\text{Al}/(\text{Al} + \text{Fe} + \text{Mn})$ (рис. 2) и увеличение содержаний микроэлементов следует, по-видимому, связывать с механическим фракциониро-

Таблица 2

Средний химический состав (окислы – в %; микроэлементы – в г/т) пород восточной части Монголо-Охотской складчатой области, современных глубоководных илов и металлоносных осадков

Компоненты	1 (13/15)	2 (19/38)	3 (9/11)	4 (31/37)	5 (51/67)	6 (27/38)
SiO ₂	93,37	93,49	93,16	93,98	93,89	67,06
TiO ₂	0,02	0,04	0,05	0,03	0,05	0,66
Al ₂ O ₃	1,74	2,21	2,32	1,21	1,49	13,53
Fe ₂ O ₃	0,19	1,00	0,60	0,56	0,57	1,68
FeO	1,23	0,62	1,20	1,94	1,50	4,24
Σ Fe	1,09	1,18	1,35	1,90	1,57	4,48
MnO	0,04	0,13	0,07	0,08	0,09	0,15
MgO	0,57	0,61	0,77	0,68	0,70	3,00
CaO	0,18	0,24	0,16	0,32	0,30	1,14
Na ₂ O	0,29	0,22	0,15	0,22	0,22	1,73
K ₂ O	0,38	0,54	0,83	0,37	0,46	3,03
P ₂ O ₅	0,16	0,15	0,14	0,14	0,13	0,24
Ni	58	38	24	48	38	62
Co	6	16	12	23	18	18
Cr	39	20	19	46	34	94
V	377	34	32	75	56	97
Cu	116	79	81	221	149	130
Zn	51	42	38	46	43	91
Pb	14	7	10	14	11	24
Ag	1,40	0,06	0,07	0,08	0,08	0,08
Sn	2,9	2,5	2,8	4,8	3,9	4,0
Mo	25,9	2,0	–	2,5	2,2	0,6
B	25	41	41	64	51	140

ванием аллохтонных и автохтонных взвесей по механизму, предложенному Н.М. Страховым [16] для объяснения обогащения современных пелагических илов железом и микроэлементами. Большинство исследователей [1, 20, 22] образование кремнистых пород, а также железных и марганцевых руд данной зоны связывают с эксгальциями и гидротермами. По многим признакам, указываемым этими авторами, руды имеют вулканогенно-осадочное происхождение. Что же касается кремнистых пород, то основным аргументом в пользу их вулканогенно-осадочного происхождения считается их пространственная связь с вулканическими породами основного состава. Кремнистые породы (особенно яшмы) в большинстве случаев являются вмещающими породами для большинства проявлений железных и марганцевых руд в районе [21]. Можно было бы ожидать, что в юго-западной части рассматриваемой территории, где были развиты рудные эксгальции и расположено большинство месторождений железных руд, кремнистые породы будут обогащены железом. Однако более обогащенными этим элементом и микроэлементами оказываются кремнистые породы в се-

Таблица 2 (окончание)

Компоненты	7 (49/49)	8 (45/45)	9 (7/14)	10 (8/19)	11	12
SiO ₂	35,00	20,15	47,12	36,69	53,45	33,05
TiO ₂	0,66	0,23	0,26	0,70	0,77	0,53
Al ₂ O ₃	8,00	3,15	8,16	10,57	15,87	8,22
Fe ₂ O ₃	—	—	4,22	5,29	—	—
FeO	—	—	0,10	0,80	—	—
ΣFe	33,00	46,80	3,03	4,32	6,50	18,10
MnO	0,67	1,62	0,72	0,92	0,87	6,57
MgO	1,50	1,25	2,54	3,93	3,48	3,38
CaO	0,90	1,40	4,30	12,23	4,06	3,05
Na ₂ O	—	—	4,93	2,86	5,39	—
K ₂ O	—	—	1,79	1,93	3,01	—
P ₂ O ₅	0,58	1,02	0,18	0,31	0,34	—
Ni	71	244	146	264	225	840
Co	18	41	33	36	74	280
Cr	89	68	11	53	90	40
V	218	300	19	82	120	450
Cu	190	230	136	122	250	1080
Zn	140	125	15	47	165	422
Pb	10	90	17	12	80	152
Ag	—	—	0,02	0,10	0,11	—
Sn	—	—	1,1	1,3	1,5	—
Mo	—	—	25,0	5,2	27,0	93,0
B	—	—	20	62	230	—

Примечание. 1–8 – Монголо-Охотская область:

1 – фтаниты, 2 – яшмы; 3–4 – кремни среднего и верхнего ярусов палеозойского геосинклинального комплекса; 3 – бассейн р. Галам, 4 – побережье Охотского моря между устьями рек Тьль и Тором и о-в Феклистова; 5 – кремни в целом, 6 – глинистые сланцы, 7–8 – железные руды, по Г.И. Архипову и Е.А. Панских [1]; 7 – руды с туфо-кремнистой петрогенной основой, 6 – руды с кремнистой основой; 9–10 – Аравийско-Индийский хребет: 9 – карбонатно-глинисто-кремнистые илы, 10 – глинисто-карбонатные илы; 11 – глубоководные глины, по К. Турекьяну и К. Ведеполу [25]; 12 – металлоносные осадки Тихого океана, по А.А. Мигдисову и др. [7]. В скобках – количество анализов: в числителе – силикатные, в знаменателе – количественные спектральные.

веро-восточной части зоны (р. Тьль, о-в Феклистова), где месторождения железных руд неизвестны (см. рис. 2). Незначительное влияние рудных эксгальций на геохимию кремнистых пород данной зоны объясняется несравненно меньшими их масштабами по сравнению с кремненакоплением (объемы кремнистых пород в данной зоне более чем в 600 раз превышают суммарный объем железных и марганцевых руд), которое, по-видимому, не было непосредственно связано с вулканическими проявлениями [4].

Характерной чертой восточной части Монголо-Охотской складчатой области является развитие вулканогенно-осадочных месторождений железа и марганца, а также месторождений осадочных фосфоритов. Геологическое положение и состав руд описаны в работах Э.Л. Школьника [21, 22],

Г.И. Архипова и Е.А. Панских [1], А.Ф. Шехоркиной [20]. Линзовидные тела железных руд мощностью от десятков сантиметров до нескольких десятков метров и протяженностью до нескольких километров залегают на разных стратиграфических уровнях, образуя рудные горизонты во всех трех ярусах геосинклинального комплекса [11]. Обычны два типа залегания железных руд, которые выражаются последовательностями: 1) вулканит – руда – яшма и 2) вулканит – яшма – руда – яшма [1]. Упомянутые авторы указывают на два вида петрогенной основы руд: – туфово-кремнистую и кремнистую, причем туфово-кремнистой основой характеризуются руды с первым типом последовательности залегания. Главные рудные минералы – гематит, магнетит; реже встречаются карбонаты и силикаты железа (сферосидерит и железистые хлориты). Нерудные составляющие – тонкозернистый кварц, глинистые минералы (хлорит, гидрослюда), а в контактово-метаморфизованных рудах также амфиболиты и гранаты. Отмечаются остатки радиолярий и спикул губок [21]. Химический состав железных руд, по Г.И. Архипову и Е.А. Панских [1] приведен в табл. 2. Руды с кремнистой петрогенной основой содержат в среднем больше железа и почти всех микроэлементов.

Прямое сравнение химического состава пород и железных руд Монголо-Охотского рифта и современных нелитифицированных осадков рифтовых зон затруднительно, поэтому мы сравниваем отношения металлов к алюминию (самому инертному элементу осадков), чтобы исключить различия в содержании воды, аутигенных кремнезема и карбонатов, являющихся разбавляющими факторами для концентраций большинства элементов (см. табл. 3). По отношениям Mn, Ni, Zn, Pb к Al руды с кремнистой петрогенной основой близки к металлоносным осадкам Восточно-Тихоокеанского поднятия, тогда как для Cr и V эти отношения выше, а для Co и Cu ниже, чем в металлоносных осадках. Руда с туфокремнистой основой характеризуется более низкими отношениями всех элементов к Al (кроме Cr) по сравнению с металлоносными осадками и рудами с кремнистой основой, а отношения Ni, Co, Pb к Al в них ниже, чем в глубоководных глинах Тихого океана. Отношения микроэлементов к Al в кремнистых породах палеозойского комплекса Монголо-Охотской области повышены (кроме Mn) по сравнению с глинистыми сланцами из этого комплекса и современными пелагическими глинами Тихого и Индийского океанов (см. табл. 3), но в целом меньше, чем у руд с кремнистой основой и у металлоносных осадков Восточно-Тихоокеанского поднятия.

Образование месторождений железа и марганца происходило в депрессионных участках морского бассейна как непосредственно в пределах термальных полей, так и в удалении от зоны активного вулканизма, что обусловило неоднородность состава руд [1]. Источником железа и марганца являлись скорее всего вулканические эксгальции хлоридного типа, выносившие металлы в их восстановленных формах из глубинных базальтовых очагов. Отложение гидроокислов происходило в результате нейтрализации глубинных эксгальций морской водой и окисления металлов за счет растворенного в ней кислорода. При этом различия величины окислительного потенциала в различных участках бассейна седиментации могли вызвать разделение железа и марганца в силу более высокого значения Eh для высоковалентных форм марганца по сравнению с железом.

Таблица 3

Отношения элементов в породах части Монголо-Охотской складчатой области и современных глубоководных илах и металлоносных осадках

Отношения	1	2	3	4	5
Fe/Al	1,18	1,00	1,10	2,97	1,99
Mn/Al	0,03	0,09	0,04	0,09	0,09
P/Al	0,08	0,06	0,05	0,09	0,08
Ni/Al	63	32	20	75	48
Co/Al	7	14	10	36	23
Cr/Al	42	17	15	72	43
V/Al	410	29	26	117	71
Cu/Al	126	68	66	345	189
Zn/Al	55	36	31	72	54
Pb/Al	147	6	8	22	14
Ag/Al	1,52	0,05	0,06	0,13	0,10
Mo/Al	28,2	1,7	—	3,9	2,8
Fe ²⁺ /Fe ³⁺	7,4	0,7	2,2	3,9	2,9
K/Na	1,5	2,8	6,3	1,9	2,4
Al/(Al+ Fe + Mn)	0,45	0,48	0,47	0,25	0,61

Примечание. Условные обозначения те же, что в табл. 2.

Обогащение руд с кремнистой петрогенной основой железом и большинством микроэлементов, по-видимому, связано с их большей удаленностью от мест выхода эксгаляций и гидротерм, т.е. с большей длительностью пребывания в морской воде и меньшими скоростями осаждения коллоидов железа по сравнению с рудами, имеющими туфокремнистую основу. Именно такова причина обогащения микроэлементами современных металлоносных осадков Восточно-Тихоокеанского поднятия по мере удаления их от места выхода эксгаляций [7]. Механизм обогащения микроэлементами (сорбция окислами железа из морской воды) руд с кремнистой основой аналогичен тому, который вызвал обогащение микроэлементами кремнистых пород, сформировавшихся на удалении от палеоконтинента, с той только разницей, что в рудах во много раз выше роль эндогенного железа. Поступление пирокластики, продуктов размыва вулканических пород, так же как и терригенного материала, препятствовало образованию рудных концентраций, поэтому наиболее богатые руды приурочены к самым пелагическим членам осадочного фациального профиля — кремнистым породам.

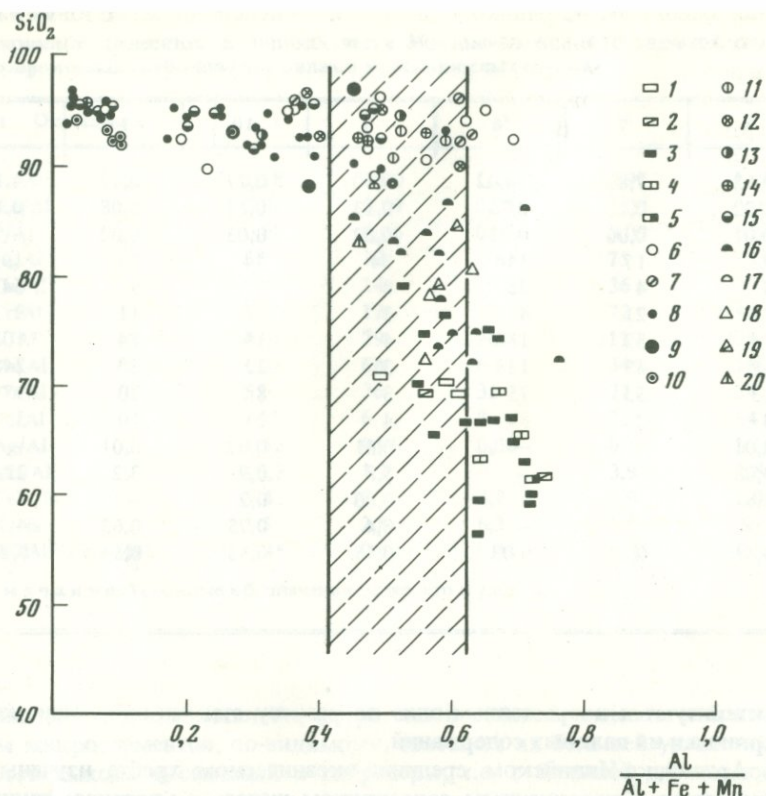
Для реконструкции окислительных условий в бассейнах палеорифтовых зон большое значение имеют данные, полученные при изучении осадков срединно-океанических хребтов. Нами (И.Н. Говоров, В.П. Усенко) во время XIX рейса нис "Академик Вернадский" проводилось сплошное изучение грунтовых трубок, взятых в различных структурах северной части Индийского океана. Определение в свежем осадке подвижных форм железа и марганца показало, что в противоположность осадкам шельфовых зон и глубоководных впадин осадки рифтовых зон

	6	7	8	9	10	11	12
	0,62	7,80	28,02	0,70	0,77	0,77	4,16
	0,02	0,12	0,75	0,13	0,13	0,08	0,17
	0,01	0,06	0,27	0,02	0,03	0,02	—
	9	17	146	34	44	27	193
	3	4	25	8	6	9	64
	13	21	41	3	9	11	9
	14	52	180	4	15	14	103
	18	45	138	31	22	30	248
	13	33	75	3	8	20	97
	3	2	54	4	2	10	35
	0,01	—	—	0,01	0,02	0,01	—
	0,08	—	—	5,8	0,9	3,2	21,4
	2,8	—	—	0,03	0,2	—	—
	2,0	—	—	0,4	0,75	0,63	—
	0,61	0,11	0,03	0,55	0,53	0,54	0,16

характеризуются возрастанием вниз по разрезу степени окисления железа и марганца и их валовых содержаний.

В Аравийско-Индийском срединно-океаническом хребте изучены два типа осадков с повышенным содержанием железа и марганца: глинисто-карбонатные (северная часть хребта, ст. 2168, 2170, 2171, 2175, 2176) и карбонатно-глинисто-кремнистые (восточный склон южной части хребта, ст. 2189, 2190). Для глинисто-карбонатных илов характерна очень высокая концентрация никеля и повышенное содержание меди, для карбонатно-глинисто-кремнистых илов — повышенные содержания никеля, меди, молибдена (см. табл. 2). Вместе с тем отношения содержаний этих и других микроэлементов к содержанию алюминия меньше, чем в металлоносных осадках океана и железных рудах Монголо-Охотской области (см. табл. 3), что объясняется повышенным содержанием в илах глинозема, связанного, вероятно, с аллотигенным глинистым материалом. В глинисто-карбонатных илах северной части Аравийско-Индийского хребта (ст. 2171/2, 2175/1) одновременно с увеличением степени окисления и валовых содержаний железа и марганца в осадках наблюдается появление захороненных железомарганцевых конкреций, имеющих свойственное им высокое содержание никеля, кобальта, меди, свинца, цинка, серебра. Примечательно увеличение объема и веса конкреций по разрезу колонок вниз. Эта и другие особенности размещения конкреций, а также их морфологические черты указывают на седиментационно-диагенетическое происхождение [24].

Изложенные материалы позволяют считать, что рифтовая зона Аравийско-Индийского хребта на поздней стадии развития характеризовалась поступлением глубинных флюидов с относительно повышенным содержа-



Р и с. 2. Зависимость отношения $Al/(Al + Fe + Mn)$ от содержания SiO_2 в породах палеозойского геосинклинального комплекса

1-5 - глинистые сланцы: 1 - E_1-E_3 (р. Галам), 2 - $S-D_{1-2}$ (р. Галам), 3 - $S-D_1$ (р. Тыль), 4 - D_2-C_1 (р. Галам), 5 - D_2 (о. Феклистова); 6-10 - кремни: 6 - E_1-E_3 (р. Галам), 7 - $S-D_{1-2}$ (р. Галам), 8 - $S-D_1$ (р. Тыль), 9 - D_2-C_1 (р. Галам), 10 - D_2 (о. Феклистова); 11-14 - яшмы: 11 - E_1-E_3 (р. Галам), 12 - $S-D_{1-2}$ (р. Галам), 13 - $S-D_1$ (р. Тыль), 14 - D_2-C_1 (р. Галам); 15 - фтаниты (S, р. Тыль); 16-17 - глинисто-кремнистые породы: 16 - $S-D_1$ (р. Тыль), 17 - D_2-C_1 (р. Галам), 18-20 - глинисто-кремнистые яшмы: 18 - E_1-E_3 (р. Галам), 19 - $S-D_1$ (р. Галам), 20 - D_2-C_1 (р. Галам). Заштрихована область значений модуля $Al/(Al + Fe + Mn)$ в вулканических породах геосинклинального комплекса

нием кислорода. Именно эта особенность данной структуры обусловила увеличение степени окисления железа и марганца в илах и разрастание захороненных железо-марганцевых конкреций вниз по разрезу осадочного слоя. Можно предполагать, что поступление окисленных глубинных флюидов контролирует также образование металлоносных осадков Восточно-Тихоокеанского поднятия и ареалы распространения железо-марганцевых конкреций экваториальной и северной частей Тихого океана, тяготеющие к системам Великих трансформных разломов.

Проблема эндогенного происхождения кислорода атмосферы и гидросферы Земли в процессе ее развития рассматривалась В.И. Бгатовым [2].

Считая основным источником свободного кислорода базальтовую магму, он отводит рифтовым зонам роль активного поставщика кислорода в океанические бассейны. По нашему мнению (И.Н. Говоров), происхождение кислородсодержащих флюидов связано с более глубинными зонами по сравнению с очагами толеитовой магмы, а поступление их в океаническую кору происходит после затвердевания толеитовых лав. На это указывает, в частности, такой факт как замещение гематитом хромита метаморфизованных ультрабазитов и магнетита базальтов Аравийско-Индийского хребта [23]. Специфика флюидного режима рифтовых зон связана, скорее всего, не с базальтовым вулканизмом вообще, а с длительностью их развития и глубиной проникновения в мантию Земли. Эти черты рифтовых зон, независимо от их возраста и размещения, определяет повышенную окисленность восходящих флюидов и развитие окисных рудных скоплений как в современных, так и в древних рифтах, подобных Монголо-Охотскому.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Архипов Г.И., Панских Е.А.* Базальтоидный магматизм и железонакопление в Джагдинской эвгеосинклинали. — В кн.: Вопросы магматизма и тектоники Дальнего Востока. Владивосток, 1975, с. 56–67.
2. *Бгатов В.И.* Кислород земной атмосферы (статья 1. Происхождение). — В кн.: Материалы по литологии и осадочным полезным ископаемым Сибири. — Труды СНИИГГИМС, 1976, вып. 218, с. 3–23.
3. *Волохин Ю.Г.* Петрографический состав песчаников палеозоя восточной части Монголо-Охотской складчатой области. — В кн.: Геология окраин континентов. Владивосток, 1979, с. 68–71.
4. *Волохин Ю.Г., Михайлов М.А.* Источники кремнезема кремнистых пород восточной части Монголо-Охотской складчатой области. — В кн.: Геохимия и минералогия осадочных комплексов Дальнего Востока. Владивосток, 1979, с. 21–42.
5. *Кириллова Г.Л., Турбин М.Т.* Формации и тектоника Джагдинского звена Монголо-Охотской складчатой области. М.: Наука, 1979, 114 с.
6. *Мамонтов Ю.А., Попеко В.А.* Палеозойский базальтоидный магматизм восточной части Монголо-Охотского пояса. — В кн.: Вопросы магматизма и тектоники Дальнего Востока. Владивосток, 1975, с. 68–82.
7. *Мигдисов А.А., Богданов Ю.А., Лисицын А.П.* и др. Геохимия металлоносных осадков. — В кн.: Металлоносные осадки юго-восточной части Тихого океана. М.: Наука, 1979, с. 122–200.
8. *Мисник Ю.Ф., Шевчук В.В.* Восточно-Забайкальская древняя глыба и ее роль в формировании региональной структуры. — Геотектоника, 1980, № 5, с. 25–37.
9. *Михайлов М.А., Волохин Ю.Г.* Петрохимический состав песчаников палеозоя восточной части Монголо-Охотской складчатой области. — В кн.: Геология окраин континентов. Владивосток, 1979, с. 72–74.
10. *Портнягин Э.А.* Мезокайнозойская история развития Монголо-Охотского глубинного разлома в западной части Верхнего Приамурья. — Изв. ВУЗов, геол. и разв., 1962, № 1, с. 24–30.
11. *Роганов Г.В.* Тектоника восточной части Монголо-Охотской складчатой геосинклинали системы: Автореф. дис. . . канд. геол.-мин. наук. Хабаровск, 1976, 24 с.
12. *Ронов А.В.* Строение и геохимическая история осадочной оболочки Земли. — В кн.: Международный геологический конгресс. XXVI сессия. Доклады советских геологов. Геохимия и минералогия. М.: Наука, 1980, с. 3–14.
13. *Ронов А.Б., Гирич Ю.П., Казаков Г.А., Илюхин М.Н.* Сравнительная геохимия геосинклинальных и платформенных осадочных толщ. — Геохимия, 1965, № 8, с. 961–976.
14. *Смирнов А.М.* Сочленение Китайской платформы с Тихоокеанским складчатым поясом. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1963, 159 с.

15. *Страхов Н.М.* К теории геохимического процесса в гумидных зонах. — В кн.: Геохимия осадочных пород и руд. М.: Наука, 1968, с. 102–133.
16. *Страхов Н.М.* Проблемы геохимии современного океанского литогенеза. — Труды ГИН АН СССР, 1976, вып. 292. 300 с.
17. *Хворова И.В., Золотарев Б.П., Гусарева А.И.* Микроэлементы в эвгеосинклинальных кремнистых породах Южного Урала. — Литология и полез. ископаемые, 1972, № 6, с. 26–41.
18. *Шашкин К.С.* О двух типах мезозойских приразломных прогибов в Монголо-Охотском поясе и природе Верхне-Зейской депрессии. — В кн.: Вопросы геологии и рудоносности Дальнего Востока. Владивосток, 1965, с. 42–44.
19. *Шашкин К.С.* Особенности геологического развития Монголо-Охотского пояса.: Автореф. дис. . . . канд. геол.-мин. наук. Владивосток: 1969, 21 с.
20. *Шехоркина А.Ф.* Формации и рудоносность нижнего кембрия хребта Джагды. М.: Наука, 1976. 200 с.
21. *Школьник Э.Л.* Состав и некоторые закономерности размещения и условия образования железных, марганцевых руд и фосфоритов.: Автореф. дис. . . . канд. геол.-мин. наук. Хабаровск, 1971. 20 с.
22. *Школьник Э.Л.* Железородная эффузивно-яшмовая формация и железные руды Удского района Хабаровского края. — В кн.: Геология и генезис докембрийских железисто-кремнистых и марганцевых формаций мира. Киев: Наукова думка, 1972, с. 196–203.
23. *Шнюков Е.Ф., Каляев Г.И., Коптюх Ю.М., Оверчук В.М., Газрилов Е.М.* Эндогенная металлогения срединноокеанического Аравийско-Индийского хребта. — Геол. журнал, 1980, т. 40, № 2, с. 34–45.
24. *Шнюков Е.Ф., Орловский Г.Н.* Железо-марганцевые конкреции Индийского океана. — Геол. журнал, 1980, т. 40, № 2, с. 46–64.
25. *Turekian K., Wedepohl K.H.* Distribution of the elements in some major units of the Earth's crust. — Geol. Soc. Amer. Bull., 1961, vol. 72, p. 175–192.

УДК 550.4

А.А. Ярошевский

ДИНАМИКА ГЕОХИМИЧЕСКОГО ЦИКЛА И ПРОБЛЕМА ЭВОЛЮЦИИ ОСАДОЧНОЙ ОБОЛОЧКИ

Проблема эволюции геохимических процессов в истории Земли является одной из сложнейших. Основная сложность связана с крайней фрагментарностью наблюдательного материала, которая не позволяет составить более или менее цельную эмпирическую картину изменения во времени геохимических параметров земной коры. Поэтому многие известные схемы, например, изменения литологического состава и пропорций осадочных и вулканогенных пород областей осадконакопления материков [3, 6] или изменение во времени пропорций важнейших групп пород областей эрозии материков [4, 6], или изменение среднего состава и пропорции осадочных и изверженных пород континентов и островных дуг в течение геологического времени [10, 14], или относительное распределение характерных типов пород и фаций, образовавшихся и сохранившихся в пределах обнажающейся части коры в течение геологического времени [14] и другие аналогичные схемы, в частности, представление о резком преобладании в глубоком докембрии основных пород в коре, являются скорее авторскими интерпретациями, чем доказанными фактами. Другая сложность проблемы эволюции заключается в неясности теоретических принципов, на которых основан ее

анализ. Дело в том, что "очевидные" факторы, вызывающие и определяющие эволюцию: активность живого вещества, связанные с ним геохимические параметры подвижных наружных оболочек (океана и атмосферы), а также состав вещества, вовлекающегося в постоянный круговорот — теснейшим образом связаны (обменом веществом и энергией) с самими эволюционирующими геохимическими системами (осадочная оболочка, океан, атмосфера, земная кора в целом). Они не могут рассматриваться как нечто внешнее по отношению к ним, независимыми от них. Поэтому надо рассматривать геохимическую эволюцию земной коры вообще и осадочной оболочки в частности, прежде всего, как следствие комплекса процессов, развивающихся в пределах самих эволюционирующих систем, как результат действия внутренних сил, связанных с закономерностями взаимодействия между различными системами земной коры.

Земная кора в целом является открытой системой, подверженной действию внешних сил (поступление энергии и вещества). Эти внешние силы постоянно нарушают самопроизвольное течение процессов в земной коре, стремящихся привести ее в равновесное состояние. Такое динамическое состояние может быть стационарным, если внешнее воздействие оказывается в целом постоянным, или же эволюционировать в результате изменения во времени характера и масштабов внешнего воздействия. Таким образом, проблема геохимической эволюции земной коры имеет две стороны: эволюцию, связанную с законами процессов, развивающихся в пределах самой земной коры, вызванных внутренними причинами, и эволюцию, связанную с изменением внешних воздействий. Не выделив эти две стороны, не отдав себе отчет в путях и формах их проявления, решить проблему геохимической эволюции земной коры невозможно.

В последние годы существенное развитие получила концепция В.И. Вернадского о геохимических циклах элементов в земной коре. Это связано, во-первых, с появлением, благодаря работам А.Б. Ронова и его коллег, уникального эмпирического материала, количественно характеризующего геохимические параметры осадочной оболочки Земли (результаты обобщены в докладе А.Б. Ронова на XX чтении им В.И. Вернадского [6]), а во-вторых, с открывшейся возможностью, на основе этих данных, исследовать простейшие модели геохимического цикла [1, 2, 11, 12, 13, 15, 16, 18 и др.]. Законы круговорота и баланса распределения химических элементов между взаимодействующими в геохимическом цикле системами (кристаллическая часть коры, осадочная оболочка, гидросфера, атмосфера, живое вещество) накладывают ограничения на возможное изменение состава этих систем во времени [13]. Проанализируем эти законы на основе динамической модели геохимического цикла [11–13].

Достаточно очевидно, что гидросфера (атмосфера) и формирующиеся осадки, вместе с питающим их материалом разрушающихся "первичных" пород континентов представляют собой сложную взаимодействующую динамическую систему, изменение которой во времени определяется эволюцией поверхностных равновесий и динамикой обмена веществом как между отдельными оболочками системы, так и системой в целом и окружающей средой, главным образом, в результате поступления ювенильного материала (рис. 1). Основные законы динамики этого обмена можно описать, если представить гидросферу (вместе с атмосферой) как резервуар,



Р и с. 1. Схема геохимического цикла

в который поступает вещество, формирующееся главным образом в процессах выветривания на водосборных площадях, и из которого уходит материал, образующий осадки. Для такой системы можно написать уравнение материального баланса для любого компонента, в котором скорость изменения массы компонента в каждом резервуаре (например, в океане: $dM_i^{ок}$ представляется как разность между скоростью поступления материала ($J_i^{пост}$) и скоростью его ухода ($J_i^{вын}$ осадками):

$$dM_i^{ок} / dt = J_i^{пост} - J_i^{вын}. \quad (1)$$

Анализ и решение этого уравнения [11, 13] позволяет вскрыть основные особенности эволюции во времени состава океана и среднего состава осадков в зависимости от состава сносимого материала и типов поверхностных равновесий. Необходимо подчеркнуть, что такая форма записи уравнения баланса масс имеет самый общий характер и может быть использована независимо от конкретной структуры и распределения в пространстве мирового стока (т.е. независимо от структуры члена $J_i^{пост}$) и особенностей распределения растворенных и взвешенных компонентов в объеме воды океанов.

Рассмотрим отдельные члены этого уравнения.

Скорость поступления любого компонента в океан определяется, очевидно, общей скоростью сноса материала с суши и средним содержанием данного компонента в сносимом материале. Размываемые породы суши представлены тремя принципиальными группами: 1) "первичными" магматическими породами, представляющими ювенильный материал, поступающий в поверхностный круговорот из недр планеты. Кроме того, часть ювенильного материала поступает непосредственно в сферу осадкообразования (подводные извержения, фумарольная деятельность вулканокластический материал и т.п.); 2) более древние осадки, повторно (или многократно) поступающие в осадочный цикл; 3) метаморфические эквиваленты пород первой и второй групп. Здесь принимается, что "первичный" источник вещества в системе осадочного цикла представлен, в конце концов, только магматическими породами ювенильного происхождения (и их метаморфическими эквивалентами), и в конечном счете именно их средний состав определяет пропорции компонентов в веществе, поступающем в бассейны

седиментации. Априори не очевидно, какое систематическое отличие от этого среднего состава вносит принципиальное участие более древних осадочных и метаморфических толщ в вещество сноса, поэтому ниже необходимо будет вернуться к этому вопросу. Заметим, что, по-видимому, не существует эмпирических фактов, независимых от данных, характеризующих осадочные толщи, которые позволили бы, не привлекая различные соображения или гипотезы о закономерностях эволюции поверхностных процессов, оценить как средний состав выветривающегося материала, так и интенсивность его сноса в океан в прошлом. К вопросу о том, насколько особенности осадочных пород отражают эти факторы процесса осадкообразования, также придется вернуться ниже при анализе основных соотношений, управляющих динамикой осадочного цикла.

Скорость осаждения компонента представляет собой сложную функцию совокупности всех процессов, происходящих в бассейне осадконакопления. Можно выделить три принципиальных случая.

1. Осаждение взвешенных компонентов, распределение которых в бассейне осадконакопления и условия отложения определяются законами гидродинамики. Представляется очевидным, что скорость их осаждения J_i^{oc} пропорциональна интенсивности поступления материала в океан и массе взвешенных частиц этого компонента, находящихся в океаническом бассейне в данный момент времени $M_i^{ок}$ и зависит от механизма их распределения и осаждения в массе океанической воды. Запишем это соотношение в общем виде как

$$J_i^{oc} = \lambda_i M_i^{ок}, \quad (2)$$

в котором λ_i — коэффициент пропорциональности, формально учитывающий конкретный характер и численные величины параметров процесса осаждения взвешенного компонента из морской воды.

2. Осаждение компонентов, образующих растворимые соединения в морской воде и осаждающихся при достижении произведения их растворимости. Очевидно, что при концентрации в океанической воде ниже предельной (ниже насыщения), они осаждаются не будут. При достижении насыщения компонент начинает переходить в осадок, причем скорость осаждения будет вполне определяться скоростью поступления, так как масса его в океане однозначно связана с растворимостью (в данных условиях) и, естественно, с массой океана в целом. Эту зависимость также можно представить уравнением (2), в котором при ненасыщенном состоянии океана $\lambda_i = 0$, а при насыщении λ_i формально имеет тот же смысл, что и для взвешенных компонентов.

3. Осаждение компонентов, содержание которых в осадках может варьировать в зависимости от равновесной с ними концентрации в океанической воде. В простейшем случае можно принять, что отношение средней концентрации компонента в формирующемся осадке к концентрации его в океанической воде $C_i^{oc}/C_i^{ок}$ представляет собой константу, зависящую прежде всего от физико-химических условий равновесия осадочных минералов с морской водой, т.е. от растворимости данного компонента. В этом случае скорость осаждения также может быть представлена в виде уравнения (2).

В общем случае параметры, входящие в уравнения (1) и (2) — $J_i^{пост}$

скорость поступления компонента в систему и λ_i — зависят от времени, поэтому решить эту систему уравнения в общем виде невозможно. Однако, делая некоторые достаточно разумные допущения, можно получить частные решения, которые позволяют проанализировать основные законы динамики осадочного цикла. Сделаем два основных допущения: 1) скорость поступления компонента в океан постоянна; 2) постоянное значение имеет динамический параметр λ_i . Приняв, кроме того, постоянной массу океана, получаем достаточно простое решение уравнения (1), которое позволяет проанализировать его основные свойства, т.е. исследовать закономерности изменения во времени параметров формирующихся осадков. Анализ решений позволяет обратить внимание на следующие основные особенности динамики рассматриваемой системы.

1. Основная особенность таких динамических систем заключается в том, что концентрация компонентов как в океане, так и в формирующихся осадках при увеличении рассматриваемого отрезка времени, стремится к постоянной величине. Для осадков последняя отвечает концентрации компонента в питающем материале, а для океанов она равна некоторой предельной величине, которая отождествляется с концентрацией насыщения, имеющей, однако, для трех разных механизмов седиментации, различный физико-химический смысл.

Таким образом, общим законом эволюции таких динамических систем должно быть стремление к стационарному состоянию (саморегулирующиеся системы), которое накладывает жесткие ограничения на возможности дальнейшего изменения во времени состава взаимодействующих подсистем. Поэтому особое значение приобретает оценка масштабов отклонения от стационарности таких систем и факторов, его вызывающих. Основным параметром, контролирующим масштабы отклонения от стационарности, т.е. длительность интервалов времени, в течение которых система, выведенная из состояния стационарности, снова к нему вернется (время релаксации системы), является коэффициент λ_i . Поэтому его необходимо исследовать подробнее.

2. Используя предельное (при $t \rightarrow \infty$) решение уравнений, получаем следующее выражение для λ_i :

$$\lambda_i = J_i^{\text{пост}} / M_i^{\text{ок}}, \quad (3)$$

Таким образом, важнейшим динамическим параметром модели является соотношение масс компонента, находящихся в океане и ежегодно поступающих в него за счет сноса с континента $J_i^{\text{пост}}$. Можно видеть, что это соотношение обратно величине так называемого времени пребывания элемента в океане (τ):

$$\lambda_i = 1/\tau_i. \quad (4)$$

Расчеты величины среднего времени пребывания элементов, (и тем самым λ_i) для современного океана [2, 11] дают возможность количественно оценить динамические параметры реальной природной системы и сформулировать на этой основе главные закономерности ее динамики.

Сравнивая численные значения величин среднего времени пребывания в океане главных компонентов морской воды (от 100 млн. лет для натрия до десятков тысяч и даже тысяч лет — для кремния, алюминия, железа) с дли-

тельностью существования океана, можно прийти к следующему заключению: среднее время пребывания подавляющего большинства элементов оказывается на несколько порядков меньше времени жизни океана (3–4 млрд. лет), и поэтому в геохимической истории элементов в морской воде и осадках отклонения от стационарности не могут играть существенной роли. Тем самым обосновывается гипотеза о стационарности океанической системы, уже не раз привлекавшейся при интерпретации состава современного океана и возможной его эволюции в прошлом (например, [2, 16]).

Длительность интервалов времени отклонения от стационарности для разных компонентов оцениваются по-разному. Для компонентов первого типа (образующих взвеси) и третьего типа можно показать, что при времени, равном или превышающем приблизительно утроенное значение среднего времени пребывания, концентрация их как в осадках, так и в океане уже не отличается существенно (более чем на 1–10%) от стационарной. Для компонентов же второго типа время отклонения от стационарности не может быть больше среднего времени пребывания. Таким образом, "аномальные" средние составы (дополнительно обогащенные или обедненные компонентами) должны наблюдаться в осадках, сформировавшихся в периоды времени, меньше (для подавляющего большинства элементов, кроме натрия и отчасти магния) 1–10 млн. лет. Очевидно, в настоящее время нет никакой возможности "заметить" подобные аномалии среднего состава всех осадков, образовавшихся в течение столь коротких интервалов времени на всем земном шаре.

Раскрывая дальше выражение (3) можно записать для:

$$\lambda_i = \frac{J_i^{\text{ок}}}{M_i^{\text{ок}}} = \frac{c_i^{\text{ок}} J^{\text{пост}}}{c_i^{\text{ок}} M^{\text{ок}}} = \frac{k_i J^{\text{пост}}}{M^{\text{ок}}} \quad (5)$$

Выражение (5) показывает, что λ_i является функцией ряда независимых переменных: массы океана, скорости сноса материала и коэффициента, связанного с растворимостью компонента в океане или с условиями распределения в массе океанической воды взвешенных компонентов. Таким образом, именно величина k_i учитывает всю конкретную физико-химическую специфику процессов, приводящих в конечном счете к формированию различных химических типов осадков. k_i в уравнении (5) не тождественно физико-химической константе растворимости, но является ее функцией.

Используя эти зависимости, можно показать, что для стационарного режима концентрация компонента в океане однозначно определяется его "растворимостью" (k_i):

$$c_i^{\text{ок}} = c_i^{\text{ок}} / k_i \quad (6)$$

3. Усложненные модели могут быть сведены к следующим принципиальным случаям.

1. Скачкообразное изменение типов поверхностных равновесий (т.е. "растворимости" компонентов в океане) и, соответственно, изменению λ_i в определенные моменты времени. Эти случаи описываются теми же зависимостями, если решать уравнения каждый раз снова для новых значений λ_i и новых начальных условий.

2. Скачкообразное изменение состава сносаемого материала. В этом случае

также описание усложненной модели основано на решении тех же уравнений для каждого интервала времени с характерным составом сноса отдельно.

3. Скачкообразное или постепенное изменение скорости поступления материала без изменения его среднего химического состава никак не сказывается на характере распределения концентраций компонентов в океане и формирующихся осадках в периоды стационарности и не нарушает последнюю.

4. Постепенное изменение во времени "растворимости" (k_i и λ_i). Стремление к стационарности, как показывает анализ этих случаев, (со всеми ранее отмеченными следствиями) остается основным свойством и такой модели.

5. Постепенное изменение во времени состава поступающего материала. В этом случае концентрация элементов в осадках должна закономерно изменяться, асимптотически приближаясь к линии, параллельной линии эволюции состава сносимого материала, несколько отставая от нее.

6. Постепенное изменение массы океанической воды во времени. В случае линейной зависимости массы океана от времени можно показать, что система также стремится к стационарному режиму, но при росте массы океана во времени стационарная концентрация элементов в осадках оказывается несколько ниже их концентрации в поступающем материале, но эта разница оказывается пренебрежимо малой для подавляющего большинства элементов.

Важно снова подчеркнуть, что во всех отмеченных более сложных случаях отклонение от стационарности (длительность этих периодов и количество вещества, дополнительно накопленного или обеднившего формирующиеся осадки в эти интервалы времени) определяется емкостью океана как резервуара, способного накопить или сбросить излишки компонента. Сравнивая эти возможности океанического резервуара с массой проходящих через него осадков (а эта величина непосредственно связана с величинами динамической постоянной и среднего времени пребывания в океане), можно снова прийти к выводу, что ресурсы океана малы и не могут играть существенной роли в геохимической судьбе элементов в осадках.

Таким образом, анализ основных динамических закономерностей рассмотренной модели и использование данных, характеризующих параметры природного процесса, позволяют сформулировать основные правила, которым должны подчиняться закономерности эволюции среднего состава осадков и океана в ходе геологической истории.

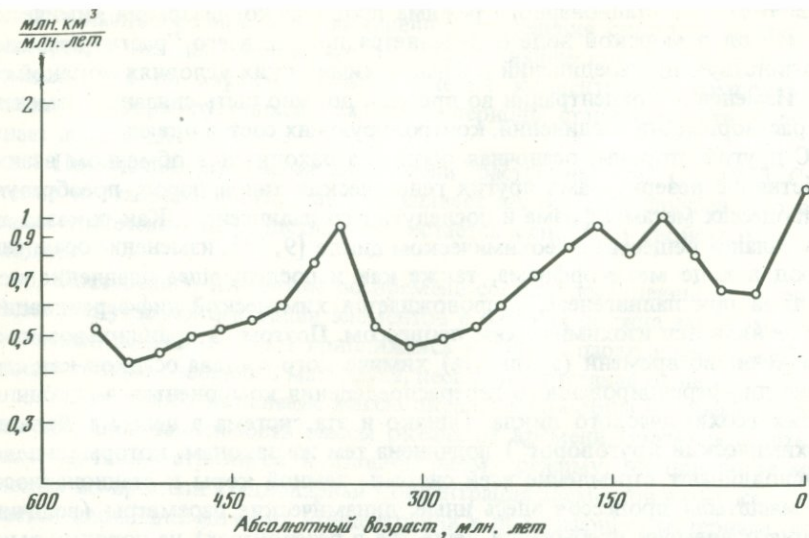
1. В течение большей части истории Земли осадочный процесс протекает в стационарном режиме и средний состав образующихся осадков должен быть строго равным среднему составу разрушающегося и поступающего в осадочный цикл материала. Изменение среднего состава осадков в ходе геологического времени может происходить только за счет направленной эволюции во времени среднего химического состава выветривающихся пород суши (а точнее, за счет поступающего в бассейны седиментации материала). Поэтому, в частности, вовлечение древних осадков (во всем их объеме, без систематического сдвига среднего состава пород, возвращающихся на континент) в повторный размыв и снос в океан само по себе не может привести к систематическому изменению состава поступающего в океан материала и не может быть фактором химической эволюции осадков.

2. В стадию стационарного режима процесса концентрация химических элементов в морской воде определяется прежде всего "растворимостью" соответствующих соединений в физико-химических условиях морской среды. Изменение концентрации во времени должно быть связано с изменением растворимости соединений, контролирующих состав океана.

С другой стороны, осадочная оболочка находится в обменном взаимодействии с резервуарами других генетических типов пород, преобразуясь в процессах метаморфизма и последующего палингенеза. Как показал анализ баланса вещества в геохимическом цикле [9, 13], изменение осадочных пород в ходе метаморфизма, также как и последующее плавление метасадков при палингенезе, сопровождается химической дифференциацией, т.е. не является изохимическим процессом. Поэтому в принципе возможно изменение во времени (эволюция) химического состава осадков как следствие дифференцированного перераспределения компонентов в глубинных частях геохимического цикла. Однако и эта система в целом ("большой геохимический круговорот") подчинена тем же законам, которые в целом обуславливают стремление всей системы земной коры к стационарности. Но масштабы процессов здесь иные, динамические параметры (величины среднего времени пребывания вещества в резервуарах) на порядки выше, чем в гидросфере, поэтому при анализе факторов геохимической эволюции осадков эту сторону необходимо специально исследовать.

Здесь важно подчеркнуть две вещи. Во-первых, отсутствие геохимического баланса вещества земной коры, проявляющееся в избыточном количестве кальция в осадочной оболочке, недостатке в поверхностных геосферах натрия (это самые яркие признаки), привели к выводу о сложной природе большого геохимического круговорота, о неизохимическом характере процессов перехода вещества из одного глубинного резервуара в другой. В этом заложена принципиальная возможность изменения во времени (эволюции) химического состава осадочного, метаморфического и магматического резервуаров. Если бы была верна классическая (Гольдшмидтовская) модель геохимического цикла, то и обмен с глубинными резервуарами не мог принципиально вести к изменению среднего состава циркулирующего в процессах осадкообразования вещества, и поэтому эволюция была бы невозможна. Таким образом, в принципиально неизохимическом характере перераспределения вещества в глубинных резервуарах земной коры заложена возможность эволюции среднего химического состава осадочных пород.

Однако важно оценить реальные временные масштабы этих процессов. Количественный анализ динамики геохимического цикла [13], а также оценка скорости переработки осадков в геохимическом цикле на основании данных о распределении масс осадочных пород во времени (рис. 2 [2, 17]) показали, что среднее время пребывания вещества в осадочном резервуаре оценивается величиной порядка 300—600 млн. лет. Эта величина также оказывается малой по сравнению с длительностью геологической истории Земли, что указывает на близкие к стационарным условия обмена вещества в осадочном цикле. С другой стороны, времена пребывания вещества земной коры в глубинных (кристаллических) резервуарах велики, что прямо указывает на возможность их эволюции во времени (для неизохимической модели геохимического цикла), а тем самым, и связанных с ними осадков.

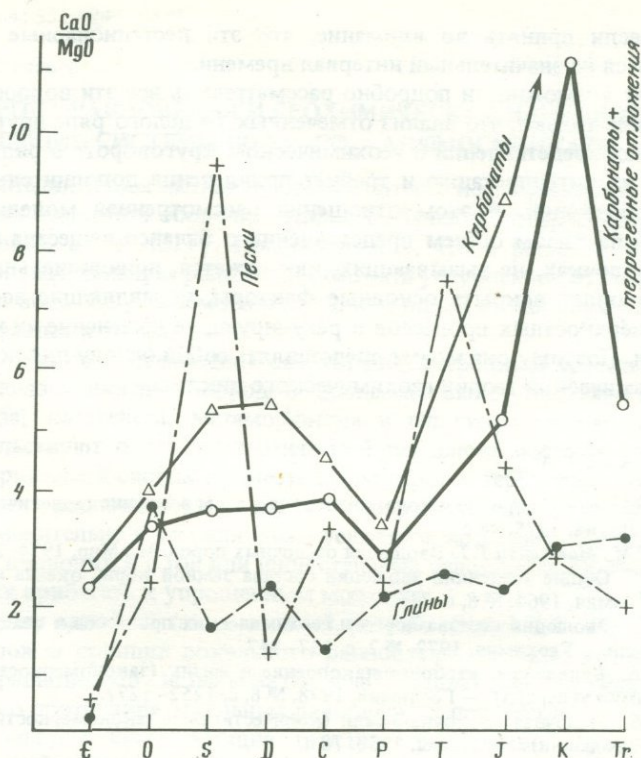


Р и с. 2. Изменение в ходе геологического времени масс терригенных пород в осадочной оболочке континентов (по А.Б. Ронову) [6]

Опираясь на эти правила можно отметить, что установленные закономерные измерения состава (отношения некоторых компонентов) осадочных толщ в ходе геологического времени [3, 4, 6–8] (рис. 3), если приписывать им планетарное значение, а не считать характерными для данных регионов или данных тектонических зон, могут быть объяснены только соответствующей эволюцией состава материала сноса и не должны быть связанными непосредственно с эволюцией поверхностных равновесий (растворимости в океане).

С другой стороны нет никаких оснований считать, что эволюция состава сносимого материала (например, по мере гранитизации пород континентов) и изменения среднего состава обнажающихся пород суши от основных к кислым, сама по себе привела к изменению химии океана. Если не изменился принципиально тип поверхностных равновесий, а главные минеральные фазы, контролирующие состав морской воды, остались прежними (главным образом это карбонаты для кальция, магния, отчасти железа или глины для магния, алюминия, кремния, калия и отчасти натрия), то и состав океанической воды не должен был существенно измениться. Этот вывод надо только с оговоркой распространять на калий, поскольку его концентрация в глинах и равновесной с ними морской воде может меняться и зависит от количества сносимого калия. Для натрия в силу сложности механизма контроля его концентрации в океане и значительной величины среднего времени пребывания стационарность также может заметно нарушаться.

В связи с этим надо отметить, что нет никаких оснований полагать, например, что древний океан мог быть "безкальциевым" или ненасыщенным карбонатом кальция, поскольку как бы не изменилась (в разумных пределах) растворимость карбоната кальция в океане в прошлом, это изменение не могло привести к изменению динамических параметров более чем на по-



Р и с. 3. Изменение в ходе геологического времени отношения содержаний CaO/MgO [6] в осадочной оболочке континентов

рядок. Но и эти возможные значения, достигающие для среднего времени пребывания порядка 10^7 (пусть даже 10^8 лет), остаются малыми по сравнению с временем жизни океана, и все сделанные выше выводы остаются верными.

Несомненное изменение химического состава океана в ходе геологического времени связывается с появлением и накоплением в атмосфере свободного кислорода, что резко изменило судьбу, прежде всего серы и железа в океане и осадках. В рамках модели, описанной здесь, окисление серы и переход ее в сульфатную форму соответствует уменьшению λ_i и увеличению среднего времени пребывания в океане. Для железа, наоборот, переход из закисной в окисную форму соответствует увеличению k_i (уменьшению растворимости), увеличению λ_i и уменьшению среднего времени пребывания. Изменение растворимости в океане должно было привести и к изменению массы этих элементов в нем, и одновременно к некоторому уменьшению массы (концентрации) серы в формирующихся осадках и увеличению соответствующей массы и концентрации железа. Но и в этих случаях массы дополнительно извлеченной из осадков серы или дополнительно осажденного за счет ресурсов океана железа настолько относительно малы, что не могут заметно изменить средние содержания этих элементов в осадках,

особенно, если принять во внимание, что эти нестационарные периоды растягиваются на значительный интервал времени.

Здесь нет возможности подробно рассматривать все эти вопросы. Обратим внимание только, что анализ отмеченных (и целого ряда других) фактов в рамках представлений о геохимическом круговороте в ряде случаев осложняет их интерпретацию и требует привлечения дополнительных данных и соображений. В этом отношении рассмотренная модель, будучи основанной на самом общем представлении о балансе вещества в поверхностных оболочках, не вызывающих, как кажется, принципиальных возражений, позволяет вскрыть основные факторы, управляющие всем комплексом поверхностных процессов и регулирующие изменение их характера во времени. Поэтому она может представлять собой основу для построения общей динамической теории геохимического цикла.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Гаррелс Р.М.* Круговорот углерода, кислорода и серы в течение геологического времени. М.: Наука, 1975. 46 с.
2. *Гаррелс Р.М., Маккензи Т.Т.* Эволюция осадочных пород. М.: Мир, 1974. 271 с.
3. *Ронов А.Б.* Общие тенденции эволюции состава земной коры, океана и атмосферы. — *Геохимия*, 1964, № 8, с. 715–743.
4. *Ронов А.Б.* Эволюция состава пород и геохимических процессов в осадочной оболочке Земли. — *Геохимия*, 1972, № 2, с. 137–147.
5. *Ронов А.Б.* Вулканизм, карбонатакопление и жизнь (закономерности глобальной геохимии углерода). — *Геохимия*, 1978, № 8, с. 1252–1277.
6. *Ронов А.Б.* Осадочная оболочка Земли (количественные закономерности строения, состава и эволюции). М.: Наука, 1980. 78 с.
7. *Ронов А.Б., Мигдисов А.А.* Эволюция химического состава пород щитов и осадочного покрова Русской и Северо-Американской платформ. — *Геохимия*, 1970, № 4, с. 403–438.
8. *Ронов А.Б., Мигдисов А.А., Ярошевский А.А.* К геохимической истории внешних оболочек Земли. — В кн.: *Очерки современной геохимии и аналитической химии*. М.: Наука, 1972, с. 88–98.
9. *Ронов А.Б., Ярошевский А.А.* Новая модель химического строения земной коры. *Геохимия*, 1976, № 12, с. 1763–1795.
10. *Энгель А.Э. Дж., Энгель Ц.Г.* Происхождение континентов. — В кн.: *Очерки современной геохимии и аналитической химии*. М.: Наука, 1972, с. 76–87.
11. *Ярошевский А.А.* Динамическая модель осадочного цикла. — Тр. I Международного геохимического конгресса. М.: ВИНТИ, 1973, т. IV, кн. 1, с. 112–126.
12. *Ярошевский А.А.* Модель геохимического цикла и эволюция состава пород земной коры. — В кн.: *Геохимия, минералогия, петрография (доклады советских геологов XXV сессии Международного геологического конгресса)*. М.: Наука, 1976, с. 124–128.
13. *Ярошевский А.А.* Динамическая модель геохимического цикла. — В кн.: *Разделение элементов и изотопов в геохимических процессах*. М.: Наука, 1979, с. 15–34.
14. *Engel A.E., J., Iton S.P., Engel C.G. et al.* Crustal evolution and global tectonic: a petrologic view. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1974, vol. 85, N 6, p. 843–856.
15. *Garrels R.M., Mackenzie F.T.* Sedimentary rock types: Relative proportions as a function of geological time. — *Science*, 1969, vol. 163, N 3867, p. 570–571.
16. *Garrels R.M., Mackenzie F.T.* A quantitative model for the sedimentary rock cycle. — *Mar. Chem.*, 1972, vol. 1, N 1, p. 27–41.
17. *Gregor B.* The rate of denudation in Post-Algonkian time. — *Koninkl. Ned. Akad. Wetenschap. Proc.*, 1968, vol. 71, p. 22–30.
18. *Li Y.H.* Geochemical mass balance among lithosphere, hydrosphere and atmosphere. — *Amer. J. Sci.*, 1972, vol. 272, N 62, p. 119–137.

С.Л. Шварцев

ПРИРОДА РАВНОВЕСИЯ И ГЕОХИМИЧЕСКАЯ НАПРАВЛЕННОСТЬ ЭВОЛЮЦИИ СИСТЕМЫ ВОДА—СО₂—АЛЮМОСИЛИКАТЫ В ЛИТОСФЕРЕ

В последние годы активизировался интерес исследователей к проблемам эволюции осадочной оболочки Земли, в изучении которых осталось еще немало белых пятен [2, 7]. Представляется, что в решении этих сложных проблем значительную роль может сыграть углубленное изучение эволюции системы вода—СО₂—алюмосиликаты, как одной из наиболее распространенных и важных в земной коре.

Практически повсеместное разрушение природным углекислым раствором алюмосиликатных пород в процессах выветривания, гальмиролиза, диагенеза, катагенеза, метаморфизма и гидротермального метасоматоза свидетельствуют о термодинамической неравновесности и необратимости рассматриваемой системы. Вместе с тем строгое термодинамическое описание степени равновесности, а значит и направленности эволюции этой системы применительно к тем или иным условиям, встречает определенные трудности и проводится с той или иной степенью условности. Приходится в этих условиях прибегать к упрощенным моделям.

В основу одной из таких моделей, разработанных Д.С. Коржинским [6], был положен принцип локального равновесия, согласно которому в условиях неравновесной системы на отдельных этапах или участках ее развития, возможно протекание отдельных равновесных процессов.

Несколько с иных позиций трактуют равновесие в рассматриваемой системе американские и французские исследователи, которые выдвинули принцип парциального или частичного равновесия [13–16]. В основе этого принципа лежит устанавливаемое экспериментально последовательное выпадение из раствора вторичных твердых фаз и связанное с этим изменяющееся равновесие воды с осаждающимися минералами в условиях в целом неравновесной системы.

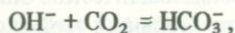
Принцип частичного равновесия лучше отвечает природным условиям и с физико-химических позиций открывает дополнительные возможности изучения необратимых процессов на основе фундаментальных принципов термодинамики [3]. В то же время сам термин "частичное равновесие" не выдерживает критики, так как равновесие может быть полным или неполным, но оно не может быть частичным. Фактически речь идет о таком состоянии системы, когда вода находится в неравновесном состоянии относительно одних твердых и газообразных соединений, но полностью равновесна с другими. В этой связи мы считаем более приемлемым термин "равновесно-неравновесное состояние", который лучше соответствует сути протекающих процессов в литосфере [11].

Не вдаваясь в детали механизмов растворения алюмосиликатов и форм вхождения воды в решетку, отметим, что инконгруэнтный характер их растворения при всей его сложности обязан главным образом явлению гидролиза [4], при котором подвижные компоненты переходят в раствор, а малоподвижные образуют вторичные минеральные фазы (окислы, гидрокислы, глины, цеолиты и т.д.). Состав последних определяется характером

геохимической среды, концентрацией элементов в растворе, величинами температуры и давления. По мере того как меняется состав раствора или другие параметры из отмеченных, изменяется и состав вторичных минералов. Следовательно, один и тот же исходный эндогенный минерал при взаимодействии с водой может давать начало целой гамме вторичных продуктов, включая глины, карбонаты, цеолиты, хлориты, слюды и т.д.

Важно подчеркнуть, что взаимодействие эндогенных алюмосиликатов с водой и CO_2 приводит к образованию вторичных продуктов, растворимость которых ниже исходных. Это обстоятельство определяет постоянную насыщенность воды относительно исходных минералов, которые поэтому могут растворяться в течение всего времени их взаимодействия с водой.

Но не только образование малорастворимых глин или при повышенных температурах цеолитов определяет принципиальную возможность непрерывного растворения алюмосиликатов. Другим важным процессом, сопровождающим гидролиз при наличии CO_2 , является нейтрализация образующейся при этом щелочности по реакциям



константа которой при 25°C равна $10^{6,2}$, но уменьшается с повышением температуры. Поэтому при относительно низких температурах ($< 200^\circ\text{C}$) и тех парциальных давлениях углекислого газа, которые обычно наблюдаются в водах ($10^{2,5} - 10^{3,5}$ Па), содержания HCO_3^- на несколько математических порядков превосходят концентрацию OH^- , т.е. приведенная реакция протекает слева направо. Тем самым нейтрализуется один из продуктов реакции гидролиза алюмосиликатов и поддерживается неравновесность системы вода- CO_2 -порода. Поэтому CO_2 выступает геохимическим барьером на пути установления равновесия воды с горными породами [9]. Реакция нейтрализации требует участия угольной или других кислот. Поэтому гидролиз алюмосиликатов необходимо рассматривать в тесной связи с образованием в подземных водах кислотных продуктов. Источником последних в литосфере часто выступает органическое вещество, а в более глубоких зонах земной коры процессы метаморфизма и магматизма. Все это ставит проблему увязки интенсивности реакций гидролиза с масштабами образования кислот.

Продукты нейтрализации (HCO_3^-) не могут накапливаться в растворе бесконечно и при определенной концентрации, диссоциируя и взаимодействуя с кальцием или магнием, образуют эпигенетические аутигенные карбонаты (чаще всего кальцит). Образование карбонатов, уменьшая концентрацию ионов в растворе, также препятствует установлению равновесия воды с алюмосиликатами. Поэтому водные растворы, насыщенные относительно кальцита, оказываются ненасыщенными относительно, например, анортита, т.е. система вода- CO_2 -анортит при наличии карбонатов продолжает оставаться неравновесной и способной к растворению пород. Таким же путем образование из растворов талька, серпентинита, магнезита препятствует установлению равновесия воды с магниевыми силикатами эндогенного происхождения.

Наконец, нельзя сбрасывать со счета и явления выноса ионов из зоны протекания реакции гидролиза, который также приводит к нарушению равно-

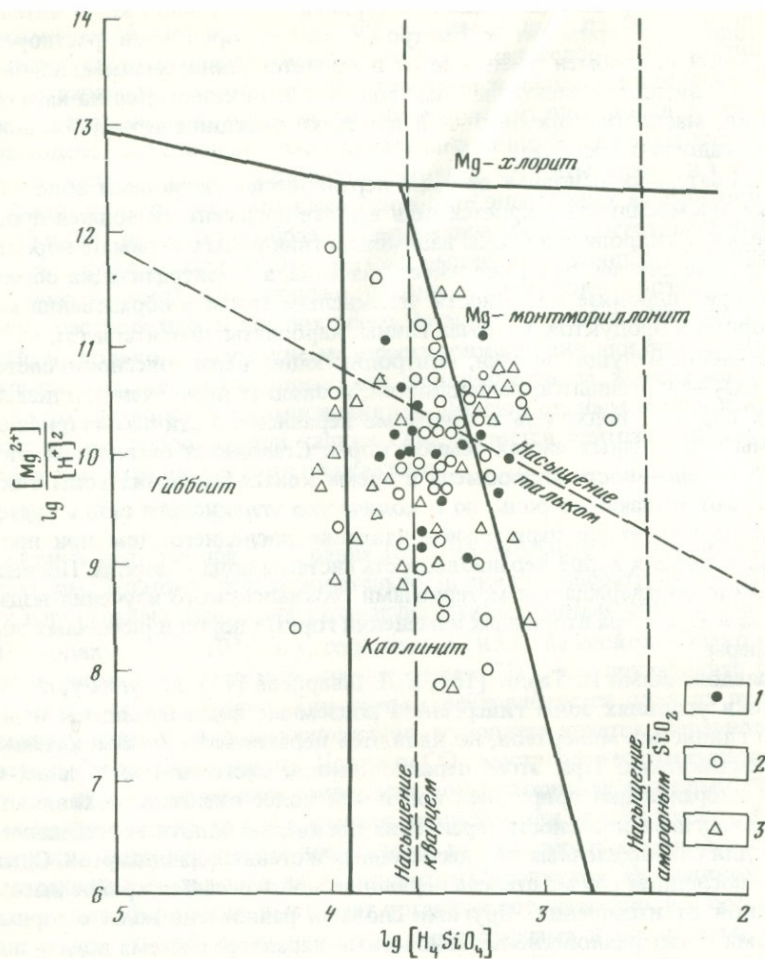
веса воды с горными породами. В верхней части земной коры интенсивный водообмен приводит к быстрому выносу продуктов растворения. С глубиной водообмен уменьшается и является минимальным, вероятно, в зоне развития седиментационных вод. Все это сказывается на характере развития, масштабах проявления и кинетике реакций гидролиза в разных частях осадочных бассейнов.

Следовательно, основная причина неравновесности системы вода — первичные алюмосиликаты кроется не в выносе подземными водами продуктов реакции гидролиза из зоны взаимодействия воды с горными породами, хотя в ряде случаев это тоже имеет значение, а в нейтрализации образующейся при гидролизе щелочности углекислым газом и образовании мало-растворимых продуктов, включая глины, карбонаты, цеолиты и т.д.

Выявление ведущих причин, контролирующих неравновесность системы вода—CO₂—эндогенные алюмосиликаты, позволяет иначе, чем это делалось до сих пор [4], подходить к проблеме неравновесности рассматриваемой системы в различных частях земной коры. Становится очевидным, что не только интенсивность водообмена и время контактирования воды с породой играют решающую роль, но и количество углекислого газа в системе. При этом чем выше парциальное давление последнего, тем при прочих равных условиях выше неравновесность системы вода — порода. Последнее положение подтверждается материалами геохимического изучения подземных вод и характера вторичных изменений горных пород в различных зонах литосферы.

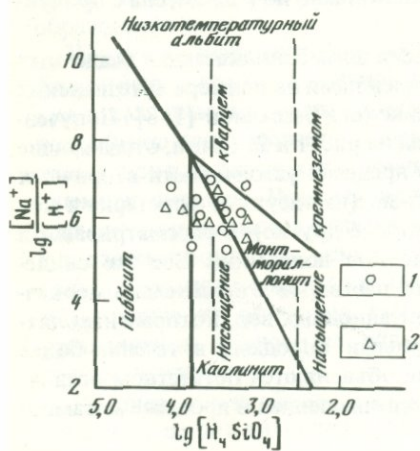
Исследованиями И. Тарди [18], С.Л. Шварцева [11] и других установлено, что в условиях зоны гипергенеза подземные воды насыщены относительно глинистых минералов, но являются неравновесными с эндогенными алюмосиликатами. При этом неравновесность системы тем больше, чем ниже минерализация природных вод и чем более кислыми они являются: наибольшая неравновесность характерна для кислых болотных вод, наименьшая — для слабощелочных вод лесостепных и степных ландшафтов. Однако даже в последнем случае степень неравновесности остается крайне высокой и далекой от насыщения. Другими словами равновесие воды с горными породами носит равновесно-неравновесный характер: система вода — порода неравновесна с эндогенными алюмосиликатами, но равновесна с продуктами инконгруэнтного их растворения.

Равновесие подземных вод с первичными алюмосиликатами в осадочных породах платформенных областей изучалось нами на примере артезианских вод Западно-Сибирского и Бухаро-Каршинского бассейнов [1, 8]. Полученные данные в обобщенном виде показаны на рис. 1 и 2. Точки, отражающие состав подземных вод, располагаются в пределах устойчивости вторичных алюмосиликатов, в то время как первичные (на рисунках форстерит и альбит, а по расчетам Х.К. Хелгесона, и многие другие) в рассматриваемой системе координат занимают более высокое положение. Все это свидетельствует о неравновесности изученных растворов относительно первичных алюмосиликатов в условиях седиментационных вод, которые находятся в непосредственном контакте с горными породами в течение более 100 млн. лет. Причины такого положения объясняются богатством осадочных пород органическим веществом, обеспечивающим в процессе метамор-



Р и с. 1. Система $\text{HCl}-\text{H}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{CO}_2-\text{MgO}-\text{SiO}_2$ при 60°C с нанесением данных по составу вод Западно-Сибирского бассейна

1 - водоносный комплекс сенманальб-аптских отложений, 2 - водоносный комплекс готерив-барремских и валланжинских отложений, 3 - водоносный комплекс юрских отложений



Р и с. 2. Система $\text{HCl}-\text{H}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{CO}_2-\text{Na}_2\text{O}-\text{SiO}_2$ при 60°C с нанесением данных по составу вод Бухаро-Коршинского артезианского бассейна

1 - водоносный комплекс нижней и средней юры, 2 - водоносный комплекс верхней юры

физма непрерывное образование углекислого газа¹, выступающего основным геохимическим барьером на пути установления термодинамического равновесия воды с горными породами. Следовательно, неравновесность системы вода—СО₂ —эндогенные алюмосиликаты характерна не только для условий зоны гипергенеза, но также зон эпигенеза и катагенеза осадочных пород. Что касается глубоких зон складчатых областей и районов современного вулканизма, то и здесь все воды, богатые углекислым газом, неравновесны с алюмосиликатами. Только в случае, когда щелочность подземных вод резко возрастает (рН более 9), а парциальное давление углекислого газа понижается, возможно установление равновесия воды с Na-алюмосиликатами, что приводит к развитию процессов альбитизации. Однако это равновесие, видимо, не является продолжительным, так как непрерывно нарушается при изменении температуры, парциального давления СО₂, смены вмещающих при движении вод пород и т.д. Поэтому и в этом случае, вероятно, нельзя говорить о полном равновесии воды с породой.

Если ко всему сказанному добавить, что морская вода также неравновесна с эндогенными алюмосиликатами, то без преувеличения можно заключить, что в условиях верхней части земной коры система вода—СО₂ —первичные алюмосиликаты является неравновесной, а следовательно способной к непрерывному взаимодействию и развитию в течение длительного геологического времени.

Доказательства постоянного разрушения водой эндогенных алюмосиликатов мы находим прежде всего в факте образования многочисленных кор выветривания, которые известны с докембрийского времени, а также фактах постседиментационного, эпигенетического и особенно гидротермального преобразования алюмосиликатов всюду, где имеется вода и углекислота. Так, в осадочных породах, как правило, присутствуют в большом количестве вторичный карбонатный и (или) глинистый цемент, аутигенные глины и карбонаты. Нефтяникам хорошо известны факты разрушения в пределах водоносных горизонтов первичных алюмосиликатов водой и связанного с этим ухудшения коллекторских свойств пород. В последнее время все чаще устанавливаются факты глубинного глеевого выветривания горных пород в водной среде при восстановительных условиях без доступа свободного кислорода. Такие региональные процессы постседиментационного (диагенетического и катагенетического) преобразования первичных алюмосиликатов хорошо развиты во всех без исключения бассейнах осадочных горных пород и особенно там, где породы богаты органическим веществом [5]. Наконец, хорошо известны и многочисленные данные о разрушении горных пород и в первую очередь базальтов морской водой (явление гальмиролиза). Все расширяющиеся объемы бурения дна мирового океана приносят все новые и новые доказательства того, что базальты разрушаются морской водой и на глубинах нескольких сотен и более метров [12].

Приведенных данных, видимо, достаточно, чтобы заключить, что и геологические факты подтверждают неравновесность и постоянную реакционно-

¹ Углекислый газ может быть также магматического, метаморфического или другого генезиса.

способность системы вода— CO_2 —эндогенные алюмосиликаты. Следовательно, с момента появления на земле воды и углекислого газа возникла неравновесная система, которая развивается в течение уже нескольких миллиардов лет. Результатом этого развития и являются все образованные на Земле осадочные, большая часть метаморфических и, возможно, часть магматических (метасоматические граниты) горных пород, а также состав большей части подземных вод. Поэтому неравновесность системы вода—газ—первичные алюмосиликаты является одним из важнейших в геологии вообще, роль которого оценена далеко не полностью.

Разрушение первичных алюмосиликатов приводит к образованию вторичных продуктов, устойчивых в конкретных условиях среды. Поэтому, чтобы определить направленность преобразования горных пород, необходимо знать, какими механизмами контролируется характер геохимической среды и, в частности, ее кислотно-щелочные свойства.

Если оставить в стороне довольно редкие случаи влияния сильных минеральных кислот, то, очевидно, что pH среды определяется, во-первых, количеством образующихся в реагирующей системе CO_2 и OH^- и, во-вторых, соотношением OH^- и HCO_3^- . Соотношение между количеством OH^- , HCO_3^- и CO_2 колеблется в широких пределах, так как контролируется различными параметрами: суммарное содержание OH^- и HCO_3^- эквивалентно количеству переходящих из алюмосиликатов в раствор катионов, количество CO_2 —масштабами и направленностью преобразования органики (осадочные породы) и (или) возможностью внешнего (атмосфера) или внутреннего (метаморфизм) источника его поступления в интересующую нас систему. В свою очередь соотношение между OH^- и HCO_3^- контролируется температурой и парциальным давлением CO_2 . При прочих равных условиях чем выше содержание в растворе катионов, тем больше количество OH^- и HCO_3^- , а это при одном и том же парциальном давлении CO_2 ведет к повышению общей щелочности [11, 17].

Следовательно, слабокислая среда формируется в условиях, когда раствор содержит небольшое количество заимствованных из алюмосиликатов катионов (и соответственно низкие концентрации HCO_3^- и OH^-) и когда парциальное давление CO_2 является высоким, а температура низкой. При этом содержание сульфатных и хлоридных солей в растворе существенной роли не играет и именно поэтому слабокислыми оказываются, с одной стороны, ультрапресные грунтовые воды тропических областей, а с другой — концентрированные рассолы типа Ангаро-Ленских.

Наиболее щелочные воды формируются там, где создаются условия для длительного контактирования воды с эндогенными алюмосиликатами или карбонатами и накопления в растворе большого количества катионов, где отсутствуют высокие значения парциального давления CO_2 и наблюдаются повышенные температуры. Геологически это реализуется в тектонически активных районах, где подземные воды получают возможность глубокого погружения, а значит и нагревания в пределах магматических и метаморфических пород горноскладчатых сооружений или фундамента платформ, т.е. в пределах пород, отличающихся низким содержанием органического вещества.

Сказанное позволяет заключить, что величина pH среды определяется соотношением масштабов разрушения горных пород (образование щелоч-

ности) и масштабов продуцирования кислот (углекислый газ) из внешнего или внутреннего (рассеянная органика) источника или другими словами, реакцией нейтрализации постоянно образующихся в системе вода—порода—газ — органическое вещество кислот щелочами. Причем, если содержание катионов, уравновешенных гидрокарбонатами, высокое, то даже при высоких парциальных давлениях CO_2 , воды остаются щелочными.

Что касается окислительно-восстановительных свойств среды, то они определяются количественным соотношением, с одной стороны, элементов-окислителей, способных принимать электроны, с другой — элементов-восстановителей, способных отдавать электроны. Важнейшим окислителем в подземных водах является кислород, а важнейшим восстановителем — органическое вещество и сероводород. В условиях активного водообмена в водах обычно присутствует свободный кислород и геохимическая обстановка является окислительной, в условиях слабого водообмена кислород расходуется на окисление органического вещества и элементов с переменной валентностью и геохимическая обстановка является глеевой. В отдельных случаях, в условиях крайне слабого притока кислорода и активной деятельности сульфат-восстанавливающих бактерий, формируется восстановительная сероводородная обстановка. Следовательно, характер окислительно-восстановительной обстановки, как и кислотно-щелочной, определяется интенсивностью водообмена и направленностью преобразования органического вещества.

Различное сочетание в природных условиях всех перечисленных процессов приводит к формированию разнообразной геохимической среды, а значит и многообразию вторичных минералов.

Гидролиз алюмосиликатов приводит не только к химическому преобразованию горных пород, но и одновременно к ионному разложению воды. Образующиеся в результате диссоциации ионы водорода участвуют в реакции гидролиза, что приводит к нарушению равновесия между ионами воды и ее недиссоциированными молекулами. Это способствует вовлечению все новых и новых молекул воды в процесс диссоциации и концентрированию в растворе гидроксильной группы OH^- . Последняя, взаимодействуя с CO_2 , образует HCO_3^- , который, диссоциируя уже по законам угольной кислоты, образует H^+ и CO_3^{2-} . Первый ион связывается алюмосиликатами, второй — карбонатами. Тем самым обеспечивается не просто диссоциация воды, но и распад группы OH^- на H^+ и O^{2-} , но ион O^{2-} в свободном состоянии не образуется, а оказывается связанным в форме CO_3^{2-} , т.е. происходит не частичное, а полное разложение молекулы воды в несколько этапов [10].

Таким образом, преобразование пород и воды в общем виде можно представить в виде уравнения: первичные алюмосиликаты + вода + CO_2 = глины + карбонаты. Поскольку разрушение пород протекает при выветривании, гальмиролизе, диагенезе, катагенезе, гидротермальных процессах, во всех этих случаях разлагается и вода. Поэтому можно заключить, что вода в земной коре непрерывно перемещаясь и взаимодействуя с эндогенными алюмосиликатами, постоянно химически разлагается и в виде ионов связывается вторичными продуктами.

Масштабы ионного разложения воды весьма велики. Достаточно напомнить, что монтмориллонит и гидрослюда при своем образовании разлагают 10–12 вес.% воды, а каолинит и хлорит — 25–28%, т.е. разлагается такое

количество воды, которое обычно содержится в сильно пористой породе. Отсюда вытекает важный вывод о том, что в условиях замкнутой системы при полном преобразовании водонасыщенной породы с пористостью 10 — 15% вся содержащаяся в ней вода может быть полностью химически разложена и связана вторичными продуктами. Разложенная на ионы и связанная вторичными продуктами, формирующимися в ходе выветривания и последующего преобразования пород на стадиях диагенеза и катагенеза, вода, попадая в область метаморфических реакций, постепенно освобождается и, синтезируясь, вновь образует свои молекулы, т.е. те 15–25% воды, которые разложились при образовании глинистых минералов, в зоне метаморфизма возрождаются. Следовательно, зона метаморфизма является зоной обменного синтеза воды, возрождения углекислого газа и первичных алюмосиликатов, т.е. ход процесса в приведенном выше уравнении в этом случае протекает в обратном относительно верхних зон направлении, т.е. справа налево [17].

ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ

С момента появления на Земле воды и CO_2 возникла неравновесная динамическая система, эволюция которой приводит, с одной стороны, к преобразованию эндогенных горных пород, и с другой — к химическому разложению и связыванию воды. Следствием развития этой системы и является образование всех осадочных, большей части метаморфических и, возможно, некоторых магматических (метасоматические граниты) пород. Эта система развивается всюду, где имеется первичная порода, вода и CO_2 , а не только в зоне гипергенеза, что приводит к формированию кор выветривания, диагенетическим и эпигенетическим преобразованиям пород, формированию аутигенных глин и карбонатов, гидротермальным, метаморфическим изменениям и т.д. Другими словами, строго направленная эволюция пород и воды характерна для всех этапов литогенеза.

Система алюмосиликаты— CO_2 —вода регулирует в подавляющем большинстве случаев характер геохимической среды, состав и последовательность образования вторичных минералов, состав формирующихся растворов. При этом накопление химических элементов в подземных водах происходит вследствие двух одновременно протекающих процессов: 1) выщелачивания их из разрушающихся алюмосиликатов и 2) концентрирования вследствие уменьшающегося объема самой воды. По мере роста общей солёности воды раствор постепенно насыщается относительно тех или иных соединений, которые начинают поэтому из него выпадать. Вначале происходит образование труднорастворимых минералов, связывающих малоподвижные элементы в то время как подвижные продолжают накапливаться в растворе. Но постепенно содержания и подвижных элементов достигают пределов своего насыщения и они также выпадают из раствора. Поэтому появляется возможность строго предсказывать состав формирующихся вторичных минералов применительно к характеру развития литологических процессов.

Сказанное позволяет заключить следующее: 1) система вода — порода является обменной; при этом вода, непрерывно концентрируя одни эле-

менты и осаждая другие, приводит к глубокой их дифференциации и в конечном итоге осаждению в совершенно иных относительно исходной породы соотношениях; 2) каждому этапу взаимодействия воды с горными породами соответствует определенная ассоциация вторичных образований; 3) горные породы с кларковыми содержаниями элементов могут служить источником последних при формировании рудообразующих растворов и образовании осадочных и гидротермальных месторождений; 4) рост солености подземных вод с глубиной в артезианских бассейнах и горно-складчатых системах обусловлен прогрессирующим накоплением в растворе подвижных химических элементов за счет вмещающих горных пород и увеличивающимися с глубиной масштабами ионного разложения воды; при этом каждому этапу литогенеза соответствует строго определенный геохимический тип воды; 5) эволюция состава подземных вод выступает важнейшим фактором литогенетических преобразований горных пород. В этой связи возникает важная задача по выявлению геохимических взаимосвязей между составом подземных вод и стадией литогенетических преобразований горных пород.

ЛИТЕРАТУРА

1. Адилов В.Б., Шварцев С.Л., Шеглов В.С. Процессы формирования химического состава подземных вод Бухаро-Каршинского артезианского бассейна при их взаимосвязи с алюмосиликатными минералами. — Тр. ЦНИИ курорт. и физиотер., 1978, т. 38, с. 38–48.
2. Гаррелс Р., Маккензи Ф. Эволюция осадочных пород. М.: Мир, 1974. 272 с.
3. Кашик С.А., Карпов И.К. Физико-химическая теория образования зональности в коре выветривания. Новосибирск: Наука, 1978. 152 с.
4. Келлер У.Д. Основы химического выветривания. — В кн.: Геохимия литогенеза. М.: Изд-во иностр. лит., 1963, с. 85–197.
5. Копелиович А.В. Эпигенез древних толщ юго-запада Русской платформы. М.: Наука, 1965. 312 с.
6. Коржинский Д.С. Физико-химические основы анализа парагенезисов минералов. М.: Изд-во АН СССР, 1957. 184 с.
7. Ронов А.Б. Осадочная оболочка Земли. М.: Наука, 1980. 80 с.
8. Шварцев С.Л. О некоторых общих закономерностях формирования химического состава подземных вод. — В кн.: Вопросы гидрогеологии и инженерной геологии Восточной Сибири. Иркутск, 1974, с. 28–36.
9. Шварцев С.Л. О некоторых вопросах эволюции объема и состава подземных инфильтрационных вод в алюмосиликатных породах. — Геохимия, 1975, № 6, с. 905–917.
10. Шварцев С.Л. Разложение и синтез воды в процессе литогенеза. — Геол. и геофиз., 1975, № 5, с. 60–69.
11. Шварцев С.Л. Гидрогеохимия зоны гипергенеза. М.: Недра, 1978. 288 с.
12. Anderson T.F., Donnelly T.W., Drever J.I. et al. Geochemistry and diagenesis of deep-sea sediment from leg 35 of the Deep Sea Drilling Project. — Nature, 1976, vol. 261, N 5560, p. 473–476.
13. Barton P.B., Bethke P.M., Toulmin P. Equilibrium in ore deposits. — Miner. Soc. Amer. Spec. Pap., 1963, vol. 1, p. 171–185.
14. Fritz B., Tardy Y. Sequences des mineraux secondaires dans l'alteration des granites et roches basiques; modeles thermodynamiques. — Bull. Soc. géol. France, 1976, vol. 18, N 1, p. 7–12.
15. Helgeson H.C. Evolution of irreversible geochemical processes involving minerals and aqueous solutions. I. Thermodynamic relations. — Geochim. et cosmochim. acta, 1968, vol. 32, N 8, p. 853–877.
16. Helgeson H.C., Brown Th.H., Leeper R.H. Handbook of theoretical activity diagrams depi-

- ting chemical equilibria in geologic systems involving solid and aqueous phase at 1 atm. and 0° to 300°C. San Francisco, 1969. 350 p.
17. *Schvartsev S.L.* The water-clay system and its geochemical role in lithogenesis processes.— In: Proc. Intern. Symp. on water-rock inter. Praha, 1976, p. 96–101.
18. *Tardy Y.* Geochimie des alterations: Etude des arenés et des eaux de quelques massifs cristallins d'Europe et d'Afrique. Strasbourg, 1969. 199 p.

УДК 550:553.068.3

В.М. Цибульчик

РЕДКИЕ ЭЛЕМЕНТЫ В КОРАХ ВЫВЕТРИВАНИЯ ЮЖНОГО ОБРАМЛЕНИЯ ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ ПЛИТЫ

В настоящее время поведение редких элементов в процессах выветривания изучено слабо. Состояние исследований по этой проблеме освещено в ряде публикаций [2, 4, 13]. Специальных работ по геохимии редких элементов в корях выветривания регионов, расположенных к востоку от Урала, опубликовано мало [1, 14]. В предлагаемой статье в сравнительном плане рассматривается поведение Nb, Ta, Zr, Hf в продуктах выветривания двух районов юга Сибири: на Кокчетавском поднятии (Северный Казахстан) и предгорьях Горного и Рудного Алтая. Складчатые сооружения Кокчетавского поднятия и Алтая в мезо-кайнозойскую эпоху являлись поставщиком разнообразного материала в бассейны осадконакопления на юге Западно-Сибирской плиты. В этой связи представляется актуальным изучение геохимии элювиального процесса, формирующего различные глинистые продукты начального этапа осадочного цикла.

В пределах Кокчетавского поднятия изучено 15 профилей выветривания, сформированных в мезозойско-третичное время на породах разного возраста и состава: девонских редкометалльных гранитах орлиногорского комплекса, ордовикских биотит-рогообманковых гранитах Зерендинского массива и габбро-диоритах района г. Кокчетав. В предгорьях Алтая исследовано 26 разрезов кор выветривания палеогенового возраста, образованных на пермских гранитах и гранодиоритах (диоритах) калбинского комплекса. Коренные породы и продукты их выветривания опробованы по керну скважин колонкового бурения с интервалом 0,5–1,0 м. Количественные определения редких элементов проведены в аналитических лабораториях ИГиГ СО АН СССР. Содержания Ta, Zr, Hf установлены в основном нейтронно-активационным методом [11] с использованием отечественных и зарубежных стандартов горных пород; Nb определен рентгено-радиометрическим методом. Nb, Ta, Zr в коренных породах из предгорий Алтая определены химическим методом. Глинистые минералы диагностированы и количественные соотношения между ними определены рентгенографическим методом. Распределение редких элементов в профилях выветривания анализировалось с помощью метода абсолютных масс [7], учитывающего изменения объемного веса исходных пород при выветривании. Поведение указанных элементов в процессе выветривания рассмотрено во взаимосвязи с изменениями содержаний породообразующих компонентов, прежде всего геохимически родственного элемента-гидролизата Ti.

КРАТКАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА КОР ВЫВЕТРИВАНИЯ

В изученных районах коры выветривания распространены плащеобразно и имеют выдержанное строение. В них выделяются две зоны (снизу вверх): а) дезинтеграции (3,0–10,0 м), б) глинистого структурного элювия (20,0–57,0 м). Верхняя часть зоны глинистого структурного элювия нередко переотложена (переотложенная кора выветривания в понимании И.И. Гинзбурга [6]). Мощность переотложенных продуктов выветривания 7,0–36,0 м. Наибольшие мощности выделенных зон характерны для профилей выветривания из предгорий Алтая. На Кокчетавском поднятии коры выветривания перекрыты маломощными (до 20,0 м) песчано-глинистыми осадками неоген-четвертичного возраста, а в предгорьях Алтая они погребены под мощной (до 200,0 м) толщей глин, песков и супесей неогенового и четвертичного возраста. Таким образом, в отличие от продуктов выветривания на Кокчетавском поднятии, коры выветривания из предгорий Алтая по геологическим условиям залегания могут быть отнесены к закрытому типу [6] и аналогичны корам выветривания Украинского кристаллического щита.

Вещественный состав выветрелого материала зависит от состава исходных пород. По данным рентгеноструктурного анализа в зоне дезинтеграции гранитов широко распространена гидрослюда, а в продуктах начального изменения гранодиоритов, диоритов и габбро-диоритов — монтмориллонит, гидрослюда. Самым распространенным новообразованным минералом во всех изученных разрезах элювия, особенно в их верхних горизонтах, является каолинит. Таким образом, в исследованных районах коры выветривания относятся к каолиновому типу. Вещественный состав переотложенных кор выветривания обычно наследует состав подстилающих их элювиальных продуктов.

На Кокчетавском поднятии элювиальные продукты, перекрытые маломощной толщей осадков, практически не преобразованы поздними гипергенными процессами и не содержат продуктов наложенной минерализации. В закрытых корах выветривания из предгорий Алтая вторичные наложенные процессы проявлены более существенно и могут заметно изменять картину распределения изученных редких элементов в первичном элювиальном материале. Детально геология кор выветривания и продуктов их переотложения в исследованных районах освещена в ряде работ [12, 15].

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ РЕДКИХ ЭЛЕМЕНТОВ В РАЗРЕЗАХ КОР ВЫВЕТРИВАНИЯ

В табл. 1, 2 представлены данные по распределению изученных редких элементов в продуктах выветривания исследованных районов. Анализируя эти данные, отметим следующее.

1. Максимальные средние содержания Nb (54,9 мкг/г) и Ta (6,0 мкг/г) устанавливаются в редкометальных гранитах орлиногорского комплекса, а минимальные — в габбро-диоритах Кокчетавского поднятия (0,05 мкг/г Hf); в последних фиксируются также самые низкие концентрации Zr (52,0 мкг/г) и Hf (0,8 мкг/г). В остальных породах гранитоидного состава содержания Zr близки кларкам, а Hf как правило, выше кларков, по

Таблица 1

Распределение редких элементов в продуктах выветривания из предгорий Алтая

Разрез	Зона	Объемный вес, г/см ³	Ti (77)				Nb (63)			
			n	\bar{x}	A	K _A	n	\bar{x}	A	K _A
1	I	2,60	10	1800,0	4,68	1,0	10	5,5	0,014	1,0
	II	2,19	5	2160,0	4,73	1,01	5	19,3	0,042	3,00
	III	1,81	20	3720,0	6,73	1,42	17	19,5	0,035	2,50
	IV	1,93	25	3360,0	6,48	1,38	22	19,4	0,037	2,64
	V	1,98	3	1200,0	2,37	0,36	3	18,4	0,036	0,98
2	I	2,72	2	3720,0	10,12	1,0	2	1,7	0,0046	1,0
	II	2,33	4	3720,0	8,67	0,86	3	10,5	0,024	5,22
	III	1,73	15	6240,0	10,79	1,06	12	27,0	0,046	10,00
	IV	1,90	19	5700,0	10,34	1,02	15	23,7	0,041	8,91
	V	1,80	2	7020,0	12,63	1,22	-	-	-	-
3	I	2,60	6	2400,0	6,24	1,0	4	3,2	0,0083	1,0
	II	2,19	3	3180,0	6,96	1,11	2	20,7	0,045	5,42
	III	1,81	7	4500,0	8,14	1,30	5	32,8	0,059	7,10
	IV	1,93	10	4080,0	7,87	1,26	7	29,3	0,056	6,74

Таблица 1 (окончание)

Разрез	Зона	Объемный вес, г/см ³	Hf (20)				Отношения			
			n	\bar{x}	A	K _A	Nb/Ta	Ti/Nb	Ti/Ta	Zr/Hf
1	I	2,60	2	6,0	0,015	1,0	8,7	334,2	2925,0	28,6
	II	2,19	-	-	-	-	11,3	112,6	1278,3	-
	III	1,81	7	5,7	0,010	0,66	10,3	192,2	1979,4	31,0
	IV	1,93	-	-	-	-	10,6	175,1	1851,4	-
	V	1,98	-	-	-	-	9,7	65,8	640,5	-
2	I	2,72	-	-	-	1,0	3,3	2200,0	7228,5	-
	II	2,33	2	3,1	0,0072	-	7,3	361,3	2627,2	61,1
	III	1,73	2	5,5	0,0095	-	20,0	234,5	4691,3	46,3
	IV	1,90	4	4,3	0,0082	-	16,4	252,2	4136,0	53,6
	V	1,80	-	-	-	-	-	-	6315,0	-
3	I	2,60	2	5,4	0,014	1,0	3,2	751,8	2400,0	32,1
	II	2,19	2	5,6	0,012	0,85	16,1	154,6	2485,7	32,5
	III	1,81	3	5,8	0,010	0,71	21,8	137,9	3014,8	42,0
	IV	1,93	5	5,7	0,011	0,78	20,7	140,5	2914,8	37,2

Примечание. Разрезы коры выветривания: 1 — на гранитах из предгорий Горного Алтая; 2 — на диоритах и гранодиоритах из предгорий Горного Алтая; 3 — на гранитах из предгорий Рудного Алтая.

Ta (65)				Zr (76)			
n	\bar{x}	A	K _A	n	\bar{x}	A	K _A
7	0,6	0,0016	1,0	10	167,2	0,43	1,0
5	1,7	0,0037	2,31	5	158,3	0,35	0,81
16	1,9	0,0034	2,12	20	173,2	0,31	0,72
21	1,8	0,0035	2,18	25	170,2	0,33	0,76
3	1,9	0,0037	1,05	3	156,6	0,31	0,94
2	0,5	0,0014	1,0	2	177,6	0,48	1,0
4	1,4	0,0033	2,35	4	186,8	0,44	0,92
15	1,3	0,0023	1,64	14	255,3	0,44	0,92
19	1,3	0,0025	1,78	18	240,0	0,44	0,92
2	1,1	0,0020	0,80	2	266,4	0,48	1,09
3	1,0	0,0026	1,0	6	171,4	0,45	1,0
3	1,3	0,0028	1,07	3	177,4	0,39	0,86
5	1,5	0,0027	1,04	7	232,5	0,42	0,93
8	1,4	0,0027	1,04	10	216,0	0,41	0,91

А.П. Виноградову [5]. Собственные минералы Nb и Ta (колумбит, танталит, микролит, ильменорутил) устанавливаются обычно как акцессории только в редкометалльных гранитах орлиногорского комплекса; самым распространенным из них является колумбит. В остальных коренных породах минералы Nb и Ta не установлены. Основная масса Nb и Ta (80–90%) в исходных породах заключена, как правило, в слюдах (биотите, мусковите) и амфиболе. В диоритах и гранодиоритах Горного Алтая, гранитах Рудного Алтая и Зеренды существенную роль в балансе этих элементов играют титановые минералы (сфен, ильменит). С ними в диоритах (гранодиоритах) связано до 30%, в гранитах Рудного Алтая — до 30–50, в гранитах Зерендинского массива — до 50–70% Nb и Ta общего количества этих элементов в указанных породах. Zr и Hf во всех исходных породах концентрируются в основном в цирконе, в меньшей мере — в малаконе, циртолите, сфене, амфиболе.

2. В изученных разрезах кор выветривания Кокчетавского поднятия Nb и Ta оказываются сравнительно подвижными элементами. Коэффициенты концентрации (K_A) этих редких элементов обычно изменяются в пределах 0,4–0,8. Миграция Nb и Ta происходит чаще всего совместно с выносом всех породообразующих компонентов исходных пород. Так, в элювии редкометалльных гранитов орлиногорского комплекса элементы по степени из выноса (обратной величине) K_A указанной в скобках) располагаются в следующий ряд: Fe²⁺ (0,38) > Nb (0,53) > Ti (0,57) > Ta (0,60) > Si (0,77) > Al (0,81) > Fe³⁺ (0,85). Как показали выполненные исследования, такой ряд подвижности элементов является типичным для изученных разрезов элювия Кокчетавского поднятия.

Во всех разрезах элювия из предгорий Алтая происходит накопление Nb и Ta, причем Nb концентрируется в большей мере, чем Ta. Это под-

Таблица 2

Распределение редких элементов в продуктах выветривания Северного Казахстана

Разрез	Зона	Объемный вес, г/см ³	Ti (87)				Nb (97)			
			n	\bar{x}	A	K _A	n	\bar{x}	A	K _A
1	I	2,59	9	1500,0	4,2	1,0	52	54,9	0,142	1,0
	II	2,25	10	1080,0	2,4	0,57	6	35,3	0,079	0,55
	III	1,88	30	1380,0	2,4	0,57	16	39,4	0,074	0,52
	IV	1,97	40	1320,0	2,4	0,57	22	38,3	0,075	0,53
	V	1,97	6	5400,0	10,2	4,25	5	26,3	0,052	0,69
2	I	2,66	2	1920,0	5,1	1,0	10	28,0	0,074	1,0
	II	2,24	4	1860,0	4,1	0,80	1	13,0	0,029	0,39
	III	1,77	12	3600,0	6,4	1,25	6	27,2	0,048	0,65
	IV	1,88	16	3120,0	5,8	1,14	7	25,1	0,047	0,63
	V	1,92	1	6840,0	13,2	2,27	1	24,1	0,046	1,00
3	I	2,74	1	4500,0	12,6	1,0	—	—	—	—
	II	2,50	3	6780,0	16,8	1,33	—	—	—	—
	III	1,58	9	6840,0	10,8	0,85	—	—	—	—
	IV	1,85	12	6840,0	12,0	0,95	—	—	—	—

Таблица 2 (окончание)

Разрез	Зона	Объемный вес, г/см ³	Hf (83)				Отношения			
			n	\bar{x}	A	K _A	Nb/Ta	Ti/Nb	Ti/Ta	Zr/Hf
1	I	2,59	12	5,4	0,013	1,0	9,5	29,6	280,0	26,7
	II	2,25	9	5,3	0,012	0,92	5,6	30,4	171,4	29,3
	III	1,88	35	6,4	0,012	0,92	9,2	32,4	300,0	37,6
	IV	1,97	44	6,2	0,012	0,92	8,3	32,0	266,6	37,0
	V	1,97	8	7,9	0,015	1,25	6,5	196,1	1275,0	—
2	I	2,66	1	6,9	0,018	1,0	21,7	68,9	1500,0	23,6
	II	2,24	2	7,9	0,018	1,00	32,2	141,3	4555,0	30,9
	III	1,77	4	13,8	0,024	1,33	28,2	133,3	3764,7	19,4
	IV	1,88	6	11,8	0,022	1,22	31,1	123,4	4461,5	22,3
	V	1,92	—	—	—	—	27,0	286,9	7764,7	—
3	I	2,74	2	0,8	0,0024	1,0	—	—	90000,0	59,6
	II	2,50	3	1,4	0,0035	1,45	—	—	112000,0	58,9
	III	1,58	7	1,4	0,0022	0,92	—	—	135000,0	83,6
	IV	1,85	10	1,4	0,0026	1,08	—	—	120000,0	70,4

Примечание: Разрезы коры выветривания: 1 — на гранитах орлиногорского комплекса; 2 — на гранитах Зерендинского массива; 3 — на габбро-диоритах района г. Кокчетав. Здесь и далее в таблицах: I — исходные породы; II — зона дезинтеграции; III — зона глинистого структурного элювия; IV — непереотложенная кора выветривания (в целом); V — переотложенная кора выветривания; n — число анализов; \bar{x} — среднее содержание элемента, г/т; A — то же, мг/см³; K_A — коэффициент концентрации, представляющий отношение средних содержаний элемента (в мг/см³) в зонах II, III, IV к соответствующим содержаниям в зоне I; K_A — в зоне V рассчитаны по отношению к средним содержаниям (в мг/см³) элементов в зоне IV; в скобках у индекса элемента — общее число анализов; прочерк — данные отсутствуют.

Ta (236)				Zr (150)			
n	\bar{x}	A	K _A	n	\bar{x}	A	K _A
58	6,0	0,015	1,0	32	134,3	0,348	1,0
14	6,9	0,014	0,93	16	156,3	0,352	1,01
101	4,3	0,008	0,53	74	240,5	0,452	1,30
115	4,6	0,009	0,60	90	225,5	0,444	1,27
23	4,1	0,008	0,74	—	—	—	—
4	1,3	0,0034	1,0	2	160,0	0,425	1,0
9	0,4	0,0009	0,26	3	249,0	0,557	1,31
14	1,0	0,0017	0,50	12	263,5	0,466	1,10
23	0,7	0,0013	0,38	15	260,6	0,490	1,15
1	0,9	0,0017	1,30	1	255,0	0,490	1,00
2	0,05	0,00014	1,0	1	52,0	0,143	1,0
3	0,06	0,00015	1,07	3	64,8	0,206	1,44
7	0,05	0,00008	0,57	6	116,3	0,184	1,28
10	0,05	0,00010	0,71	9	99,1	0,183	1,29

тверждается соответствующими значениями K_A для этих элементов. Факты преимущественного накопления Nb по сравнению с Ta в процессах выветривания отмечались рядом исследователей [2, 9] и объяснялись более предпочтительной аккумуляцией Nb гидроокислами Fe. Возможно, что по этой причине в изученных профилях выветривания также происходит большее накопление Nb, нежели Ta. Это предположение подтверждается тем обстоятельством, что во всех разрезах элювия четко фиксируется накопление окисного Fe, причем K_A для этого элемента, изменяющиеся в пределах 1,91–4,27, по величине близки K_A для Nb и Ta. Близкие K_A для Nb, Ta и окисного Fe отмечались Д.Н. Пачаджановым [9] в коре выветривания гранитов Украинского щита, залегающей в сходной геологической обстановке. Можно полагать, кроме того, что значительное накопление Nb и Ta в корах выветривания из предгорий Алтая связано также с возможной миграцией этих элементов из перекрывающих осадочных отложений, нередко содержащих залежи бокситов с повышенным содержанием Nb и Ta.

В большинстве изученных профилей элювия на Кокчетавском поднятии и в предгорьях Алтая величина Nb/Ta в выветрелых продуктах обычно выше, чем в исходных породах. Это свидетельствует о том, что при выветривании как в процессах выноса (Кокчетавское поднятие), так и накопления (предгорья Алтая) Nb и Ta происходит разделение этой геохимически родственной пары редких элементов при большей подвижности Ta. При этом Nb и Ta отделяются от геохимически близкого элемента — гидролизата Ti, что подтверждается различием величин Ti/Nb и Ti/Ta в продуктах выветривания и исходных породах.

Zr и Hf во всех исследованных профилях выветривания заметно менее подвижны, чем Nb и Ta. K_A этих элементов в элювиальных продуктах обычно изменяются в пределах 0,8–1,2. Как полагают В.В. Бурков,

Е.К. Подпорина [3], относительно высокие значения K_A для Zr и Hf следует связывать с тем, что основная масса этих элементов в исходных породах связана с устойчивым к выветриванию цирконом. Характерно, что в изученных разрезах в целом и в отдельных зонах выветривания значения K_A для Zr обычно несколько выше соответствующих значений K_A для Hf; кроме того, в них величина Zr/Hf выше, чем в исходных породах. Таким образом, при формировании элювия коренных пород и его отдельных зон происходит несущественный вынос или накопление Zr и Hf, а также разделение этой геохимически родственной пары редких элементов при большей подвижности Hf. Определенную миграционную способность Zr и особенно Hf в зоне гипергенеза отмечает Д.Н. Пачаджанов [10]. Дифференциацию этих элементов при большей подвижности Zr в корах выветривания из Белгородского района КМА устанавливают В.В. Бурков и Е.Г. Чеховских [4].

В переотложенной коре выветривания исследованных районов K_A для изученных редких элементов близки к 1,0, изменяясь обычно от 0,8 до 1,2. Таким образом, в процессе ближнего (делювиального, делювиально-пролювиального) переотложения элювиального материала увеличения содержания редких элементов не происходит; переотложенные продукты наследуют концентрации этих элементов, установленные в подстилающем элювии. Значительное увеличение содержания Ti в переотложенных продуктах на орлиногорских ($K_A = 4,25$) и зерендинских ($K_A = 2,27$) гранитах следует связывать с привносом титановых минералов при переотложении. Резкое снижение концентраций этого элемента в продуктах переотложения гранитов Горного Алтая ($K_A = 0,36$) объясняется тем, что очень низкие содержания минералов Ti в исходных гранитах и элювии при переотложении существенно разубоживаются кварцевым материалом.

РЕДКИЕ ЭЛЕМЕНТЫ ВО ФРАКЦИЯХ ПРОДУКТОВ ВЫВЕТРИВАНИЯ

Распределение редких элементов по фракциям в изученных разрезах элювия определяется формами их нахождения в исходных породах, а также минералогией гипергенных новообразований.

В продуктах выветривания гранитов орлиногорского комплекса на Кокчетавском поднятии (табл. 3) Ta концентрируется (до 55,7 г/т) во фракциях 0,05–0,01 мм, где, по данным минералогических исследований, сосредоточена основная масса минералов-концентраторов этого элемента (колумбит, титановые минералы, слюды). В элювии гранитов Зерендинского массива (см. табл. 3), особенно в зоне глин, фракцией-концентратором этого элемента является самая крупная фракция $> 0,05$ мм, обогащенная сфеном и ильменитом, в которых сосредоточена преобладающая масса Ta исходных пород. В профиле выветривания габбро-диоритов (см. табл. 3) Ta не концентрируется ни в одной из выделенных фракций, что связано с рассеянной формой нахождения этого элемента в исходных породах. Ti распределяется по фракциям примерно так же, как Ta. Изменения величин Ti/Ta отражают характер распределения этих элементов во фракциях. Как показывают соответствующие расчеты, в разрезах элювия на Кокчетавском поднятии фракциями-носи-

телями Та являются фракции $> 0,01$ мм. С ними связано 55,3–96,7% его количества в исходных пробах. Максимальное количество Та (44,7%), связанное с тонкими фракциями ($< 0,01$ мм), устанавливается в зоне глин на габбро-диоритах. Таким образом, рассеянная форма нахождения Та в исходных породах благоприятствует концентрации этого элемента в глинистых продуктах выветривания. В переотложенных корях выветривания в связи с повышением "глинистости" слагающего их материала доля Та, связанная с тонкими фракциями, обычно выше, чем в подстилающем элювии и может достигать 84,6%.

Характерная особенность распределения Та по фракциям в элювии гранитов из предгорий Горного Алтая (табл. 4), связанная с рассеянием его в минералах исходных пород, состоит в том, что этот элемент концентрируется и накапливается (до 62,6%) в самых тонких фракциях ($< 0,01$ мм), где его содержания в 2 раза выше, чем в исходных пробах. Значения $Ti/Та$ понижаются от крупных фракций к мелким и минимальны во фракции $< 0,001$ мм.

Максимальные содержания Ti и Та в элювии гранитов из предгорий Рудного Алтая (табл. 5) установлены в крупных фракциях ($> 0,01$ мм), где накапливается сфен, концентрирующий значительные количества этих элементов.

Zr и Hf во всех изученных разрезах элювия и переотложенных кор выветривания определено концентрируются и накапливаются во фракциях 0,05–0,01 мм, где сосредоточен главный минерал-концентратор этих элементов – циркон. Минимальные содержания Zr и Hf устанавливаются в тонких фракциях. Изменения величин Zr/Hf отражают характер распределения этих элементов во фракциях.

Фракции $< 0,001$ мм, по данным рентгеноструктурного анализа, во всех изученных разрезах сложены практически только глинистыми минералами (каолинитом, гидрослюдой, монтмориллонитом) в разных количественных пропорциях. Анализ соотношений Ti и Та, Zr и Hf в этих фракциях в сопоставлении с таковыми в исходных пробах позволяет отметить следующее. Степень концентрации Та и Hf во фракциях $< 0,001$ мм определяется уровнем содержания этих элементов в исходных пробах. Поэтому максимальные концентрации Та и Hf в самых тонких фракциях (до 29,4 и 13,4 г/т соответственно) установлены в профилях выветривания редкометальных гранитов орлиногорского комплекса, обогащенных этими элементами: здесь отношения содержаний Та и Hf во фракциях $< 0,001$ мм к их содержаниям в исходных пробах всегда больше 1,0 (см. табл. 3). Во всех профилях выветривания на Кокчетавском поднятии наибольшее накопление Ti и Та, Zr и Hf во фракциях $< 0,001$ мм происходит в зонах дезинтеграции. Именно в этих зонах отношение содержаний указанных элементов во фракциях $< 0,001$ мм к их содержаниям в исходных пробах максимальны и всегда выше соответствующих отношений в зонах глин (см. табл. 3). Это следует объяснить тем, что в зонах дезинтеграции фракции $< 0,001$ мм сложены в значительной части не каолинитом, а гидрослюдой или монтмориллонитом, аккумулирующая способность которых в отношении указанных элементов выше, чем у каолинита [8]. В элювии гранитов из предгорий Алтая отношения содержаний Ti и Та, Zr и Hf во фракциях $< 0,001$ мм к их содержаниям в исходных пробах всегда

Т а б л и ц а 3

Распределение по фракциям редких элементов в продуктах выветривания Северного Казахстана

Зона	Исходные пробы, фракции, мм	На гранитах орлиногорского комплекса			
		Содержание, г/т			Ti/Ta
		Ti (55)	Ta (55)	Hf (55)	
II	Исходные пробы	480,0	6,0	5,7	80,0
	> 0,05	420,0	4,4	5,2	95,4
	0,05-0,01	2040,0	55,7	25,0	36,6
	0,01-0,001	2400,0	50,5	12,2	47,7
	< 0,001	1200,0	29,4	13,4	40,8
III	Исходные пробы	1500,0	8,8	7,5	170,4
	> 0,05	1080,0	5,4	5,4	200,0
	0,05-0,01	2700,0	23,8	20,2	113,4
	0,01-0,001	2880,0	19,7	8,7	146,2
	< 0,001	1080,0	19,6	12,4	55,1
V	Исходные пробы	6960,0	6,5	9,4	1070,7
	> 0,05	6360,0	3,7	3,2	1718,9
	0,05-0,01	9480,0	19,8	33,1	478,7
	0,01-0,001	10320,0	12,2	15,6	845,9
	< 0,001	5940,0	7,9	9,6	751,9

Т а б л и ц а 4

Распределение по фракциям редких элементов в элювии гранитов (предгорья Горного Алтая)

Исходные пробы, фракции, мм	Содержание, г/т				Отношение	
	Ti (35)	Ta (74)	Zr (25)	Hf (34)	Ti/Ta	Zr/Hf
Исходные пробы	3240,0	0,06	170,0	5,7	5400,0	29,8
> 0,05	3480,0	0,3	103,2	4,9	11600,0	21,0
0,05-0,01	2280,0	0,7	641,1	18,4	3257,1	34,8
0,01-0,001	3840,0	1,3	200,8	4,2	2953,8	47,8
< 0,001	2580,0	1,2	100,1	4,2	2150,0	23,8

больше единицы только для Ta, изменяясь в пределах 1,0-2,0. Для Ti, Zr и Hf эти отношения, как правило, меньше единицы (см. табл. 4,5). Можно полагать, что Ta предпочтительнее, чем Ti, Zr и Hf аккумулируется глинистым веществом продуктов выветривания. Отношения Ti/Ta, Zr/Hf во фракциях < 0,001 мм обычно ниже, чем в исходных пробах, что свидетельствует о разделении этих элементов при формировании тонких глинистых продуктов в изученных профилях выветривания.

На гранитах Зерендинского массива				На габбро-диоритах			
Содержание, г/т			Ti/Ta	Содержание, г/т			Zr/Hf
Ti (70)	Ta (70)	Hf (70)		Ta (40)	Zr (38)	Hf (40)	
2400,0	0,4	7,9	6000,0	0,05	136,0	1,8	75,5
1740,0	0,3	6,6	5800,0	0,06	-	1,7	-
2400,0	0,3	23,0	8000,0	0,03	100,0	1,8	55,7
5760,0	0,4	3,3	14400,0	0,04	79,0	2,2	35,9
4680,0	0,5	4,1	9360,0	0,03	-	1,6	-
3600,0	1,0	13,8	3600,0	0,05	116,3	1,4	83,0
3960,0	1,3	16,3	3046,0	0,04	185,1	1,6	115,7
2580,0	0,6	20,7	4300,0	0,06	87,1	1,6	54,4
3300,0	0,5	2,5	6600,0	0,05	90,0	1,2	75,0
2280,0	0,4	2,9	5700,0	0,02	67,1	0,9	74,5
7260,0	0,9	-	8066,0	-	-	-	-
18180,0	0,3	-	60600,0	-	-	-	-
8400,0	1,8	34,9	4666,0	-	-	-	-
9300,0	1,7	12,2	5470,0	-	-	-	-
2400,0	0,8	4,3	3000,0	-	-	-	-

Т а б л и ц а 5

Распределение по фракциям редких элементов в элювии гранитов (предгорья Рудного Алтая)

Зона	Исходные пробы, фракции, мм	Содержание, г/т				Отношение	
		Ti (35)	Ta (31)	Zr (31)	Hf (35)	Ti/Ta	Zr/Hf
II	Исходные пробы	3000,0	0,4	177,6	5,6	7500,0	31,7
	> 0,05	3060,0	0,5	243,3	6,9	6120,0	35,2
	0,05-0,01	2760,0	0,9	290,0	10,0	3066,6	29,0
	0,01-0,001	1500,0	0,4	229,5	6,7	3750,0	34,2
	< 0,001	3180,0	0,6	81,5	4,6	5300,0	17,7
III	Исходные пробы	5760,0	0,7	214,6	5,8	8228,5	37,0
	> 0,05	8820,0	-	-	7,2	-	-
	0,05-0,01	6300,0	1,2	747,5	30,4	5250,0	24,6
	0,01-0,001	4140,0	0,8	171,8	6,1	5175,0	28,1
	< 0,001	4500,0	0,8	120,8	5,9	5625,0	20,4

ВЫВОДЫ

1. В изученных мезо-кайнозойских корах выветривания каолинового типа на Кокчетавском поднятии (Северный Казахстан) и в предгорьях Алтая Nb, Ta, Zr, Hf являются подвижными элементами, причем Nb и Ta

обладают большей миграционной способностью, чем Zr и Hf. При выветривании происходит разделение геохимически родственных пар Nb—Ta, Zr—Hf при большей подвижности Ta и Hf. При этом осуществляется также отделение Nb и Ta от геохимически близкого элемента-гидролизата Ti.

2. Характер гипергенного минералообразования влияет на распределение редких элементов в выветрелых продуктах. Гидрослюда и монтмориллонит, обладающие большей аккумулярующей способностью, чем каолинит, благоприятствуют накоплению редких элементов в глинистом материале кор выветривания.

3. Рассеяние основной массы редких элементов в неустойчивых к выветриванию породообразующих и акцессорных минералах способствует концентрации этих элементов в тонком глинистом веществе (фракция < 0,001 мм). Та предпочтительнее, чем Zr и Hf аккумулируется глинистыми продуктами выветривания.

4. Наложённые вторичные процессы могут существенно изменять первичное распределение редких элементов в элювии. Следует полагать, что именно эти процессы в значительной мере обусловили накопление Nb и Та в элювиальных образованиях из предгорий Алтая.

5. В изученных районах все исследованные профили выветривания каолинового типа сформированы на породах с низким (околоокларковым) содержанием редких элементов и повышенных концентраций этих элементов не содержат. Поэтому можно думать, что при выветривании каолинового типа на породах с околоокларковым содержанием редких элементов не возникает условий, способствующих их значительной концентрации в элювиальных продуктах.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Болотов А.М., Бравина С.Б.* Редкометальные коры выветривания Приазовья и Кокчетавской глыбы. — В кн.: Рудоносные коры выветривания. М.: Наука, 1974, с. 234—240.
2. *Бурков В.В., Подпорина Е.К.* Некоторые особенности геохимии редких элементов в корях выветривания. — Литология и полез. ископаемые, 1971, № 4, с. 55—64.
3. *Бурков В.В., Подпорина Е.К.* Образование концентраций циркония в процессе выветривания. — В кн.: Экзогенные редкометальные месторождения и методы их исследования. М., ИМГРЭ, 1972, с. 3—13.
4. *Бурков В.В., Чеховских Е.Г.* Редкие и малые элементы в корях выветривания и бокситах. — В кн.: Латеральные коры выветривания КМА и их редкометальность. М.: Недра, 1976, с. 84—128.
5. *Виноградов А.П.* Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры. — Геохимия, № 7, 1962, с. 555—572.
6. Древняя кора выветривания на ультраосновных породах Урала. ч. 1. Типы и морфология древней коры выветривания. / Гинзбург И.И., Кац А.А., Корин И.З. и др. Л.: Изд-во АН СССР, 1946. 147 с.
7. *Лисицина Н.А.* К методике геохимического изучения кор выветривания. — Литология и полез. ископаемые, 1966, № 1, с. 3—19.
8. *Лукашев К.И., Кузнецов В.А., Лукашев В.К.* Геохимическое изучение земной коры. Минск: Наука и техника, 1977. 175 с.
9. *Пачаджанов Д.Н.* Основные черты геохимии ниобия и тантала в осадочном процессе. — Душанбе: Дониш, 1975. 201 с.
10. *Пачаджанов Д.Н.* Геохимия редких элементов в меловых красноцветных отложениях Таджикской депрессии и их индикаторные свойства в палеореконструкциях: Автореф. дис. . . д-ра геол.-мин. наук. М., 1975. 56 с.

11. Пономарчук В.А., Цибульчик В.М. Некоторые вопросы методики определения тантала, гафния и циркония в глинистом материале продуктов выветривания инструментальным нейтронно-активационным методом. — В кн.: Спектрометрические методы анализа в геохимии. Новосибирск, 1980, с. 47–61.
12. Разумова В.Н. Кора выветривания северо-западной части Казахстанского нагорья. — В кн.: Кора выветривания, М.: Изд-во АН СССР, 1956, с. 272–298.
13. Ронов А.Б., Мигдисов А.А. Основные черты геохимии элементов-гидролизатов в процессах выветривания и осадконакопления. — Геохимия, № 2, 1965, с. 131–157.
14. Цибульчик В.М., Пономарчук В.А. Ниобий, тантал, цирконий, гафний в корях выветривания из предгорий Алтая. — Литология и полез. ископаемые, 1980, № 5, с. 14–26.
15. Щукина Е.Н. Древняя кора выветривания в Алтайском крае и ее значение для определения возраста и генезиса рельефа. — В кн.: Кора выветривания, М.: Изд-во АН СССР, 1956, с. 259–271.

УДК 550.422 : 552.511

Д.Н. Пачаджанов, И.П. Адамчук

ЭЛЕМЕНТЫ—ИНДИКАТОРЫ ОСАДОЧНОГО ПРОЦЕССА

Одной из важнейших задач фациально-геохимических исследований является выработка объективных геохимических критериев обстановок осадкообразования, контролирурующих осадочный процесс и поведение элементов в зоне гипергенеза [8, 5].

Миграция элементов в виде грубых и тонких взвесей и растворов [4, 7] контролируется петрографическим составом пород водосборных площадей и интенсивностью развития химического выветривания на их территории, фациальными и климатическими условиями, минерализацией седиментационных вод, гранулометрическим спектром взвесей, выщелачиванием элементов из взвесей, сорбционными процессами, осаждением и соосаждением, физико-химическими свойствами элементов и т.д. Роль этих факторов в формировании геохимического облика осадков зависит от их литологии, что создает принципиальную возможность выработки объективных геохимических критериев, отражающих многообразие осадочного процесса. Эти исследования следует проводить с одновременным изучением геохимии современного и древнего осадкообразования или на примере полифациальных отложений конкретных бассейнов седиментации, расчлененных на генетические типы и группы отложений надежными геологическими методами.

Нами изучались полифациальные мезозойские отложения Таджикской депрессии, расчлененные методами детального литолого-фациального анализа [9] на отдельные генетические типы [1, 2] осадков, формировавшихся в условиях гумидного (нижняя и средняя юра) и аридного (верхняя юра и нижний мел) типов литогенеза. В проведении многолетних фациально-геохимических исследований — сборе каменного материала, проведении литолого-минералогических исследований, выполнении различных анализов — большое участие принимали многие сотрудники лаборатории геохимии института химии им. В.И. Никитина АН Таджикской ССР, благодаря усилиям которых был накоплен большой фактический материал по геохимии мезозойских отложений Таджикской депрессии.

Таджикская депрессия представляет собой межгорную впадину, ограниченную на севере хребтами Зеравшано-Гиссарской системы, а на востоке — Памиро-Дарваза. Депрессия выполнена мезо-кайнозойскими отложениями, а ограничивающие ее хребты — магматическими и осадочно-метаморфическими породами палеозоя. В юрскую эпоху обломочный материал поступал со стороны Южного Гиссара и Юго-Западного Гиссара, на территории последнего встречаются остатки мезозойской (доюрской) коры выветривания. Юрские отложения депрессии представлены полифациальным комплексом пород, формировавшихся в аллювиальных, озерно-болотных, крупноозерных и морских — прибрежно-морских, заливно-лагунных и собственно морских условиях. К концу верхнеюрской эпохи происходит аридизация климата, приведшая к формированию монотонных толщ нижнемеловых красноцветов, отлагавшихся в аллювиальных заливно-лагунных и прибрежно-морских условиях. Обломочный материал в это время поступал со стороны Гиссара ("Гиссарская" группа отложений) и Дарваза ("Дарвазская" группа), в строении первого важную роль играют гранитоиды, второго — эффузивно-осадочные породы. Все это наложило свой отпечаток на геохимию генетических типов мезозойских отложений депрессии.

Было проанализировано 400 средних проб, составленных из 4000 единичных образцов петрогенетических типов пород в пределах ярусов и свит, и 400 единичных образцов, их фракций и фаз. Разработанные методики рентгено-флуоресцентного анализа обладают пределом обнаружения $0,1 \times 10^{-3}$ г/т и относительной воспроизводимостью 1–5%.

Для оценки индикаторной информативности элементов использовалось нормированное по минимуму отклонение средних содержаний элементов сравниваемых групп отложений:

$$\Delta i\% = \frac{\bar{X}_{i1} - \bar{X}_{i2}}{\bar{X}_{i \min}} \cdot 100\%,$$

где \bar{X}_{i1} и \bar{X}_{i2} — средние содержания i -го элемента в выборках 1 и 2, $\bar{X}_{i \min}$ — минимальное среднее содержание i -го элемента сравниваемых выборок. Так как распределение элементов по фациальному профилю отложений зависит не только от условий осадкообразования и свойств элементов, но и методов опробования и анализа, то для выделения типоморфных ассоциаций элементов необходимо задать граничные значения Δi . Суммарное отклонение (Δ_{Σ}) в первом приближении складывается из отклонения подготовки проб к анализу ($\Delta_{\text{опр}}$), отклонения отдельного определения ($\Delta_{\text{воспр}}$) и отклонения, обусловленного условиями осадкообразования ($\Delta_{\text{геох}}$):

$$\Delta_{\Sigma} = \Delta_{\text{опр}} + \Delta_{\text{воспр}} + \Delta_{\text{геох}}.$$

Откуда

$$\Delta_{\text{геох}} = \Delta_{\Sigma} - (\Delta_{\text{опр}} + \Delta_{\text{воспр}}).$$

Для оценки индикаторной информативности элементов можно воспользоваться 3σ критерием, а именно: если $\Delta_{\Sigma} > 3 \cdot (\Delta_{\text{опр}} + \Delta_{\text{воспр}})$, то распределение элемента контролируется условиями осадкообразования. Практика подготовки проб к анализу и проведения рентгено-флу-

оресцентного анализа показала, что $3 \cdot (\Delta_{\text{опр}} + \Delta_{\text{воспр}})$ с доверительной вероятностью 95% не превышает 10 отн.%. Поэтому к типоморфным элементам будет относиться те, для которых $\Delta_{\Sigma} > 20$ отн.%, так как следует иметь в виду и внутрigrупповую геохимическую дисперсию.

Анализ индикаторных свойств элементов генетических групп песчаников мезозойского бассейна седиментации Таджикской депрессии (табл. 1) позволил наметить "сквозные" типоморфные ассоциации элементов, распределение которых по фациальному профилю не зависит от петрографического состава водосборных площадей, и "специфические элементы", отражающие влияние областей питания. Так, для гумидных (юрских) аллювиальных отложений южного ("Гиссарская" группа) и юго-западного Гиссара ("Дарвазская" группа) "сквозными" элементами являются Mo, Zr, Zn, а для аридных (K_1) — лишь Ba. В прибрежно-морских отложениях "сквозные" элементы иные: в юрских — Ca, Mn, V, Bi, P, а в нижнемеловых — K, In, Tl, Bi, Zr, Ti, Fe. Ассоциации "специфических" элементов для "Дарвазской" и "Гиссарской" групп также различны для отложений разных фациальных и климатических условий. Юрские гумидные аллювиальные осадки "Гиссарской" группы характеризуются повышенными содержаниями Ti, Zr, F, S, а "Дарвазская" группа отличается концентрациями Ba, Hf, Tl и P. Прибрежно-морские отложения этого же возраста в первой группе выделяются только содержаниями K, а второй — Fe и S. В нижнемеловых аридных отложениях "Гиссарская" группа специфична по V и Zn, а "Дарвазская" — по Mn и Al.

В качестве примера для юрских песчаников приведены графики Zr—Ti и Rb—K (отражающие влияние областей питания) и Ca—V и Fe—Mn (отражающие влияние фациальной среды) (рис. 1) и для нижнемеловых — Mn—Fe и V—Hg (отражающие влияние областей питания) и K—Ba и Ti—Zr (отражающие фациальную обстановку) (рис. 2).

Таким образом, распределение химических элементов в песчаниках контролируется условиями их образования и геохимической специализацией пород областей питания. Можно говорить о терригенно-минерально-геохимических ассоциациях гравийно-песчаных отложений.

Содержание элементов в глинистых породах в большей мере должно зависеть от условий осадкообразования, так как глинистые частицы являются сорбентами химических элементов из поверхностных вод. Процессы сорбции контролируются физико-химическими параметрами среды и формами нахождения элементов в разбавленных растворах [6]. Формы нахождения элементов в глинистых породах — валовая, силикатная и подвижная — могут обладать различной индикаторной информативностью. Условия седиментации главным образом контролируют поведение подвижных форм ($ПФ_i$) элементов, переходящих в 5%-ную HCl вытяжку. Определенная часть $ПФ_i$ элементов может входить в кристаллическую решетку глинистых минералов. Поэтому необходимо рассмотреть индикаторные свойства элементов глинистых пород по их валовому содержанию, концентрации в пелитовой фракции и содержания $ПФ_i$ элементов глинистых отложений.

Данные о содержании элементов в глинистых породах мезозоя Тад-

Т а б л и ц а 1

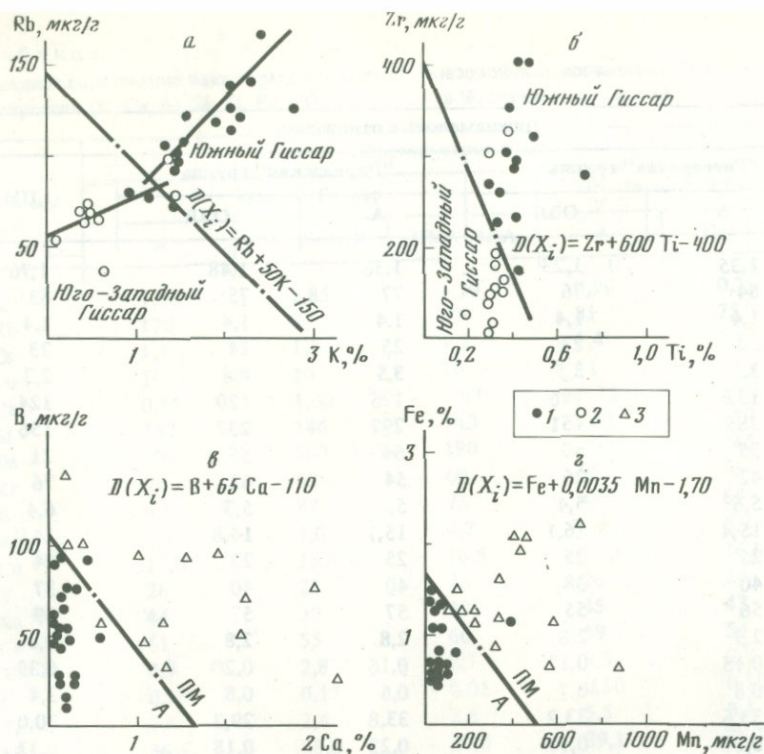
Среднее содержание некоторых элементов в мезозойских песчаниках Таджикской депрессии (K, Ca, Al, Si, Ti, Fe, CO₂ и C_{орг} – в %, остальные – в г/т)

Элемент	Юрские отложения				
	Южный Гиссар			Юго-Западный Гиссар	
	А	ПМГ+ЗЛГ	ПМА+ЗЛА	А	ПМГ+ЗЛГ
K	1,88	2,85	1,19	0,90	0,79
Rb	120	96	72	81	75
Cs	1,5	1,5	1,5	1,4	1,5
Cu	10	10	10	11	10
Ca	0,41	1,00	2,87	0,32	1,00
Sr	152	146	143	150	129
Ba	306	362	190	300	245
Zn	76	52	60	90	65
B	69	87	73	49	65
Al	8,2	7,0	4,7	6,5	6,2
Cu	17,0	16,8	16,5	17,3	16,0
Y	26	25	26	26	24
La	44	39	39	45	43
Ce	61	55	60	59	54
Yb	2,9	2,8	2,7	2,9	2,7
In	0,18	0,17	0,01	0,10	0,10
Te	2,6	2,4	2,6	5,5	3,5
Si	36,6	35,0	37,0	39,1	36,7
Ti	0,25	0,20	0,18	0,15	0,14
Zr	283	206	200	214	176
Sr	4,9	4,6	4,6	4,7	4,6
Hf	7,1	5,2	5,0	6,4	5,2
Pb	33	31	23	32	27
As	3,9	3,6	3,4	3,7	3,6
Bi	0,29	0,37	0,10	0,16	0,25
Mo	1,65	0,80	0,80	1,70	0,97
W	1,7	1,5	1,4	1,5	1,55
Mn	119	268	128	184	660
Fe	0,93	1,00	1,05	1,16	2,30
F	920	915	900	840	545
S	220	250	117	110	180
P	130	200	600	200	310
CO ₂	0,92	1,33	7,26	0,12	7,53
C _{орг}	0,17	0,09	0,08	0,57	0,69

П р и м е ч а н и е. В, Bi, In, Tl определяли эмиссионно-спектральным методом (относительная воспроизводимость 5–6%), CO₂ и C_{орг} – радиоспектроскопически (относительная воспроизводимость 1–2%), остальные – рентгено-флуоресцентным методом.

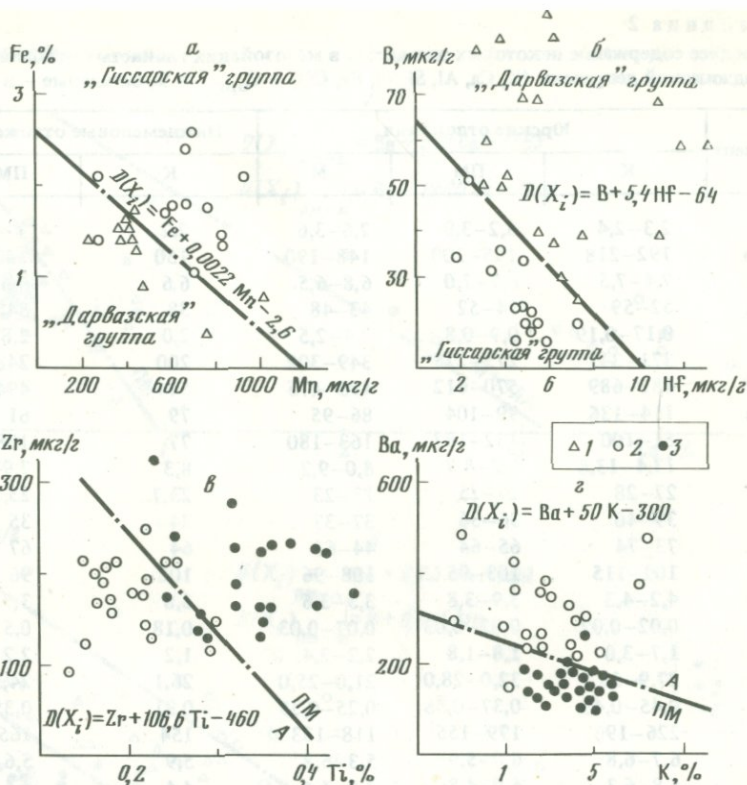
Нижнемеловые отложения				
"Гиссарская" группа		"Дарвазская" группа		ПМ
А	ОЗЛ	А	ОЗЛ	
1,35	1,23	1,36	1,48	1,76
84	76	77	75	83
1,4	1,4	1,4	1,4	1,4
22	23	25	24	23
3,2	3,5	3,5	8,8	2,3
132	126	126	120	124
285	151	297	237	156
35	40	64	55	21
42	26	54	63	76
5,6	5,4	5,2	5,3	6,4
15,4	16,1	15,7	14,8	14,9
25	25	25	23	24
40	38	40	40	37
56	55	57	57	59
2,9	2,8	2,8	2,8	2,8
0,15	0,17	0,16	0,20	0,39
0,8	0,7	0,6	0,8	2,4
33,6	33,2	33,8	29,2	30,0
0,21	0,17	0,22	0,18	0,32
177	298	183	198	219
4,2	4,4	4,3	4,5	4,4
5,0	5,5	6,1	8,6	5,8
58	50	64	60	66
3,3	3,5	3,4	3,4	3,5
0,15	0,17	0,20	0,22	0,39
0,75	0,65	0,65	0,60	0,60
1,3	1,3	1,2	1,4	1,3
1120	1324	509	2030	764
1,8	1,7	1,3	1,4	2,3
1090	1010	670	11170	750
1060	1010	1940	430	1280
550	600	660	1210	535
4,07	3,26	4,50	7,17	4,57
0,06	0,06	0,07	0,05	0,05

Типы отложений: А – аллювиальные, ПМ – прибрежно-морские (Г – гумидные, А – аридные), ЗЛ – заливно-лагунные (О – опресненные).



Р и с. 1. Влияние петрографического состава водосборных площадей на распределение Rb-K и Zr-Ti (а и б) и фациальных условий на распределение B-Ca и Fe-Mn (в и г) юрских песчаниках Таджикской депрессии. Даны дискриминантные уравнения 1-2 - аллювиальные (Южный и Юго-Западный Гиссар соответственно); 3 - прибрежно-морские

жикской депрессии (табл. 2) показали, что к типоморфным элементам для юрских гумидных континентальных отложений следует отнести Mo, Al, Sn, Pb, Tl, Zr, Zn, F и Hf ($\Delta_i = 103 - 31$ отн. %), для аридных нижнемеловых - Mn, Pb и Zn ($\Delta_i = 215 - 29$ отн. %). Важно подчеркнуть, что Zn и Pb независимо от климатических условий тяготеют к континентальным отложениям. Климатическая специфичность типоморфных элементов глинистых пород усиливается с переходами к прибрежно-морским условиям. Так, среди типоморфных элементов юрских прибрежно-морских глинистых отложений следует различать элементы с максимумом содержания: Fe, K и Bi ($\Delta_i = 80 - 48$ отн. %) и минимумом содержания: Sr, F и Tl ($\Delta_i = 43 - 30$ отн. %). В нижнемеловых аридных прибрежно-морских глинистых отложениях относительно накапливаются In, Bi, Tl, B, Ca, F, S, P и Sr с Δ_i от 216 до 24 отн. %. К "сквозным" типоморфным элементам прибрежно-морских глинистых отложений могут быть отнесены Bi, K, S и P. В глинистых отложениях сравнительно удаленных частей морского бассейна концентрируются Ca, Mn, B, In, F, S, P и CO_2 с Δ_i от 290 до 125 отн. %. Эти тенденции



Р и с. 2. Влияние петрографического состава пород водосборных площадей на распределение Fe—Mn и В—Нf (а и б) и фациальных условий на распределение Zr—Ti и Ва—К (в и г) в нижнемеловых песчаниках Таджикской депрессии (А — аллювиальные, ПМ — прибрежно-морские)

1—2 — аллювиальные (Дарвазская и Гиссарская группы соответственно), 3 — прибрежно-морская

распределения типоморфных элементов позволяют расчленить глинистые отложения на континентальные, прибрежно-морские и морские (рис. 3).

В гипергенной геохимии элементов важную роль играют сорбционные процессы. Сорбированные глинистыми частицами элементы могут входить в кристаллическую решетку глинистых минералов. Поэтому данные о распределении элементов в пелитовой фракции терригенных пород могут содержать информацию об условиях осадкообразования. Действительно, в пелитовой фракции континентальных юрских отложений Таджикской депрессии (табл. 3) накапливаются такие элементы, как Mo, Sr, Ba и W с $\Delta_i = 142 - 25$ отн. %, в прибрежно-морских и заливно-лагунных — Mn и Fe с $\Delta_i = 148 - 31$ отн. % и в морских — Ca, B и Sr с $\Delta_i = 148 - 37$ отн. %. Важно отметить, что лишь Mo, Sr, Ca, Ba, K, Fe и B (рис. 4) характеризуются одинаковыми тенденциями распределения в глинистых породах и пелитовой фракции терригенных пород. Очевидно, это обусловлено тем, что их поведение главным образом контролируется

Т а б л и ц а 2

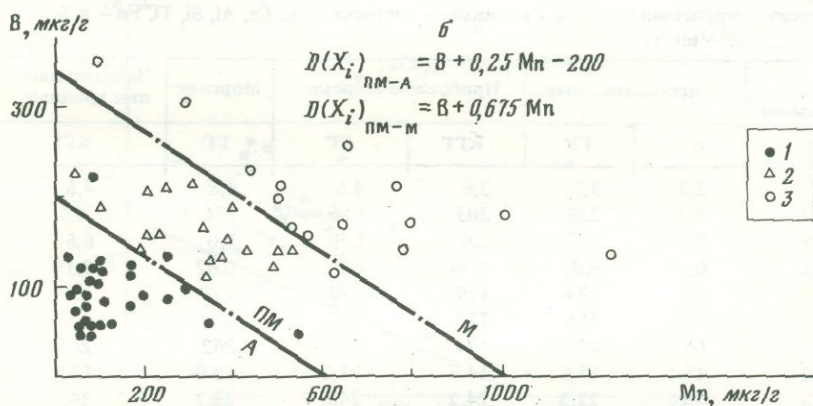
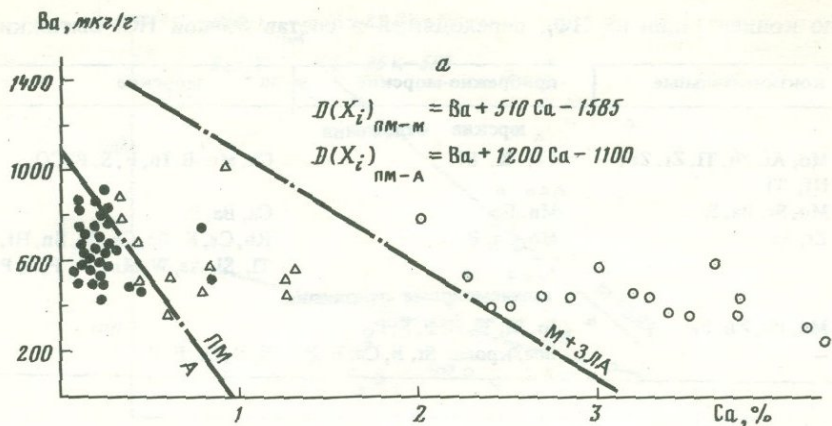
Среднее содержание некоторых элементов в мезозойских глинистых отложениях Таджикской депрессии (К, Са, Al, Si, Ti, Fe, CO₂ и C_{орг} – в %, остальные – в г/т)

Элемент	Юрские отложения			Нижнемеловые отложения	
	К	ПМ	М	К	ПМ
K	2,3–2,4	3,2–3,8	2,6–3,6	2,2	2,5
Rb	192–218	165–200	148–190	150	142
Cs	7,4–7,5	6,7–7,0	6,8–6,5	6,6	6,6
Cu	52–59	54–52	43–48	38	34
Ca	0,17–0,19	0,7–0,8	3,4–2,5	2,0	2,8
Sr	371–341	273–225	349–302	200	248
Ba	681–689	570–612	493–475	544	494
Zn	114–136	99–104	86–95	79	61
B	81–100	132–187	163–180	77	108
Al	13,4–13,8	8,2–8,9	8,0–9,2	8,3	7,9
Ga	27–28	25–25	23–23	23,7	23,5
Y	39–40	36–36	37–37	34	35
La	73–74	65–64	44–61	64	67
Ce	109–115	103–95	108–96	102	96
Yb	4,2–4,3	3,9–3,8	3,5–3,6	3,8	3,7
In	0,02–0,02	0,02–0,03	0,07–0,03	0,18	0,57
Tl	1,7–3,0	1,8–1,8	2,2–2,4	1,2	2,2
Si	27,9–25,7	32,0–28,0	21,0–25,0	26,1	24,5
Ti	0,45–0,45	0,37–0,38	0,25–0,35	0,31	0,35
Zr	226–196	179–155	118–133	154	165
Sn	6,7–6,8	6,0–5,9	5,3–5,8	5,9	5,6
Hf	6,8–6,3	6,0–4,8	3,8–4,4	4,4	4,4
Pb	21–20	15–16	10–12	49	27
As	10,9–10,8	9,9–9,5	9,1–9,2	9,8	9,6
Bi	0,24–0,30	0,41–0,38	0,22–0,28	0,28	0,55
Mo	2,1–1,7	1,3–0,7	0,65–0,70	0,9	0,9
W	3,0–2,9	2,4–2,8	2,2–2,4	2,2	2,3
Mn	112–148	323–309	472–428	1100	904
Fe	2,1–1,7	3,4–3,4	1,9–3,4	3,6	3,5
F	430–380	350–520	635–480	495	660
S	380–325	450–630	960–660	480	2170
P	130–130	270–315	2100–750	470	625
CO ₂	0,02–0,01	1,30–2,50	12,59–10,74	4,42	5,98
C _{орг}	0,55–0,82	0,45–0,55	0,09–0,11	0,18	0,16

П р и м е ч а н и е. Отложения: К – континентальные, ПМ – прибрежно-морские, М – морские. 218–192 – содержание элементов в алевролитах-аргиллитах.

процессами сорбции и соосаждения, интенсивность которых закономерно изменяется с изменением условий осадкообразования.

Зависимость сорбционных процессов от pH и минерализации седиментационных вод [3] позволяет ожидать максимума индикаторной информативности об условиях осадкообразования от данных о содержании ПФ_г элементов глинистых пород. И действительно, типоморф-



Р и с. 3. Влияние условий осадкообразования на распределение Ba-Ca (а) и B-Mn (б) в юрских глинистых отложениях Таджикской депрессии (А - аллювиальные, ПМ - прибрежно-морские, М - морские, ЗЛ - заливно-лагунные, ЗЛА - заливно-лагунные аридные). Условные обозначения см. на рис. 1 и 2.

ными элементами гумидных континентальных отложений (табл. 4) являются Zr и Al с $\Delta_i = 1090 - 20$ отн. % соответственно, прибрежно-морских - Mo, Ca и B с $\Delta_i = 205 - 24$ отн. %. ПФ_i остальных изученных элементов обнаруживают максимум содержаний в морских отложениях - для них $\Delta_i = 103 - 20$ отн. %. С аридизацией климата максимум содержаний ПФ_i практически всех рассмотренных элементов приурочен к прибрежно-морским фациям глинистых пород и практически для всех элементов $\Delta_i > 20$ отн. %. Исключение составляет Ca, характеризующийся равномерным распределением, а также Sr, B, F и P, тяготеющие к морским фациям.

Таким образом, генетическое расчленение глинистых пород может быть надежно проведено по валовому содержанию химических элементов в глинистых породах, по их содержанию в пелитовой фракции

и по концентрации их ПФ_i, переходящей в состав 5%-ной HCl вытяжки:

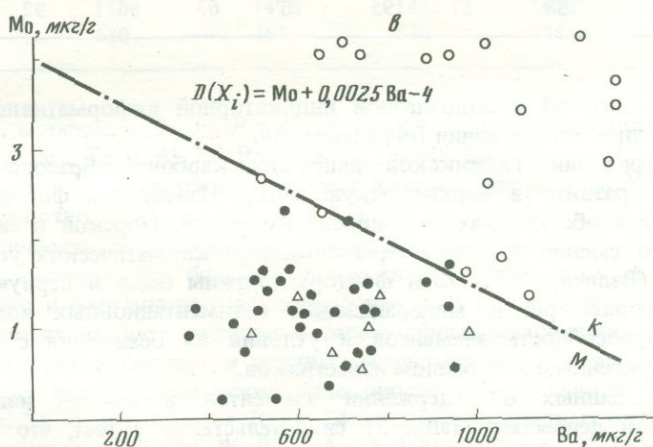
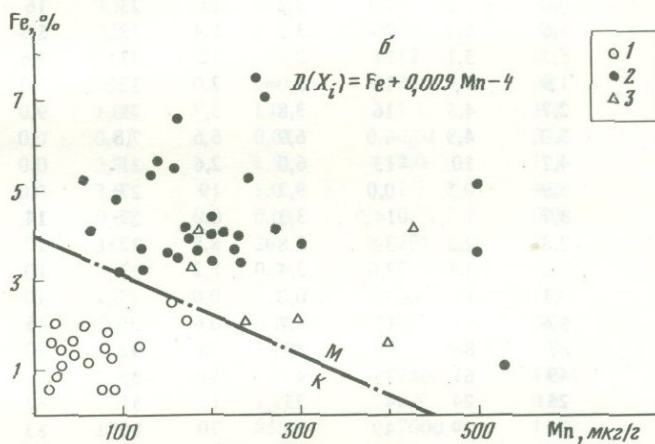
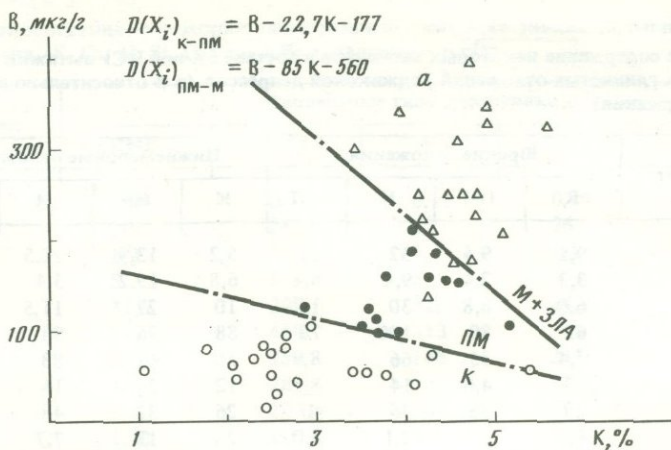
континентальные	прибрежно-морские	морские
юрские отложения		
1) Mo, Al, Pb, Tl, Zr, Zn, Hf, Ti	Fe, K, Bi	Ca, Mn, B, In, F, S, P, CO ₂
2) Mo, Sr, Ba, W	Mn, Fe	Ca, Ba, Sr
3) Zr, Al	Mo, Ca, B	Rb, Cs, K, Ba, Ga, Ti, Sn, Hf, Tl, Si, As, W, Mn, Fe, F, S, P
нижнемеловые отложения		
1) Mn, Pb, Zn, Ba	In, Bi, Tl, B, F, S, P	
3) —	Все, кроме Sr, B, Ca, F, P	S, B, Ca, F, P

Т а б л и ц а 3

Среднее содержание некоторых элементов в пелитовой фракции (< 0,001 мм) юрских терригенных пород Таджикской депрессии (K, Ca, Al, Si, Ti, Fe — в %, остальные — в г/т)

Элемент	Континентальные		Прибрежно-морские		Морские	Заливно-лагунные аридные
	КГ	ГК	КГГ	ГГ	ГГ	ХГГ
K	2,2	3,2	3,6	4,6	4,8	4,6
Rb	206	238	203	236	210	225
Cs	7,6	7,2	6,6	6,9	7,0	6,6
Ca	0,09	0,09	0,14	0,36	0,62	0,16
Sr	281	274	179	179	239	137
Ba	950	855	713	662	638	570
B	64	72	174	197	262	255
Al	15,5	15,6	14,0	13,2	12,9	12,4
Ga	28,6	27,3	24,2	24,6	23,7	24,5
Y	40	40	37	38	38	37
La	80	75	67	65	64	61
Ce	112	107	104	117	107	106
Yb	4,5	4,3	3,9	4,1	4,1	3,9
Si	24,2	25,1	26,6	25,9	26,3	26,6
Ti	0,38	0,43	0,46	0,43	0,41	0,46
Zr	150	141	134	137	145	140
Sn	7,2	7,1	6,1	6,6	6,1	6,1
Hf	4,8	4,5	4,1	4,4	4,0	4,1
As	12,1	11,5	10,1	9,9	10,5	9,9
Mo	3,0	2,7	1,2	1,2	0,8	0,8
W	3,2	2,9	2,4	2,4	2,6	1,9
Mn	74	119	300	180	185	242
Fe	2,0	2,2	4,1	3,9	3,4	5,4
F	445	575	840	1025	1170	445
S	270	290	305	400	290	340
P	180	170	180	215	210	160

П р и м е ч а н и е. Ассоциации глинистых минералов: КГ — каолинит-гидрослюдистая, ГК — гидрослюдисто-каолиновая, КГГ — каолинит-гидратированно-гидрослюдистая, ГГ — гидратированно-гидрослюдистая, ХГГ — хлорит-гидратированно-гидрослюдистая.



Р и с. 4. Влияние условий осадкообразования на распределение В-К (а), Fe-Mn (б) и Mo-Ba (в) в пелитовой фракции (< 0,001 мм) юрских терригенных пород Таджикской дисперсии (К - континентальные отложения, М - морские). Условные обозначения см. на рис. 1 и 2.

Таблица 4

Среднее содержание некоторых элементов в составе 5%-ной HCl вытяжки мезозойских глинистых отложений Таджикской депрессии (в % относительно валового содержания)

Элемент	Юрские отложения				Нижнемеловые отложения			
	К	ПМ	М	ЗЛ	К	ПМ	М	ЗЛ
K	9,5	9,4	32	11	5,2	13,9	12,5	8,7
Rb	3,3	2,4	9,4	8,4	6,8	19,2	3,4	8,2
Cs	6,0	8,8	30	1,7	10	27	11,5	12
Ca	62	89	100	70	88	96	98	90
Sr	7,4	35	66	8,9	36	61	83	63
Ba	13	4,6	14	8,5	12	26	16	18
B	29	36	36	40	26	32	48	39
Al	6,7	5,6	2,1	8,0	2,0	12	7,7	5,1
Ga	0,6	2,1	7,7	3,2	11	23	16	15
Y	5,6	6,5	20	3,2	5,4	23	5,3	12,6
La	5,2	5,1	11	2,4	12	27	9,6	14
Ce	1,9	6,4	10	5,0	2,0	22	2,2	4,9
Yb	2,7	4,5	16	3,8	3,7	25	9,0	15
Si	3,0	4,9	6,0	6,9	6,6	7,8	0,0	4,6
Ti	4,7	10	13	6,0	2,6	21	0,0	2,9
Zr	5,9	0,5	0,0	9,2	19	27	0,0	4,5
Sn	3,7	1,2	14,0	3,3	0,0	27	14,	12,2
Hf	2,8	2,2	3,8	3,8	8,8	22	10	8,0
As	0,2	3,5	7,0	2,4	1,2	37	10	12
Mo	3,1	11	3,0	0,0	0,0	36	10	0,0
W	5,6	5,0	15	4,7	0,6	24	15	5,3
Mn	83	88	98	80	56	92	90	79
Fe	49	61	79	47	11	33	0	1,3
F	25	24	42	25	1	51	87	46
S	20	39	49	35	70	95	83	82
P	38	57	95	70	63	86	92	88

Наиболее высокой и однозначной индикаторной информативностью обладают данные о содержании ПФ_i элементов.

На территории Таджикской депрессии карбонатообразование было широко развито в верхнеюрскую эпоху. Известняки формировались в различных обстановках – прибрежно-морской, морской и заливно-лагунной, со сменой к концу юры гумидных климатических условий на аридные (Валиев, 1977). Эти факторы должны были в первую очередь контролировать pH и минерализацию седиментационных вод, миграционную способность элементов и условия их осаждения с карбонатным и терригенным материалом известняков.

Анализ данных о содержании элементов в юрских известняках Таджикской депрессии (табл. 5) свидетельствует о том, что и в этом случае условия осадкообразования контролируют распределение элементов. Так, типоморфными элементами прибрежно-морских гумидных известняков являются Ti, Fe, Si, K, Hf, Ti, Ba, As с Δ_i от 300 до

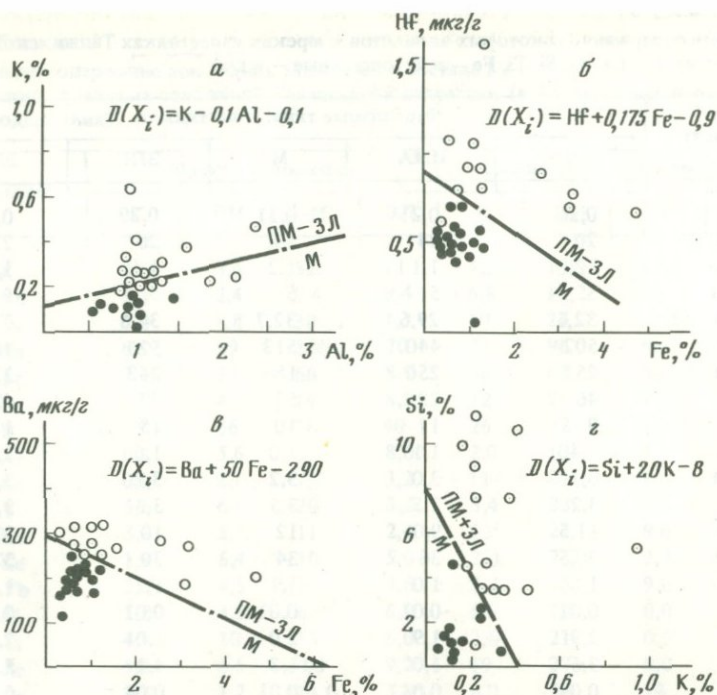
Таблица 5

Среднее содержание некоторых элементов в юрских известняках Таджикской депрессии (К, Са, Al, Si, Ti, Fe – в %; остальные – в г/т)

Элемент	Фациальные типы известняков				
	ПМГ	ПМА	М	ЗЛГ	ЗЛА
K	0,26	0,21	0,11	0,29	0,38
Rb	20	24	19	26	21
Cs	1,2	1,1	1,2	1,1	1,2
Cu	5	5	5	5	5
Ca	32,6	29,6	32,7	34,8	31,6
Sr	502	440	513	523	486
Ba	251	250	186	243	220
B	46	28	53	77	43
Zn	9	12	10	15	11
Al	1,40	1,1	1,0	1,6	1,0
Ga	3,1	3,0	3,2	3,2	3,1
Y	3,2	3,5	3,5	3,3	3,5
La	11,5	9,0	12	10	11
Ce	30,5	36	34	30	32
Yb	1,05	1,0	1,1	1,2	1,1
In	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Tl	2,9	1,9	2,0	1,0	2,0
Si	3,6	1,0	1,3	4,2	5,7
Ti	0,04	0,04	0,01	0,04	0,04
Zr	31	26	29	24	29
Hf	0,9	0,5	0,5	0,7	0,5
As	1,0	1,1	0,8	1,0	0,9
Bi	0,16	0,18	0,20	0,29	0,11
W	1,1	1,4	1,0	0,9	1,0
Mn	1000	680	756	4733	593
Fe	1,5	1,1	0,5	0,9	0,8
F	1400	8580	2000	1100	4480
S	1500	1470	1480	1670	1050
P	430	460	530	425	435

25 отн. %, морских – Bi, F; P с $\Delta_i = 41 - 25$ отн. % и заливно-лагунных гумидных – Mn, Ti, B, Bi, Zn, Rb, K, Si, Al, S, Hf, Ba с $\Delta_i = 513 - 45$ отн.%. Интересно, что эти ассоциации отличаются от ассоциаций однофациальных терригенных отложений.

Специфичность типоморфных ассоциаций элементов в известняках, вероятно, обусловлена большей подвижностью элементов в процессе хемогенного и биогенного осадкообразования. В таком случае аридизация климата могла вызвать различие в типоморфных ассоциациях элементов однофациальных гумидных и аридных известняков. Действительно, если в гумидных прибрежно-морских известняках накапливаются Si, Hf, B, Tl, Mn, Fe, La, Al и K с $\Delta_i = 200 - 24$ отн. %, то в аридных однофациальных известняках – F, Zn, W, Rb с $\Delta_i = 500 - 20$ отн. %. Влияние аридизации в заливно-лагунных условиях несколько отлично, а именно: в



Р и с. 5. Влияние условий осадкообразования на распределение К – Al(a), Hf – Fe(б), Ba – Fe(в), Si – K(г) в юрских известняках Таджикской депрессии

гумидных заливно-лагунных известняках к типоморфным элементам можно отнести Mn, S, B, Al, Zn и Rb с $\Delta_i = 690 - 24$ отн. %, а в аридных – Bi, Tl, F, Si, K, Zr с $\Delta_i = 163 - 21$ отн. %.

Можно наметить "сквозные" – независимые от фашиальной обстановки – типоморфные элементы гумидных известняков: Mn, B, Al и Hf. Для аридных известняков к таким элементам можно отнести F, Sg и W. Очевидно, изменение фашиальных условий осадкообразования оказывает более заметное влияние на поведение элементов (рис. 5), чем изменение климатических условий. Однако приведенные данные однозначно свидетельствуют о том, что изменение климатических условий оказывает определенное влияние на поведение элементов в течение всего осадочного процесса.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бебешев И.И. Литология юрских угленосных отложений Гиссарского хребта. М.: Наука, 1976. 136 с.
2. Валиев Ю.Я. Геохимия бора в юрских отложениях Гиссарского хребта. М.: Наука, 1977. 152 с.
3. Гаррелс Р.М., Крайст Ч.Л. Растворы, минералы, равновесия. М.: Мир, 1968. 400 с.
4. Глаголева М.А. Формы миграции элементов в речных водах. – В кн.: К познанию диagenеза осадков. М.: Изд-во АН СССР, 1959. с. 5–28.

5. Кейт М.Л., Дегетс Э.Т. Геохимические индикаторы морских и пресноводных осадков. — В кн.: Геохимические исследования. М.: Изд-во иностр. лит., 1961, с. 56–84.
6. Краускопф К.Б. Факторы, контролирующие концентрации тринадцати редких металлов в морской воде. — В кн.: Геохимия литогенеза. М.: Изд-во иностр. лит., 1963, с. 294–334.
7. Страхов Н.М. Основы теории литогенеза. М.: Изд-во АН СССР, 1960, т. 1, 212 с.
8. Страхов Н.М., Залманзон Э.С., Глаголева М.А. Очерки геохимии верхнепалеозойских отложений гумидного типа/Тр. ГИН АН СССР, вып. 23. М.: Изд-во АН СССР, 1959. 223 с.
9. Тимофеев П.П. Геология и фации юрской угленосной формации Южной Сибири. М.: Наука, 1969. 460 с.

УДК 550.42:552.5

Н.В. Логвиненко

К ГЕОХИМИИ ДИАГЕНЕЗА

Диagenетические изменения осадков определяются рядом факторов, из которых наибольшее значение имеют состав осадков, количество и качество органического вещества, заключенных в осадках, состав поровых вод и жизнедеятельность бактерий.

В процессе диагенеза происходит перераспределение и концентрация железа, марганца, кальция, магния, калия, серы, углерода, стронция, бария, никеля, кобальта, молибдена и ряда рассеянных и редких (в том числе и радиоактивных) элементов. В результате этого образуются месторождения полезных ископаемых: сидеритовые конкреционные руды карбона и юры, гидрогетит-шамозит-сидеритовые руды юры, палеогена и неогена, месторождений конкреционных фосфатов различного возраста от палеозоя до современных, железо-марганцевые руды и конкреции современных осадков морей и океанов, озер и болот суши и др.

В настоящее время можно различать следующие типы диагенеза, в различных вариациях, имеющие место как в терригенных, карбонатных так и кремнистых осадках.

Восстановительный диагенез (I) проявляется в морских и океанических осадках приконтинентальной полосы, в осадках лагун и заливов с нормальной и повышенной соленостью, содержащих большое количество свежего реакционноспособного органического вещества (более 5–10%) гумусового и сапропелевого типа. Диагенез от начала и до конца происходит в восстановительных щелочных условиях при интенсивной редукции сульфатов поровых вод сульфат-редуцирующими бактериями, образуется сероводород и сульфиды железа и некоторых тяжелых металлов.

Возникающая в процессе сульфат-редукции углекислота дает начало карбонатам, а часть ее восстанавливается метановыми бактериями до метана.

Восстановительный диагенез (II), характерный для осадков, содержащих большое количество органического вещества (более 5–10%) опресненных внутренних морей, опресненных заливов и лагун, а также озер и болот суши.

В этих обстановках поровые и наддонные воды содержат мало сульфатного иона или практически лишены его, редукция идет вяло и диагенетические процессы развиваются по глеевому типу (в щелочных до нейтральных и слабокислых условиях в бескислородных водах), образуются карбонаты железа, марганца и некоторых тяжелых металлов.

При восстановительном диагенезе (I) происходит незначительная концентрация железа и серы в виде сульфидов железа. В терригенных осадках накапливается до 3—5% пирита (мельниковита, гидротроилита), в кремнистых-диатомовых илах океана и морей иногда до 20—25% сульфидов железа. Наблюдаются также повышенные концентрации кальция, магния и углерода.

В условиях восстановительного диагенеза (II) происходит концентрация железа и углерода в виде карбонатов в карбонатных концентрациях болотных фаций суши и менее значительные, как правило, в морских глинистых осадках (см. таблицу)

Окислительный диагенез (III) наблюдается в морских и океанических осадках приливно-отливной зоны и мелководья с активной динамикой вод и осадках ложа океана (красная глубоководная глина и др.), содержащих незначительное количество органического вещества (менее 0,5%), часто инертного нереакционноспособного (красная глубоководная глина), а также в аллювиальных, делювиальных, ледниковых и золовых существенно песчаных осадках суши. Диагенез от начала и до конца осуществляется в окислительных щелочных условиях, происходит образование окисных и гидроокисных соединений железа и марганца и некоторых малых и редких элементов. При наличии в осадках пирокластического материала в процессе диагенеза накапливаются цеолиты и монтмориллониты.

В процессе окислительного диагенеза (III) в терригенных осадках происходит концентрация железа и марганца в виде окислов и гидроокислов в железо-марганцевых концентрациях ложа океана¹ и в мелководных заливах и лагунах внутренних морей, а также в озерах суши, с которыми ассоциируются повышенные концентрации кобальта, меди, молибдена и ряда других элементов. В карбонатных осадках осуществляется концентрация кальция, магния, стронция, бария и углерода (см. таблицу).

Переходный (между окислительным и восстановительным) тип диагенеза (IV) наблюдается в приконтинентальной зоне морей и океанов, в осадках, содержащих незначительное количество органического вещества (1—2%). В верхних горизонтах осадков (сантиметры — несколько метров) благодаря обмену между поровыми и наддонными водами, богатыми кислородом, диагенез осуществляется в окислительных щелочных условиях, образуются окисные и гидроокисные соединения железа и марганца, в нижних горизонтах — в восстановительных щелочных до нейтральных условиях, происходит редукция сульфатов бактериями, возникает сероводород и сульфиды железа и иногда карбонаты железа и марганца. (Схема Н.М. Страхова для осадков гумидных бассейнов).

Переходный тип диагенеза (V) характерен для переходных осадков между пелагическими окисленными осадками ложа океана и восстановленными осадками приконтинентальной зоны, а также в пределах этой зоны, содержащих сравнительно небольшое количество органического ве-

¹ Образование конкреций начинается в седиментогенезе.

Распределение химических элементов в осадочных породах и осадках при разных типах диагенеза

Примеры типов диагенеза	Fe	Mn	Ca	P	S	C	Ni	Co	Cu	V	Cr	Mo	Литературный источник
I. Восстановительный диагенез (незавершенный)													
Терригенные осадки шельфа Калифорнийского залива, ст. 666, гор. 140–150 см	4,14	0,04	0,16	Сл.	1,60	1,61*	±	–	–	–	–	–	[2]
Карбонатные конкреции в осадках ст. 666 (90 кг конкреций в 1 м ³ осадка)	0,50	Сл.	18,46 (+4,0 Mg)	0,09	0,45	8,50 (+0,29 C _{орг})	–	–	–	–	–	–	[5]
II. Восстановительный диагенез (завершенный)													
Карбонатные конкреции почвы угля (болотные фации), С ₂ , Донбасс	34,65	0,36	0,68	0,05	0,28	9,30	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.	–	[4]
б) Аргиллиты (морские), таврический флиш, Крым	5,61	0,04	1,47 (+1,23 Mg)	–	0,05	2,32*	40	20	–	100	200	–	[6]
III. Окислительный диагенез (незавершенный)													
Красные глубоководные глины океанов (среднее)	6,20	1,50	3,30	0,06	–	0,02*	200	300	700	400	60	60	[7]
Железо-марганцевые конкреции Тихого океана (среднее)	14,00	24,20	1,90	0,19	0,18	0,15*	9900	3500	5300	540	10	520	[7]
VI. Переходный тип диагенеза (незавершенный)													
Терригенные осадки Северо-западной части Тихого океана, ст. 6171, окисленная зона	5,48	1,63 (до 11,0)	–	0,06	–	–	100	20	100	100	650	10	[3]
То же, восстановленная зона	4,62	0,12	–	0,04	0,65	0,50	100	20	100	100	70	20	[3]
Среднее содержание элементов в глинах и глинистых сланцах	3,32	0,08	2,48	0,06	0,30	1,00	90	20	60	100	100	2	[1]

Примечание. Содержание Fe – C – в %; содержание Ni–Mo в г/г.

*C_{орг}.

щества (2–3%). Диагенез начинается в восстановительных щелочных условиях, проявляющихся не во всей массе осадка. (очаговый процесс). Редукция сульфатов и образование сероводорода и сульфидов железа происходит главным образом в раковинах фораминифер, радиолярий, моллюсков, в панцирях диатомовых водорослей. Когда все органическое вещество израсходовано и (или) происходит перемыв осадков течениями и мутьевыми потоками, осуществляется их аэрация и диагенез заканчивается в окислительной обстановке.

Одновременно с сульфидами железа происходит образование глауконита и фосфатных минералов, а затем хлоритов уже в окислительных условиях.

В условиях переходного типа диагенеза (IV) осуществляется незначительная концентрация железа, марганца и серы, а переходного диагенеза (V) — железа, калия, фосфора, кальция (отчасти алюминия и силиция), а также наблюдается повышение концентрации бора, фтора, бария и стронция (см. таблицу).

Мощность зоны диагенеза, продолжительность диагенетической стадии может быть различной. По данным глубоководного бурения в океанах мощность зоны диагенеза может достигать 500–1000 м, а длительность стадии диагенеза многие десятки миллионов лет. Однако диагенез может быть и скоротечным. Так, для образования пляжевых и рифовых пород достаточно всего 100–1000 лет. Еще более быстро диагенетические изменения завершается в отложениях солеродных бассейнов — десятки, сотни лет. В этих случаях мощность зоны диагенеза незначительная — единицы, десятки метров. Завершение диагенеза в этих случаях обусловлено не большой мощностью осадков или большой продолжительностью, а резкими изменениями геологических и физико-химических условий.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Виноградов А.П.* Введение в геохимию океана. М.: Наука, 1967. 213 с.
2. *Волков И.Н.* Биогеохимия диагенеза осадков океана. М.: Наука, 1976. 208 с.
3. *Волков И.Н.* Окислительно-восстановительные процессы диагенеза осадков. — В кн.: Химия океана. Т 2: Геохимия донных осадков. М.: Наука, 1979, с. 363–413.
4. *Зарицкий П.В.* Минералогия и геохимия диагенеза угленосных отложений. Харьков, 1970. 223 с.
5. *Леш А.Ю., Логвиненко Н.В., Волков И.И.* и др. Минеральный и изотопный состав диагенетических карбонатных минералов конкреций из восстановленных осадков Калифорнийского залива. — Докл. АН СССР, 1975, т. 224, № 2, с. 426–429.
6. *Логвиненко Н.В., Космачев В.Г.* Особенности геохимии диагенеза терригенного флиша. — В кн.: Геохимия осадочных пород и руд. М.: Наука, 1968, с. 284–294.
7. *Меро Дж.* Минеральные богатства океана /Пер. И.М. Варенцова; Под ред. К.К. Зеленова. М.: Прогресс, 1969. 440 с.

В.Н. Холодов, Ю.О. Газрилов, Р.И. Недумов

КОЛИЧЕСТВЕННЫЕ ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ ДИАГЕНЕТИЧЕСКИХ ПРЕОБРАЗОВАНИЙ В ОСАДОЧНЫХ ПОРОДАХ

(на примере сапропланктонитовых глин Восточного Предкавказья)

Группа осадочных пород, именуемая "черными сланцами", выделяется условно. В нашем сообщении мы будем говорить о них как о глинисто-органогенных, реже кремнисто-органогенных тонкослоистых породах, которые образовались в морской обстановке и органическая составляющая которых представлена преимущественно веществом планктогенного происхождения. В соответствии с предложениями Н.Б. Вассоевича [9] и С.Г. Неручева [20], его следует относить к группе сапропланктонитов.

Черные сланцы распространены в очень широком стратиграфическом диапазоне, от докембрия и вплоть до современных осадков морей и океанов, причем в древних толщах именно с ними связаны высокие концентрации многих редких металлов. Так, например, в металлоносных черных сланцах кембрия Казахстана содержание ванадия достигает 1,5%, количество Ni, Cr и Mo в 20 с лишним раз превышает кларк, а степень концентрации Pb, Ag и Re достигает величины 800 [32].

Исследователи, изучавшие условия образования этих своеобразных месторождений [1, 2, 24 и др.], обычно процесс концентрации редких металлов связывают, главным образом, с жизнедеятельностью и гибелью планктона, который, включаясь в пищевые цепи, а затем отмирая и падая на дно, образовывал своеобразный биофильтр, поглощал химические элементы из вод и вносил в осадки древних палеоморей огромные массы редких металлов. Естественно, что при такой трактовке рудогенеза главными факторами, определяющими состав и степень концентрации металлов, являлись геохимическая специализация самого планктона и геохимическая обстановка, господствовавшая в морском палеоводоеме.

Настоящее исследование было поставлено для того, чтобы на современной или близкой к ней геохимической модели проверить и детализировать эти представления. Объектами наших исследований явились современные и древнечерноморские сапропланктонитовые илы Черного моря, а также среднемиоценовые планктогенные черные глины Восточного Предкавказья.

Современные или почти современные сапропели Черного моря изучались многими исследователями и с самых различных позиций. Их литология была блестяще описана в работах [3, 8, 16, 30]; было установлено, что эти осадки сложены чередованием тончайших прослоев черного сапропелевого и серого глинистого материала, количество которых колеблется от 15–20 до 40–50 на 1 см мощности. В осадках заметно преобладает сапропелевый ил, представляющий собой черную, вязкую желеобразную массу; содержание органического вещества местами достигает 40%. В значительных количествах присутствуют сульфиды и, в первую очередь, пирит и гидротроилит. Обращает на себя внимание, что в сапропланктонитовых илах обычно отсутствуют карбонатные конкреции, но присутствует по-

рошкообразный карбонат, сложенный, как это показали Д. Бактри, С.А. Клинг, Ф.Т. Мангейм и М.К. Хорн [5], раковинами кокколитофорид.

Хотя элементарный состав древнечерноморских сапропелей исследован Н.М. Страховым [26, 27], а позже очень детально И.И. Волковым с сорудниками [13, 14], для получения аналитически сравнимых результатов нами были дополнительно изучены 20 проб черных илов, отобранных по всей площади водоема; эти образцы были нам любезно предоставлены И.И. Волковым, за что мы и приносим ему глубокую благодарность.

В пробах сапропелей химическим путем изучалось содержание $C_{орг}$, $CaCO_3$, Fe, Mn, Ti, Zr, P; с помощью количественного спектрального анализа исследовалось поведение V, Cr, Cu, Ni, Pb, Ga, Mo.

Фациально близкие к древнечерноморским сапропелям сланцеватые черные глины чокракского и караганского ярусов были опробованы нами в естественных обнажениях вдоль рек Ярык-су, Элистанжи и Фортанга в пределах Восточного Предкавказья.

В этих тонкослоистых черных глинисто-органогенных породах обычно монотонно чередуются миллиметровые прослойки, резко обогащенные органическим сапропланктонитовым материалом с равновеликими слоями гидрослюдисто-монтмориллонитовых глин; максимальное содержание органики достигает 10–15%. В породах рассеяно огромное количество мелких ступков пирита, который реже образует причудливые конкреции до 5–6 см в диаметре. Встречаются многочисленные раковинки птеропод рода *Spiralis*. Наряду с этим в глинах распространены крупные карбонатные конкреции, образующие правильные прослои; размеры их достигают десятков сантиметров в длину.

В исследованных толщах глин было отобрано 108 проб пород, изученных аналогично древнечерноморским илам.

Сравнение литологии древнечерноморских и чокракско-караганских отложений позволяет считать, что они находятся на разных стадиях осадочного породообразования. Если в первых еще протекают процессы сульфатредукции и формирование диагенетических сульфидов, но не началось еще карбонатное конкрециеобразование, то в миоценовых толщах целиком закончились процессы диагенеза, сформировались карбонатные стяжения, и они уже вступили в начальный катагенез. Следует, однако, подчеркнуть, что наиболее интенсивные процессы катагенеза (процессы гидрослюдизации) среднемиоценовые отложения исследованных районов практически не затронули [33].

Несколько подробнее рассмотрим последовательность процессов, которые привели к формированию химического состава исследуемых органогенных пород. Для этого прежде всего нужно решить один вопрос: какое количество элементов может внести органическое вещество планктона в морской осадок?

Основным материалом для решения поставленной задачи явились результаты изучения химического состава планктона Черного моря, проведенного Институтом биологии южных морей в 70–80 гг.; они опубликованы в работах З.А. Виноградовой, В.П. Ковальского, В.Я. Олейник, Г.М. Когана, Н.П. Морозова [10–12, 19, 21]. Всего было исследовано свыше 1200 проб планктона, в которых после озоления определялись 11 наиболее распространенных малых элементов. По этим данным и была рассчитана

Таблица 1

Средние содержания элементов в сапропланктонитах разного биологического состава в Черном море

Элементы	Гипотетические сапропланктониты, сложенные			Реальные сапропланктониты в осадках
	фитопланктоном	зоопланктоном	гипонейстоном	
А				
Fe, %	0,12	0,03	0,04	3,18
V · 10 ⁻³	0,18	0,05	—	14,30
Cr · 10 ⁻³	0,31	0,03	0,30	3,90
Ti · 10 ⁻²	1,19	0,12	0,07	23,00
Zr · 10 ⁻³	—	—	0,006	10,70
Mo · 10 ⁻⁴	—	—	0,45	42,00
Cu · 10 ⁻²	0,43	0,12	0,10	0,85
Ni · 10 ⁻³	0,85	0,20	0,45	6,10
Pb · 10 ⁻³	0,59	0,20	0,10	2,30
Mn · 10 ⁻²	0,96	0,13	0,07	5,00
Ga · 10 ⁻⁴	0,56	0,004	—	8,00
P, %	0,43	0,12	0,07	0,12
Б				
Fe	3,77	0,94	1,25	100
V	1,26	0,34	—	100
Cr	7,95	0,77	7,69	100
Ti	5,17	0,52	0,30	100
Zr	—	—	0,06	100
Ga	7,00	0,05	—	100
Mo	—	—	1,07	100
Cu	50,59	14,12	11,76	100
Ni	13,93	3,28	7,38	100
Pb	25,65	8,70	4,34	100
Mn	19,20	2,60	1,40	100
P	358,33	100	58,33	100

Примечание. Содержание элементов: А — в %, Б — в отн. колич.

табл. 1, в которой сопоставлены содержания изученных химических элементов в тех гипотетических илах, которые по количеству ОВ были бы полностью адекватны черноморским, а по процентному содержанию отвечали бы реальному фитопланктону, зоопланктону и гипонейстону; в последней графе приведены те средние реальные содержания химических элементов, которые были установлены нами в пробах древнечерноморских сапропланктонитов.

Очевидно, что даже если вся масса элементов, обнаруженная в планктонных организмах, полностью осаждалась бы на дно (а это не всегда так), то она составляла весьма незначительный пай от того, что на самом деле содержится в органогенных илах. Еще ярче виден этот вывод в нижней части таблицы, где состав древнечерноморских сапропелей приравнен к 100%,

Т а б л и ц а 2

Относительное количество химических элементов, связанное с ОВ в сапропланктонных илах Черного моря (в % валового содержания элемента, по И.И. Волкову и Л.С. Фоминой, 1971)

Элемент	Битумы	Гуминовые кислоты	Фульвокислоты	Сумма
Co	$\frac{0 - 1,33}{0,45}$	Не обн.	$\frac{0 - 3,68}{1,34}$	1,79
Ni	$\frac{0 - 3,31}{1,90}$	”	$\frac{0 - 8,54}{4,82}$	6,72
Cu	$\frac{1,87 - 6,93}{4,95}$	$\frac{0,65 - 1,53}{0,97}$	$\frac{6,93 - 15,95}{9,92}$	15,84
V	$\frac{0 - 7,71}{2,25}$	Не обн.	$\frac{0 - 59,15}{19,25}$	21,50

П р и м е ч а н и е. В числителе – вариации содержаний, в знаменателе – среднее содержание.

а доля максимально вносимых разными видами планктона элементов вычислена по отношению к нему; оказывается, все изученные нами элементы распадаются на две группы, причем хуже остальных усваиваются планктонными организмами гидролизаты (Fe, V, Cr, Ti, Zr, Ga), тогда как максимальное биогенное осаждение более типично для группы сульфидов (Cu, Ni, Pb), а также для Mn и P.

Любопытно, что наши расчеты хорошо согласуются с выводами Н.М. Страхова [29], который в свое время показал, что по поведению в водах рек и в самом черноморском бассейне все химические элементы образуют 2 группы. Одна из них, представленная V, Cr, Ti, Zr, Ga, мигрирует в форме грубой взвеси и обычно накапливается в прибрежных частях на периферии водоема. Другая, представленная Ni, Co, Cu, Mn и другими, перемещается отчасти в виде раствора и обогащает наиболее удаленные от берега участки халистаз.

Можно заключить, поэтому, что прижизненное накопление элементов в планктонных организмах в целом довольно незначительно и отражает преобладающие формы миграции элементов в реках.

Менее ясен вопрос о посмертном извлечении организмами металлов из морской воды. Опыты, поставленные К. Краускопфом [18], показали, что мертвый планктон не является особенно сильным сорбентом; в повышенных количествах извлекается им из морской воды только Cu, Zn, Hg, тогда как V, Mo, Ni, Co и Cr адсорбируются слабо. Экстракция битумоидов, гуминовых и фульвокислот, выполненная И.И. Волковым и Л.С. Фоминой [14] из черноморских сапропелей спирто-бензолом и щелочью, позволило установить, что четыре изученных элемента довольно слабо концентрируются планктонной органикой. Как видно из табл. 2, только медь и ванадий оказываются более тесно связанными с органическим веществом. Вообще же незначительное количество элементов, обнаруженное этими исследователями в экстрактах, также свидетельствует о небольшой доле посмертно

сорбированных планктоном элементов. Эти данные позднее были подтверждены А. Ниссенбаумом [35].

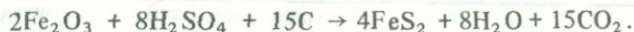
Итак, оценив имеющиеся в нашем распоряжении материалы, можно прийти к одному, на наш взгляд, очень важному выводу: в процессе формирования планктогенных илов организмами вносится в осадок сравнительно небольшая доля элементов. Основной состав осадка формируется, как это утверждал Н.М. Страхов [29], за счет механического привноса и поэтому теснейшим образом связан с составом питающих провинций.

Если все это так, то возникает следующий вопрос: почему, несмотря на небольшой привнос металлов биогенным путем, в прослоях илов, резко обогащенных органическим веществом, всегда наблюдается довольно значительное обогащение элементами и в первую очередь элементами группы V, Co, Ni, Mo и др.

Ответ на него лежит в существовании диагенетических преобразований морских сапропелей. Прежде всего благодаря разложению ОВ под действием микробиологических процессов и воздействию CO_2 , растворенного ОВ и других компонентов на твердую фазу осадка, в иловых водах довольно заметно увеличивается содержание ряда растворенных микроэлементов, в том числе V, Mo, Cr, Zp и других [4, 23]. При этом органическое вещество сапропелей испытывает ряд преобразований, теряет липиды и обогащается нерастворимыми в органических растворителях компонентами. Это стимулирует процесс извлечения ряда микроэлементов органикой из иловых вод и диагенетическую их концентрацию.

Сказанное хорошо иллюстрируется табл. 3. В ней приводятся результаты подсчетов коэффициентов корреляции, оценивающих связь $C_{\text{орг}}$ и изученных нами микроэлементов в современных глинистых осадках Черного моря, в миоценовых глинах и аргиллитах хадума. Все эти объекты представляют собой разные стадии развития вторичных преобразований осадков. Очевидно, что по мере развития процессов диагенеза увеличивается количество элементов, образующих значимые корреляционные связи с органикой и усиливаются сами связи между ними. Нам кажется, что подобные зависимости иллюстрируют усиление извлечения микрокомпонентов ОВ из иловых вод по мере развития диагенеза.

Другим очень важным процессом диагенеза, как известно, является сульфатредукция, осуществляющаяся, по Н.М. Страхову Э.С. Залманзон [28] и В.А. Успенскому [31], по схеме:



Рядом исследователей, использовавших эту формулу для подсчета редуccionного баланса в диагенезе, было показано, что уже на первых этапах этого процесса на формирование сульфидов расходуется около 40% исходного органического вещества.

Следует подчеркнуть, что формирование сульфидов в древнечерноморских отложениях, как это показали работы Г.Ю. Бутузовой [7] и И.И. Волкова, Л.С. Фоминой [15], само по себе сопровождается относительной концентрацией Ni, Co, Mo, Cu и других халькофильных элементов. Но кроме того расход органического вещества на сульфатредукцию должен вызывать относительное обогащение системы всеми другими присутствующими в ней компонентами, причем величина такого обогащения

Таблица 3
Корреляционные связи $C_{орг}$ и малых элементов в глинистых отложениях разного возраста

Возраст отложений	Mo	Pb	Zr	Ga	Mn	Fe	Ti
Современные осадки Черного моря	0,650	0,634	0,143	0,086	-0,069	-0,199	-0,225
Среднемиоценовые отложения Востока Предкавказья (р. Элистанжи)	0,424	0,421	0,222	0,016	-0,041	0,373	-0,048
Эоцен-олигоценые отложения Восточного Предкавказья (р. Сулак)	0,586	0,277	-0,150	0,470	0,036	-0,243	-0,321

Примечание. n — число изученных образцов; r_{zn} — минимальное значение коэффициента корреляции (для данного объема выборки), которое доверительной вероятностью 95% показывает наличие значимой корреляционной связи.

V	Ge	Co	Cu	Ni	Cr	P	n	r_{zn}
-0,251	-0,380	-0,522	-0,569	0,582	0,643	0,662	14	0,532
0,113	0,293	0,293	0,412	0,072	0,295	0,316	62	0,250
0,657	0,306	-0,181	0,666	0,053	-0,077	0,014	58	0,259

Таблица 4
Геохимическая реконструкция формирования среднего химического состава сапропланктонитов в среднем миоцене Восточного Предкавказья

Стадии литогенеза	Состав на разных стадиях осадкообразования	Содержание элемента, %				
		$C_{орг}$	ОВ	$CaCO_3$	Fe	V
		%	%	%	%	10^{-3}
Катагенез, метаморфизм, выветривание	1	—	—	—	5,37	18,12
Диагенез	2	2,81	5,62	5,02	4,80	16,20
	3	2,79	5,58	5,59	4,77	16,10
	4	4,13	8,26	5,43	4,63	15,64
Седиментация	5	—	—	—	?	3,36
	6	4,13	8,26	?	0,17	0,20
	7	4,13	8,26	знач.доля	0,04	0,05

Примечание. 1 — состав сапропланктонитов в пересчете на бескарбонатное и лишенное органики вещество; 2 — реальный состав сапропланктонитов в миоценовых отложениях (среднее из 108 проб); 3 — гипотетический состав сапропланктонитов до стадии формирования карбонатных конкреций; 4 — гипотетический состав сапропланктонитов до начала сульфатредукции; 5 — предполагаемые содержания,

Содержание элемента, %

Cr	Ti	Zr	Ga	Mo	Cu	Ni	Pb	Mn	P
10^{-3}	10^{-2}	10^{-3}	10^{-4}	10^{-4}	10^{-2}	10^{-2}	10^{-2}	10^{-2}	%
12,0	50,36	27,31	29,10	2,01	0,29	5,48	2,46	10,07	0,06
10,80	45,0	24,40	26,0	1,80	0,26	4,90	2,20	9,00	0,05
10,74	44,73	24,25	25,84	1,79	0,26	4,87	2,19	8,25	0,05
10,44	43,46	23,56	25,11	1,74	0,25	4,73	2,13	8,70	0,05
Не изучено, но по аналогии можно предполагать, что это единицы соответствующей размерности				?	0,04	0,32	?	?	?
0,83	2,25	?	1,76	?	0,13	0,66	0,55	1,67	?
0,08	0,23	?	0,01	—	0,04	0,16	0,19	0,23	0,05

внесенные в осадок в результате сорбции на остатках погибшего планктона; 6 — предполагаемые содержания, внесенные в осадок в результате жизнедеятельности фитопланктона; 7 — предполагаемые содержания, внесенные в результате жизнедеятельности зоопланктона при отсутствии фитопланктона.

будет пропорциональна расходу органики и, следовательно, вновь образованных сульфидов.

На более поздних этапах диагенеза, когда сульфидообразование сменяется формированием карбонатных конкреций и из прослоев, первично обогащенных органикой, начинает выноситься рассеянный карбонат, относительное обогащение илов элементами-примесями продолжается, но его величина уже будет соответствовать массе сформированных конкреций.

Сказанное позволяет надеяться, что зная абсолютную массу рассеянных и сконцентрированных в конкреции сульфидов, а также абсолютную массу карбонатов в конкрециях и используя формулу Страхова-Успенского, можно рассчитать относительное обогащение элементами планктогенных илов в ходе развертывания процессов диагенеза.

Такая попытка геохимической реконструкции отражена в табл. 4. За основу здесь принят средний состав черных среднемиоценовых глин чокрака и карагана [34]. Далее, учтя массу карбонатных конкреций и расчетом вернув ее в осадок, мы смогли показать влияние формирования отложений на среднее содержание химических элементов в илах. Затем, рассчитав расход органического вещества, пошедшего на сульфатредукцию, мы приблизились к среднему химическому составу миоценовых осадков, только вступивших в стадию диагенеза. Наконец, используя данные, приведенные в табл. 1, мы смогли в цифрах показать роль планктона в осаждении различных элементов на дно палеоводоема.

Здесь уместно подчеркнуть всю условность предлагаемых расчетов: в цифрах таблицы оказались пока неучтенными те процессы перераспределения вещества, которые, по-видимому, имели место в связи с диагенетическим сульфидообразованием в сапропланктонитовых илах миоцена.

В целом, сравнивая значения цифр табл. 4 снизу вверх, можно видеть, во-первых, что роль органического вещества в осаждении металлов на дно палеоводоема была, по-видимому, очень невелика, а, во-вторых, заметить, что по мере осуществления диагенетических преобразований среднее содержание металлов в осадке непрерывно возрастает.

Необходимо подчеркнуть, что в таблице приводятся средние цифры для 108 проб глин; реальные процессы потери органического вещества и карбонатов довольно пестры, избирательно приурочены к пластам с органикой и способны дать гораздо более контрастные и ощутимые результаты.

Сказанное позволяет прийти к выводу, что роль органического вещества на ранних стадиях формирования "черных сланцев" заключается не только в том, что оно является главной движущей силой процессов диагенетического минералообразования переработки и перераспределения вещества; дело еще заключается и в том, что совместно с механически осажденными компонентами оно формирует самообогащающуюся геохимическую систему, в которой потери части реакционноспособной органики и карбонатов компенсируются соответственным увеличением минеральных примесей.

В заключение необходимо подчеркнуть, что отмеченные процессы далеко не исчерпывают всей сложности редкометального рудогенеза, происходящего в черных сланцах. Как это было показано в работах Л.И. Потаповой и Ю.Н. Гурского [22], О.К. Бордовского [6] и особенно Т.В. Дроздовой,

В.А. Чиненова [17], дегидратация, битуминизация и другие изменения в составе органического вещества, протекающие в диагенезе и особенно усиливающиеся на стадии катагенеза и во время "главной стадии нефтеобразования", создают необычайно благоприятные условия для извлечения дополнительных порций металлов из пластовых вод. Формирование никелевых и ванадиевых порфиринов на глубинах до 3500 м показывает, что сапропелитовое вещество еще долго живет сложной геохимической жизнью и, возможно, правы Н.А. Созинов и Св.А. Сидоренко [25], указавшие на большую роль вторичных преобразований в формировании некоторых рудных скоплений в черных сланцах.

Однако наш опыт применения принципа актуализма к проблеме редкометального рудогенеза заставляет считать, что химический состав черных сланцев, по крайней мере на ранних стадиях их формирования, в значительной мере зависит от особенностей терригенной поставки вещества с континентов. Этот фактор, по-видимому, здесь является определяющим.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Альтгаузен М.Н.* Причины возникновения эпохи накопления редких металлов и фосфора в морских осадках нижнего палеозоя. М.: Госгеолтехиздат, 1956. 16 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. *Архангельский А.Д., Страхов Н.М.* Геологическое строение и история развития Черного моря. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1938. 226 с.
4. *Бабинец А.Е., Митропольский А.Ю.* Распределение элементов в твердой фазе и поровых растворах донных осадков Черного моря. — В кн.: Проблемы поровых растворов. Минск: Наука и техника, 1973, с. 97—126.
5. *Бактри Д., Клинг С.А., Мангейм Ф.Т., Хорн М.К.* Геологическое значение кокколито- в тонкозернистых карбонатных слоях постгляциальных осадков Черного моря. — Литология и полез. ископаемые, 1970, № 6, с. 3—7.
6. *Бордзовский О.К.* Органическое вещество морских и океанических осадков в стадию раннего диагенеза. М.: Наука, 1974. 104 с.
7. *Бутузова Г.Ю.* К минералогии и геохимии сульфидов железа в осадках Черного моря. — Литология и полез. ископаемые, 1969, № 4, с. 3—16.
8. *Бутузова Г.Ю.* К минералогии осадков Черного моря. — Литология и полез. ископаемые, 1971, № 4, с. 46—54.
9. *Вассоевич Н.Б.* Исходное вещество для нефти и газа. — В кн.: Происхождение нефти и газа и формирование их месторождений. М.: Недра, 1972, с. 39—70.
10. *Виноградова З.А., Ковальский В.П.* К изучению химического элементарного состава черноморского планктона. — Докл. АН СССР, 1962, т. 147, № 6, с. 1458—1460.
11. *Виноградова З.А., Петкевич Т.А.* Химический элементарный состав планктона Черного, Азовского и Каспийского морей. — В кн.: Биохимия морских организмов. Киев.: Наукова думка, 1967, с. 27—45.
12. *Виноградова З.А., Козан Г.М.* Микроэлементы в планктоне и воде различных районов Черного моря. — В кн.: Биология моря. Киев.: Наукова думка, 1971, вып. 22, с. 3—32.
13. *Волков И.И.* Основные закономерности распределения химических элементов в толще глубоководных осадков Черного моря. — Литология и полез. ископаемые, 1973, № 2, с. 3—22.
14. *Волков И.И., Фомина Л.С.* Рассеянные элементы в сапропелевых илах Черного моря и их взаимосвязь с органическим веществом. — Литология и полез. ископаемые, 1971, № 6, с. 3—15.
15. *Волков И.И., Фомина Л.С.* Роль сульфидов железа при накоплении микроэлементов в осадках Черного моря. — Литология и полез. ископаемые, 1972, № 2, с. 18—24.
16. *Дегенс Э.Т.* Геохимия осадочных образований. М.: Мир, 1967, 299 с.

17. Дроздова Т.В., Чиненов В.А. Порфириновые структуры в современных и древних отложениях. – В кн.: Органическое вещество современных и ископаемых осадков и методы его изучения, М.: Наука, 1974, с. 111–121.
18. Краускопф К. Факторы, контролирующей концентрацию тринадцати редких металлов в морской воде. – В кн.: Геохимия литогенеза, М.: Изд-во иностр. лит., 1963, с. 294–338.
19. Морозов Н.П., Патин С.А., Николенко Е.М. Микроэлементы в воде, взвешях и гидробионтах Черного моря. – Геохимия, 1976, № 9, с. 1391–1399.
20. Неручев С.Г. Вопросы классификации рассеянного сапропелевого органического вещества пород – В кн.: Генерация углеводородов в процессе литогенеза осадков, Новосибирск: Наука, 1976, с. 23–47.
21. Олейник В.Я. Микроэлементы в приповерхностном планктоне Черного моря. – В кн.: Биология моря, Киев: Наукова думка, 1971, вып. 22, с. 33–44.
22. Потапова Л.И., Гурский Ю.Н. Процесс преобразования органического вещества Черного моря по данным люминесцентно-микроскопического изучения осадков. – Геохимия, 1972, № 8, с. 997–1005.
23. Пушкина З.В., Степанец М.И., Черкасова Е.В. Железо, марганец, медь, никель и ванадий в иловых водах осадков северо-восточной части Тихого океана. – Литология и полез. ископаемые, 1977, № 3, с. 3–16.
24. Салов Н.П. Арканзасский камень в Казахстане. – Народн. хоз-во Казахстана, 1939, № 5, с. 15–21.
25. Созинов Н.А., Сидоренко Св.А. О металлоносности формаций углеродистых сланцев докембрия. – В кн.: Проблемы металлогении докембрия. Л., 1978, с. 215–222.
26. Страхов Н.М. К познанию закономерностей и механизма морской седиментации. I. Черное море. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1947, № 2, с. 49–90.
27. Страхов Н.М. Основы теории литогенеза. Т. II. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 570 с.
28. Страхов Н.М., Залманзон Э.С. Распределение аутигенно-минералогических форм железа и его значение для литологии. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1955, № 1, с. 34–51.
29. Страхов Н.М., Белова И.В., Глаголева М.А., Лубченко И.Ю. Распределение и формы нахождения элементов в поверхностном слое современных черноморских отложений. – Литология и полез. ископаемые, 1971, № 2, с. 3–30.
30. Тримонис Э.С. Основные черты современного осадкообразования в глубоководной части Черного моря. – В кн.: Гидрогеологические и геологические исследования Средиземного и Черного морей. М.: Наука, 1975, с. 182–195.
31. Устенский В.А. Введение в геохимию нефти. Л.: Недра, 1970, 309 с.
32. Холодов В.Н. Осадочный рудогенез и металлогения ванадия. М.: Наука, 1873. 279 с.
33. Холодов В.Н., Гаврилов Ю.О., Градусов Б.П., Чижикова Н.П. Глинистые минералы в чокракско-жараганских отложениях Восточного Предкавказья. – Литология и полез. ископаемые, ст. 1 – № 5, 1976, с. 49–66, ст. 11 – № 2, 1977, с. 63–80.
34. Холодов В.Н., Недумов Р.И. К проблеме геохимии среднемиоценовых отложений Восточного Предкавказья. – Литология и полез. ископаемые, 1979, № 3, с. 59–84.
35. Nissenbaum A., Swaine D.J. Organic matter-metal interactions in Recent sediments: the role of humic substaces. – Geochim. et cosmochim. acta, 1976, vol. 40, N 7, p. 809–816.

В.А. Теняков

ГЛАВНЕЙШИЕ ЧЕРТЫ ГЕОХИМИИ БОКСИТОВ, СФОРМИРОВАННЫХ В ПРЕДЕЛАХ ГЛАВНЫХ ГЕОТЕКТОНИЧЕСКИХ СТРУКТУР ЗЕМНОЙ КОРЫ

Разработка автором новой генетической классификации месторождений бокситов мира [4, 8], построенной в основе на классифицировании ведущих процессов формирования вещества бокситов, реализующихся в пределах ведущих геотектонических структур земной коры (платформы, геосинклинали, океанические плиты), позволила впервые на базе обобщенных оригинальных и компилятивных данных представить распространенность 57 химических элементов в бокситах главных генетических классов и в бокситах в целом [9] (табл. 1) и проанализировать эти данные с целью выявления наиболее важных черт геохимического различия между бокситами платформ и геосинклиналей.

Прежде всего обращает на себя внимание факт существенного различия в распространенности в бокситах платформ и геосинклиналей почти всех (за исключением Fe) главных элементов. Для Al и Si эти различия, по существу, показывают, что бокситовое вещество геосинклинальных областей по сравнению с платформенными является намного более "зрелым" (гораздо большая степень "разделенности" Al и Si) и качественным (см. кремневый модуль — Al_2O_3/SiO_2), что генетически безусловно следует связывать с их формированием на таком сверхблагоприятном для бокситообразования субстрате, каким являются карстующиеся карбонатные породы. Явно пониженное по сравнению с платформенными бокситами содержание в бокситах геосинклиналей Ti (1,4 против 2,1) может быть объяснено только потерей этого элемента вместе с главными минералами-носителями (титаномагнетит, рутил, сфен и др.) на путях транспортировки исходных для бокситов пород или самих бокситов к местам их локализации (и, возможно, дозревания, бокситизации) на карбонатных породах.

Естественно, что подобный эффект достигим лишь в случае весьма большой протяженности этих трасс (вероятно, километры — десятки километров). С таким же, если не большим, результатом будет осуществляться обеднение бокситового вещества титаном (точнее, тяжелыми титановыми минералами) при золовом переносе исходного для бокситов субстрата — алюмосиликатной золовой пыли, вулканического пепла.

Чрезвычайно интересную геохимическую особенность выявляет сопоставление распространенности в бокситах двух главных геоструктур земной коры ряда второстепенных элементов

%	Платформы	Геосинклинали
K	0,03	0,70
S	0,01	0,08
P	0,07	0,24
C _{орг}	0,16	0,37

Таблица 1

Распространенность химических элементов в бокситах основных генетических классов и в бокситах в целом [4]

Элементы	Основные генетические классы месторождений бокситов				Бокситы в целом ^{2*}	Коэффициент концентрации (K_x); бокситы в целом
	платформы			геосинклинали		
	элювиальный	осадочный*	бокситы платформ в целом ^{2*}	осадочно-элювиальный (карстовый)		(Виноградов, 1962)
1	2	3	4	5	6	7

Главные элементы, %

Al	25,44	23,32	25,18	28,09	25,54	3,2
Fe	14,00	12,60	13,83	15,40	14,02	3
Si	2,35	3,76	2,53	1,65	2,42	0,1
Ti	2,1	1,7	2,1	1,4	2,0	4,4
Al ₂ O ₃ /SiO ₂	9,6	5,5	9,1	15,1	9,8	

Второстепенные элементы, %

Na	0,04	0,10	0,05	0,15	0,06	0,02
K	0,03	0,04	0,03	0,70	0,11	0,04
Mg	0,24	0,24	0,24	0,36	0,26	0,1
Ca	0,36	0,32	0,36	0,50	0,37	0,1
Mn	0,06	0,04	0,05	0,08	0,06	0,6
S	0,01	0,03	0,01	0,08	0,02	0,5
P	0,07	0,10	0,07	0,24	0,09	1,0
C _{орг}	0,18	0,26	0,16	0,37	0,19	91,3

Элементы-примеси, г/т

Малоподвижные в большинстве обстановок ($K_x = 0-0,01$ и менее^{4*})

Cr	623	424	598	547	592	7,1
Y	28	64	33	156	48	1,6
La	27	20	26	100	35	1,2
Ga	49	50	49	55	50	2,6
Th	46	29	44	41	44	3,4
Sc	26	45	28	56	32	3,2
Yb	7,0	6,5	6,9	19	8,5	25,8
In	0,30	0,46	0,32	0,44	0,34	1,4
Bi	0,5	2,2	0,7	1,4	0,8	200
Zr	647	417	618	518	606	3,6
Hf					8,0	8,0
Nb	154	36	139	51	128	6,4
Ta	4,1	4,7	4,2	3,4	4,1	1,6
					1,0	0,8
Au ^{3*}	0,0030	0,0020	0,0029	0,0036	0,0030	0,7

* Осадочно-элювиальный + осадочный (терригенный).

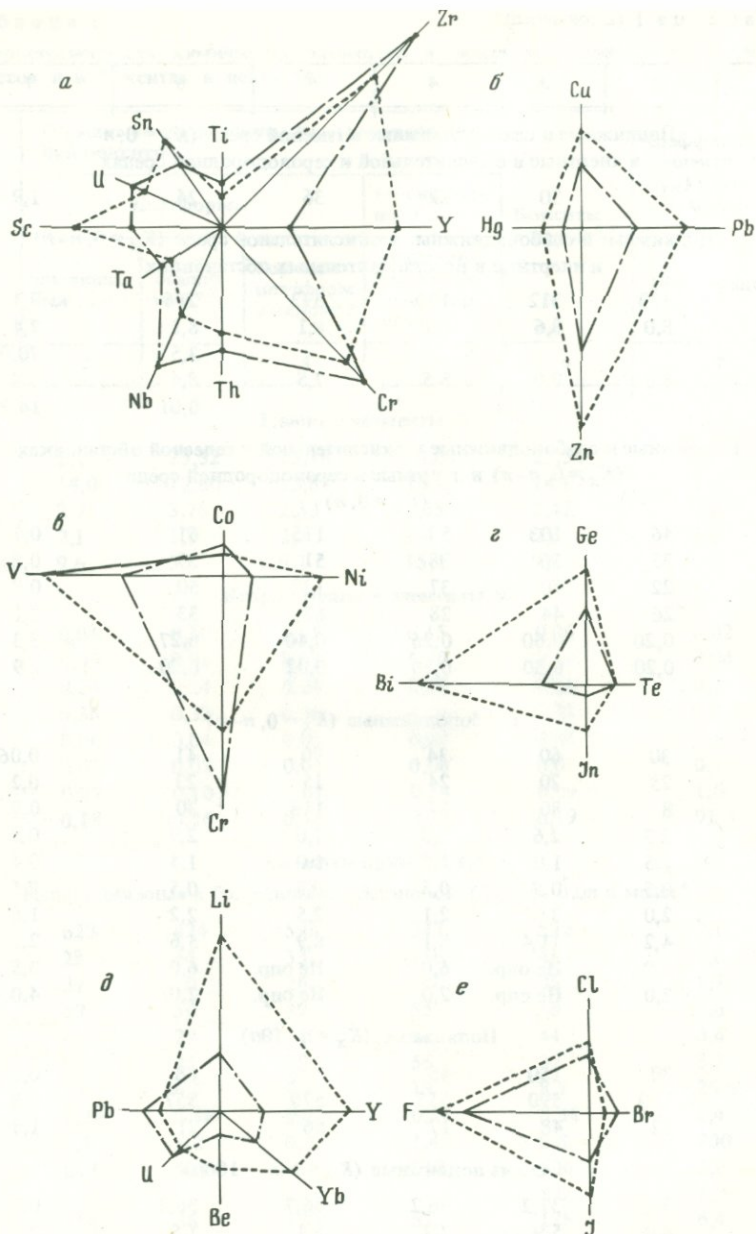
^{2*} Расчет выполнен из следующих принятых нами соотношений распространенности их основных генетических классов; элювиальный платформенный: "осадочный" платформенный - 7:1; бокситы платформ в целом: осадочно-элювиальный (карстовый) геосинклиальный - 7:1.

Таблица 1 (окончание)

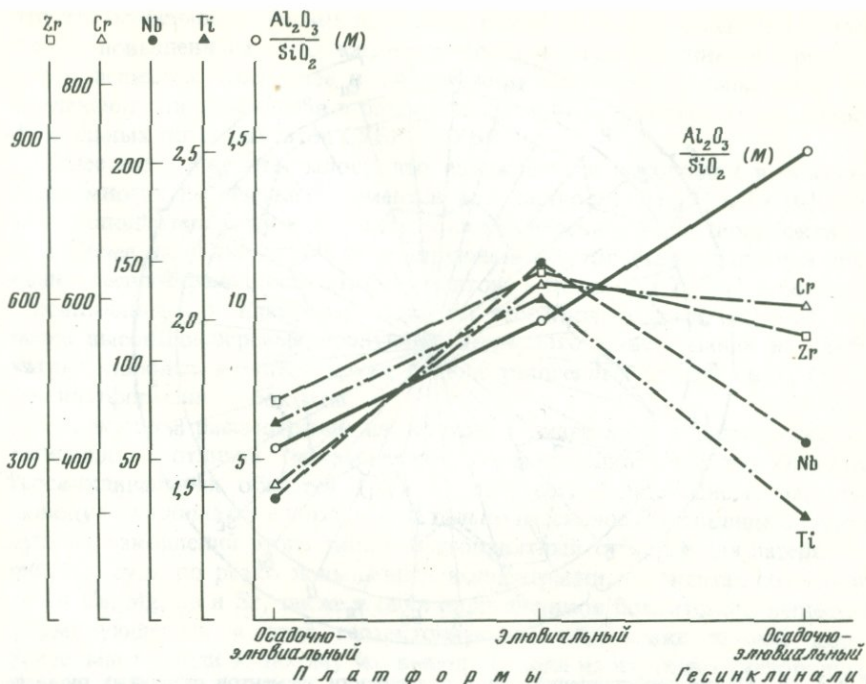
1	2	3	4	5	6	7
Подвижные и слабоподвижные в глеевой среде ($K_x = 0, n-n$) и инертные в окислительной и сероводородной средах						
Co	21	30	22	36	24	1,9
Подвижные и слабоподвижные в окислительной среде ($K_x = 0, n-n$) и инертные в восстановительных обстановках						
V	173	312	190	393	216	2,4
Mo	8,0	8,6	8,1	8,1	8,1	7,4
Se					3,5	70,0
U	8,6	8,0	8,5	7,5	8,4	3,4
Re					0,01	14,2
Подвижные и слабоподвижные в окислительной и глеевой обстановках ($K_x = 0, n-n$) и инертные в сероводородной среде ($K_x = 0, n$)						
Zn	46	103	53	115	61	0,7
Cu	35	56	38	51	39	0,8
Ni	22	70	37	137	50	0,9
Pb	26	44	28	67	33	2,1
Hg	0,20	0,60	0,25	0,40	0,27	3,3
Ag	0,20	0,30	0,20	0,02	0,20	2,9
Слабоподвижные ($K_x = 0, n-n$)						
Ra	30	60	34	90	41	0,06
Rb	25	20	24	15	23	0,2
Li	8	80	17	118	30	0,9
Be	2,3	2,6	2,3	7,0	2,9	0,8
Cs	1,5	1,0	1,4	1,0	1,4	0,4
Tl	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5
Ge	2,0	3,0	2,1	2,5	2,2	1,6
Sn	4,2	11,4	5,1	8,9	5,6	2,2
As	6,0	Не опр.	6,0	Не опр.	6,0	3,5
Sb	2,0	Не опр.	2,0	Не опр.	2,0	4,0
Подвижные ($K_x = n-10n$)						
Sr	30	150	45	230	68	0,2
F	550	590	555	570	557	0,8
B	12	48	17	56	21	1,8
Очень подвижные ($K_x = 10n - 100n$)						
Cl	36,0	37,2	36,2	36,7	36,2	0,2
Br	8,0	5,9	7,7	5,4	7,5	3,6
J ^{3*}	16,5	23,2	17,3	31,3	19,1	47,7
Σ TR					236	

^{3*} Отнесены условно, по А.И. Перельману (1972); Au входит в группу водных мигрантов, не образующих химических соединений и встречающихся в основном в самородном состоянии.

^{4*} Геохимическая классификация элементов по особенностям гипергенной миграции дана по А.И. Перельману (1972).



Р и с. 1. Сопоставление ряда элементов в бокситах платформ и геосинклиналей
a — элементы-гидролитазы и близкие к ним элементы, *б, в, г* — рудные элементы и другие металлы, *д* — литофильные элементы, *е* — галогены; *1* — бокситы платформ в целом, *2* — бокситы геосинклиналей (осаждочно-элювиальный класс)

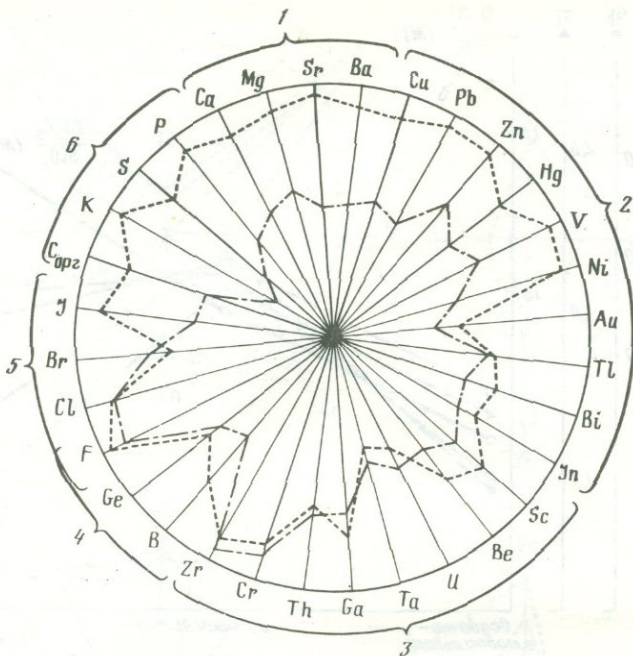


Р и с. 2. Распространенность некоторых элементов-гидролизатов (мкг/г) в бокситах основных генетических классов в зависимости от зрелости вещества бокситов

Здесь нужно обратить внимание на самую ассоциацию этих второстепенных элементов, относительно концентрирующуюся в веществе геосинклинальных бокситов: это все элементы, тесно связанные с живым веществом и активно участвующие в процессах биогенной миграции химических элементов. Иначе говоря, оказывается, что вещество геосинклинальных бокситов как бы в большей степени нежели вещество бокситов платформ пронизано присутствием или воздействием на него живого и (или) органического вещества. В этой же связи обращает на себя внимание и то, что бокситам, по сравнению с обычными типами осадочных пород [1] свойственна обратная картина распространенности органического углерода (в %) на платформах и в геосинклинальных областях

Породы	Платформы	Геосинклинали
Бокситы	0,16	0,37
Осадочные породы, в целом	0,59	0,47

Анализ различий в распространенности в бокситах платформ и геосинклиналей элементов-гидролизатов и близких к ним элементов, "рудных" и близких к ним элементов, типичных литофильных и галогенных элементов (табл. 1, рис. 1) позволяет выявить и некоторые другие геохимические



Р и с. 3. Общее сопоставление распространенности элементов различных геохимических групп в бокситах платформ (штрих-пунктир) и геосинклиналей (пунктир)

1 — элементы карбонатных пород, 2 — рудные, 3 — гидролизаты, 4 — элементы вулканогенно-гидротермальных процессов, 5 — элементы-индикаторы гидрохимической среды, 6 — биофильные элементы

особенности вещества бокситов геосинклинальных областей или условий их образования.

Так, становится очевидным, что вещество бокситов геосинклиналей (осадочно-элювиальный класс) по сравнению с бокситами платформ (в целом) явно обеднено теми элементами-гидролизатами, которые в большинстве горных пород, потенциально материнскими для бокситов, связаны в основном с тяжелыми, плохо поддающимися выветриванию минералами (Zr, Th, Nb, Cr, Ta, частично U). Эти элементы, так же как и Ti, были, вне всяких сомнений, потеряны, отсепарированы с концентрирующими их минералами на путях переноса. Вероятнее всего, потеря этих минералов происходила при переносе исходного для бокситообразования субстрата (золотая пыль, вулканический пепел). Эта важная особенность осадочно-элювиальных бокситов геосинклинальных областей отчетливо выявляется на рис. 2, где показано изменение в распространенности в бокситах платформ и геосинклиналей этих элементов (Cr, Zr, Nb, Ti), которое происходит параллельно изменению Al_2O_3 , SiO_2 , отражающему хорошо известное возрастание к геосинклинальным бокситам содержания Al и резкое падение в них Si.

Выделяется вещество бокситов геосинклинальных областей и повышенным содержанием в нем многих "рудных" и близких к ним элементов (см. рис. 1), таких как Cu, Pb, Zn, Hg, V, Ni, Bi, In, Ge. Представляется,

что эта особенность геосинклинальных бокситов может оказаться связанной с повышенным содержанием в бокситах геосинклиналей органического вещества. Последнее подтверждается некоторыми данными о распределении этих элементов в различных литолого-структурных и литолого-фациальных типах бокситов СУБР и ЮУБР.

Ранее нами уже отмечалось, что нахождение и накопление в бокситах очень многих химических элементов и, в частности, Be [2] и Li [6], объяснено дополнительному их захвату тонкодисперсным веществом бокситов. Еще более наглядно этот контролирующий фактор выявляется при сравнении распространенности этих элементов, а также Y и Yb [7] в бокситах геосинклиналей и платформ. Бокситы геосинклинальных областей, как более высокодисперсные продукты латеритного выветривания на карбонатных породах, концентрируют больше галогенных элементов F, Cl и J, чем платформенные бокситы.

Совокупное рассмотрение на круговой диаграмме в целом всех выявляющихся отличий геохимической специализации вещества бокситов геосинклинальных областей (рис. 3) приводит к еще одному важному выводу: карбонатные породы — не только пассивное вместилище боксито-рудных накоплений этого типа и благоприятный субстрат для латеритизации, но, судя по резко повышенной концентрации в бокситах геосинклиналей Ca, Mg, Ba и Sr, также и один из источников бокситового вещества, формирующегося в этой геотектонической обстановке земной коры. Ранее мы пришли к такому же выводу исходя из изотопно-кислородных данных [5]. Возможно, что этот вещественный "вклад" биогенных, рифовых образований и объясняет проявление в веществе геосинклинальных бокситов вышеупомянутой "биолитогенной" ассоциации $C_{org} - K-S-P$.

ЛИТЕРАТУРА

1. Ронов А.Б., Ярошевский А.А. Новая модель химического строения земной коры. — Геохимия, 1976, № 12, с. 1763—1795.
2. Теняков В.А. О распространенности бериллия в бокситах. — Геохимия, 1974, № 8, с. 1242—1247.
3. Теняков В.А. Распространенность и некоторые черты геохимии Cl, Br, I в бокситах. — Геохимия, 1974, № 12, с. 1887—1891.
4. Теняков В.А. Генетическая классификация месторождений бокситов. — Докл. АН СССР, 1978, т. 243, № 6, с. 1534—1537.
5. Теняков В.А. Изотопно-кислородные "метки" бокситов основных генетических классов и процессы формирования их вещества. — Докл. АН СССР, 1979, т. 247, № 2, с. 476—479.
6. Эдлин М.Г., Теняков В.А. Основные черты геохимии лития в процессах латерито-бокситообразования. — В кн.: Новые данные по геологии бокситов. М.: ВИМС, 1975, вып. III, с. 5—15.
7. Эдлин М.Г., Теняков В.А. К геохимии иттрия в бокситах. — В кн.: Бокситы. М.: ВИМС, 1980, с. 192—199.
8. Tenjakov V.A. New genetic classification of bauxite deposits. — Conf. I.C.S.O.B.A., Abstr. Athens, 1978.
9. Tenjakov V.A. Distribution of chemical elements in bauxite the principal genetic types. — Intern. Seminar laterisation processes, Trivandrum, India, Abstr., Geol. Serv. of India, 1979.

Е.А. Панских

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ РУД ЖЕЛЕЗА

Вопрос о генезисе стратифицированных железных руд до сих пор остается дискуссионным. Прямые геологические наблюдения приводят к неоднозначным выводам, поэтому для обоснованных генетических построений необходимо привлекать разностороннюю геологическую и геохимическую информацию.

Попытки выявления типоморфных особенностей вулканогенно-осадочных железных руд путем сравнения их химического состава с составом руд иных генетических типов предпринимались неоднократно [2, 4, 5, 12, 16, 20, 23]. По осадочным рудам получены достаточно близкие характеристики, но для вулканогенно-осадочных руд зачастую приводятся несопоставимые данные. Столь же противоречивы предлагаемые геохимические критерии различия осадочных и вулканогенно-осадочных руд. Это объясняется объективными причинами. Трудность выработки подобных критериев связана с тем, что распределение элементов в рассматриваемых типах железных руд контролируется единым механизмом осадочной дифференциации, которая нивелирует отличия, связанные с разным источником рудного вещества. Кроме того, ниже будет показано, что сами по себе вулканогенно-осадочные руды весьма неоднородны. Они связаны с различным вулканизмом, формировались в разнообразных палеогеографических обстановках и на разных этапах геологической истории, в ходе которой физико-химические условия литогенеза вообще и рудогенеза, в частности, необратимо изменялись.

С этой позиции нам представляется наиболее корректным проведение сравнительного анализа одновозрастных осадочных и вулканогенно-осадочных руд в одном или нескольких рядом расположенных регионах.

В этом плане своеобразным полигоном для изучения геохимии стратифицированных железных руд может служить Дальний Восток, где близкие по возрасту руды локализуются как в вулканогенных, так и в терригенных комплексах. Примером первых являются вулканогенно-осадочные руды Удского района в Западном Приохотье, вторых — железистые кварциты Малого Хингана на Буреинском массиве и Уссурийского района на Ханкайском массиве.

На севере Хабаровского края в Удском рудном районе железные руды являются составной частью нижнекембрийского эвгеосинклинального комплекса со слабо дифференцированным инициальным базитовым вулканизмом [14, 16, 18]. Рудный горизонт, приуроченный к верхним частям разреза спилит-диабазовой формации, имеет неоднородное строение. Выходы руд на современную поверхность ориентированы в северо-восточном направлении согласно общему простираению нижнепалеозойских пород, образуя три полосы железорудных проявлений и месторождений: Иргаламскую, Гербикано-Тайканскую и Итматино-Ирюнгдинскую. Руды и вмещающие их породы претерпели региональный метаморфизм в усло-

ях зеленосланцевой фации, в контактовых ореолах мезозойских гранитоидов они ороговикованы [10].

В той части рудного горизонта, которая сложена преимущественно эффузивами, железные руды имеют ограниченное распространение. Среди гранитоидов и диабазов присутствуют лишь линзы обогащенных гематитом туфов. По мере выклинивания эффузивов, количество их увеличивается. Максимум рудонакопления соответствует тем участкам рудного горизонта, которые сложены туфами, туффитами, туфосланцами, кремнистыми сланцами и яшмами. В междуречье Ира и Галама, правых притоков р. Уды, почти непрерывная цепочка железорудных проявлений и месторождений прослежена на расстояние свыше 50 км. Мощность железорудного горизонта здесь колеблется от нескольких десятков до 200–300 м. Среди обширного поля кремнистых и вулканогенно-кремнистых пород прослежены еще две полосы выходов железных руд – Гербикано-Тайканская и Итматино-Ирюнгдинская. Строение рудного горизонта в их пределах однотипное, но в Гербикано-Тайканской полосе его выходов несколько больше вулканогенных пород, а Итматино-Ирюнгдинской в составе горизонта присутствуют терригенные породы. Анализ структурной позиции и породных парагенезисов руд позволяет считать, что в палеобассейне седиментации железистый осадок накапливался на некотором удалении от области активного палеовулканизма. Наиболее благоприятные условия для концентрации существовали в туфогенной и хемогенной фациях [17, 18].

В туфогенной фации сформировались руды Ир-Галамской группы месторождений. Руды здесь бедные (табл. 1). Большая часть железа находится в форме магнетита и гематита, меньшая – входит в состав хлоритов ряда пеннин–клинохлор, образовавшихся при перекристаллизации пеплового материала. В незначительном количестве присутствует манганосидерит. Содержание кремнезема, глинозема и титана в рудах высокое. Для ряда элементов установлена тесная корреляционная связь: прямая между железом и титаном ($r = +0,78$), обратная между железом и глиноземом ($r = -0,67$), а также между железом и кремнеземом ($r = -0,41$). Концентрации щелочноземельных элементов низкие. Магний входит в состав хлоритов. Карбонаты кальция отсутствуют. Вероятно, кальций целиком связан в апатите, потому что между ним и фосфором установлена зависимость, близкая к функциональной ($r = +0,96$). Уравнение регрессии имеет вид: $P_2O_5 = 0,068 + 0,69CaO$. Коэффициент при CaO близок формульному отношению P_2O_5/CaO , рассчитанному для апатита [6].

Руды Гербикано-Тайканского и Итматино-Ирюнгдинской групп месторождений формировались в условиях хемогенной фации. Петрогенная основа их существенно кремнистая. По составу они очень сходны между собой (см. табл. 1), но значимо отличаются от руд Ир-Галамской группы месторождений, главным образом, меньшим содержанием титана, фосфора, кремнезема и глинозема и высокой концентрацией железа. Они имеют практически двухкомпонентный состав (кремнезем и окислы железа в сумме составляют более 90%), т.е. представляют собой чистый отдифференцированный осадок. Вследствие этого обратная зависимость между железом и кремнеземом очень тесная ($r = -0,82$), в то время как связь железа

Таблица 1

Химическая характеристика железных руд ряда месторождений Дальнего Востока

Компоненты	Статистические параметры	Вулканогенно-осадочные месторождения		
		3	4	5
1	2	3	4	5
Fe	\bar{x}	33,0	47,6	46,0
	S^2	48,6	95,12	54,03
	n	49,0	35,0	10,0
	λ	2,0	3,2	4,6
SiO ₂	\bar{x}	35,0	20,0	20,3
	S^2	76,14	184,0	51,48
	n	49,0	35,0	10,0
	λ	2,4	4,5	4,5
Al ₂ O ₃	\bar{x}	8,0	3,8	2,5
	S^2	5,93	0,87	1,25
	n	49,0	35,0	10,0
	λ	0,7	0,3	0,7
MgO	\bar{x}	1,5	1,1	1,4
	S^2	0,414	0,466	0,553
	n	49,0	35,0	10,0
	λ	0,18	0,23	0,46
CaO	\bar{x}	0,9	1,0	1,8
	S^2	0,33	0,503	0,661
	n	49,0	35,0	10,0
	λ	0,16	0,23	0,41
P ₂ O ₅	\bar{x}	0,58	0,86	1,18
	S^2	0,0625	0,345	0,543
	n	49,0	35,0	10,0
	λ	0,07	0,19	0,46
TiO ₂	\bar{x}	0,66	0,27	0,19
	S^2	0,053	0,022	0,002
	n	49,0	35,0	10,0
	λ	0,06	0,05	0,03

Примечание. 3–5 – месторождения Удского района: 3 – Ир-Галамская группа, 4 – Гербикиано-Тайканская группа, 5 – Итматино-Ирюнгдинская группа; 6–8 – месторождения Малохинганского района: 6 – Костеньгинское, 7 – Сутарское, 8 –

с алюминием отсутствует, а титана с алюминием слабая ($r = +0,36$). Корреляционная связь кальция с фосфором сохраняется. Уравнения регрессии имеют вид $P_2O_5 = 0,168 + 0,76 CaO$, $P_2O_5 = 0,37 + 0,58 CaO$. Поскольку свободный член уравнения больше нуля, можно предполагать, что часть фосфора избыточна по отношению к кальцию и находится не в апатите, а в иной минеральной форме (по-видимому, в сидерите).

Элементы-примеси руд подразделяются на три группы. В первую входят марганец, фосфор, ванадий, никель, кобальт, германий, медь, свинец, цинк, молибден, концентрация которых в 2–6 раз превышает кларковые [15].

Месторождения железистых кварцитов					
6	7	8	9	10	11
30,5	32,5	34,4	30,6	31,1	33,5
24,72	19,88	6,17	21,64	30,05	41,23
89	75	42	31	42	27
0,5	0,5	0,36	0,84	0,85	1,24
39,5	40,5	41,0	47,3	45,4	39,7
39,29	29,29	9,48	44,99	39,49	56,08
89	75	42	31	42	27
0,6	0,6	0,44	1,20	0,97	1,44
2,2	2,3	1,5	2,2	2,4	2,0
0,71	0,78	1,63	0,87	5,12	1,77
89	75	42	31	42	27
0,1	0,1	0,18	0,17	0,35	0,26
3,4	3,6	3,0	1,2	1,5	1,3
0,93	2,02	0,44	0,626	1,363	1,257
89	75	42	31	42	27
0,10	0,16	0,09	0,14	0,18	0,22
3,2	2,5	2,0	0,8	1,6	1,2
1,44	2,14	0,93	0,099	3,366	2,055
89	75	42	31	42	27
0,13	0,17	0,14	0,06	0,28	0,28
0,46	0,67	0,55			
		0,038	He опр.	He опр.	He опр.
89	75	42			
		0,03			
0,21	0,22	0,20	0,35	0,20	0,22
0,005	0,006	0,001	0,010	0,020	0,008
89	75	42	31	42	27
0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,02

Кимканское; 9–11 – месторождения Уссурийского района; 9 – Таловское, 10 – Смольное, 11 – Липовское.

Ко второй группе относятся титан, хром, барий. Содержания их близки кларковым. В третью группу входят элементы, концентрации которых ниже кларковых. Из вышеизложенного следует, что в вулканогенно-осадочных рудах накапливаются сидерофильные и некоторые халькофильные элементы. Распределение элементов-примесей, так и петрогенных элементов, неравномерное. В рудах, формировавшихся в условиях туфогенной фации, накапливаются титан и хром, геохимически инертные в экзогенных процессах. В рудах хемогенной фации накапливаются подвижные элементы – марганец, ванадий, медь, никель, кобальт, германий. Это

особенно заметно по изменению величин отношений элементов с контрастными геохимическими свойствами. Так, отношение титана к ванадию в рудах первого и второго типа равно соответственно 17,7 и 4,8, а марганца к титану 1,3 и 5. В то же время величины отношений железа к марганцу и фосфору практически не изменяются.

Для обоих типов руд характерны значительные колебания составов, отражающихся в большой величине дисперсий содержаний всех компонентов, что связано с неоднородностью условий осадко- и рудонакопления в областях активного вулканизма. Основные отличия в составах руд туфогенной и хемогенной фаций увязываются нами с различной удаленностью мест их седиментации от области активного вулканизма. Предполагается, что основным источником рудного вещества являлись эндогенные гидротермальные растворы. Руды туфогенной фации, находившиеся на незначительном расстоянии от вулканических центров, интенсивно разубоживались пепловым материалом. С пепловой составляющей связаны повышенные содержания в них титана и хрома. Здесь отлагалась основная масса железа, вследствие резкой смены физико-химических условий существования гидротерм при выходе их в пределах сольфатарных и фумарольных полей. Однако часть железа в виде тонкой взвеси гидроокислов железа перемещалась в более спокойные участки палеобассейна седиментации. Длительная транспортировка способствовала совершенной дифференциации материала и формированию в благоприятных условиях компактных залежей богатых руд. Большая часть элементов-примесей сорбировалась гидроокислами железа, что объясняет повышенную концентрацию геохимически подвижных элементов в рудах хемогенной фации.

Железные руды рифей-нижнекембрийского возраста Малохинганского и Уссурийского районов входят в состав карбонатнотерригенной формации и залегают в так называемой черносланцевой толще среди обогащенных органикой кварц-серицит-карбонатных и кварц-хлорит-карбонатных сланцев в средней части разреза формации 11. Строение рудовмещающего комплекса выдержано на огромной площади. Вулканогенные породы в ее разрезе отсутствуют. Небольшое количество вулканокластики установлено Л.И. Кулиш [9] и Е.В. Егоровым, М.В. Тимофеевой [8] в маломощных прослоях конседиментационных брекчий. Руды представляют собой типичные тонко-, средне- и грубополосчатые железистые кварциты, которые по текстурным особенностям и вещественному составу аналогичны железистым кварцитам других регионов Мира. Они претерпели метаморфизм в условиях зеленосланцевой, мусковит-роговиковой и амфибол-роговиковой фаций [10].

Железистые кварциты в пределах каждого из рассматриваемых районов имеют весьма однородный состав (см. табл. 1). Различия заключаются, в основном, в незначительных колебаниях содержания железа. В более детально изученном Малохинганском районе удалось установить определенную тенденцию изменения состава железистых кварцитов: к северному флангу рудного района увеличивается содержание железа, к южному — марганца и кальция [11]. В железистых кварцитах Уссурийского района содержание железа того же порядка, что и в малохинганских, но несколько выше концентрации кремнезема, и ниже щелочноземельных элементов.

По сравнению с вулканогенно-осадочными рудами, железистые кварциты характеризуются значительно более однородным составом, что отражается в меньшей величине дисперсий по выборкам (см. табл. 1). Содержание в них железа ниже, чем в рудах Удского района. По этому признаку они близки железным рудам Ир-Галамского горизонта, но в железистых кварцитах значительно больше кремнезема и меньше глинозема, причем последний входит в состав гидрослюды, а не хлорита, как в вулканогенно-осадочных рудах. Величины отношений CaO/MgO в рудах обоих районов близки. Сумма щелочноземельных элементов в железистых кварцитах выше. Отношение железа к марганцу в них в 1,5 раза меньше. Изменяются и геохимические связи между элементами. Железо находится в тесной обратной зависимости не только с кремнеземом, но и с глиноземом и щелочноземельными элементами [11] при сравнительно невысокой концентрации последних, что может указывать на разбавление железистого осадка одновременно поступающим кремнистым, пелитовым и карбонатным материалом. В то же время геохимическая связь кальция и фосфора для железистых кварцитов не характерна: основная часть кальция и магния связана в форме карбонатов, что подтверждается значительным содержанием CO_2 (до 2,5–4%). Установлена тесная прямая зависимость между глиноземом, CaO и MgO . Значение соответствующих коэффициентов линейной корреляции больше 0,5 для каждой пары окислов. Спектральным количественным и полуквантитативным анализами в железистых кварцитах обнаружены те же элементы-примеси, что и в вулканогенно-осадочных рудах, но содержание их на порядок ниже. Кларки концентраций всех элементов, за исключением марганца и фосфора, меньше единицы.

Таким образом, геохимические отличия между разновозрастными железными рудами, залегающими в терригенных и вулканогенно-осадочных толщах, совершенно четкие.

Дальнейший анализ геохимии стратифицированных железных руд проводится в плане сопоставления рассмотренных вулканогенно-осадочных и осадочных руд с разновозрастными рудами других регионов.

Для докембрийских железистых кварцитов и фанерозойских железных руд подобное сравнение на огромном фактическом материале проведено Г. Леппом и С. Голдичем [26]. Эти исследователи пришли к выводу, что от древних осадочных руд железа к молодым последовательно снижается содержание кремнезема и возрастают концентрации CaO , CO_2 , Al_2O_3 , TiO_2 , P_2O_5 , величина кремневого модуля, величины отношения CaO/MgO и Fe/Mn (табл. 2). Железистые кварциты Дальнего Востока, являясь переходными по возрасту, характеризуются промежуточным составом, но по содержанию ведущих компонентов они больше соответствуют докембрийским железистым кварцитам. Более высокое содержание железа в Дальневосточных железистых кварцитах объясняется тем, что почти все оно находится в окисных минералах, тогда как в средних составах докембрийских руд учтены и сидеритсодержащие кварциты, что отразилось также на высоком содержании в них CO_2 .

По вулканогенно-осадочным железным рудам геохимической информации меньше, а обобщающие работы отсутствуют. В таблице 2 приведены средние химические составы руд некоторых разновозрастных месторождений этого генетического типа. В качестве эталона архейских вулканогенно-

Таблица 2

Химическая характеристика разновозрастных вулканогенно-осадочных и осадочных железных руд (в %)

Компоненты и их отношения	1	2	3	4	5	6
Fe	33,4	34,3	35,3	35,2	36,0	33,0
SiO ₂	44,1	44,5	47,1	39,6	41,4	35,0
TiO ₂	Не опр.	0,37	0,00	0,07	0,07	0,66
Al ₂ O ₃	3,85	1,98	0,35	0,69	0,84	8,00
CaO	1,31	1,75	0,99	2,54	0,96	0,90
MgO	2,80	3,60	1,24	2,35	1,43	1,50
CO ₂	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,22
MnO	0,09	0,17	0,01	0,51	0,00	0,67
P ₂ O ₅	Не опр.	0,11	0,15	0,55	0,18	0,58
Fe/Mn	477	264	3530	90	—	63
Al ₂ O ₃ /SiO ₂	0,087	0,044	0,007	0,017	0,020	0,228
Al ₂ O ₃ /Fe	0,115	0,058	0,010	0,020	0,023	0,242
CaO/MgO	0,47	0,49	0,80	1,08	0,67	0,60

Примечание. 1–10 – средние химические составы вулканогенно-осадочных железных руд: 1 – месторождение Атлантик-Сити [27], 2 – пироксен-магнетитовые кварциты Китайской группы месторождений [7], 3 – железисто-кремнистые породы Южной Родезии [1], 4 – грюнерит-магнетитовые кварциты спилит-диабазовой формации, Карелия [19], 5 – силикатно-магнетитовые кварциты сланцево-лептитовой формации, Карелия [19], 6 – месторождения Удского района, туфогенная

осадочных железных руд выбраны месторождения Южной Родезии, Китайской группы в Прибайкалье и Атлантик-Сити в Северной Америке. Протерозойские образования представлены железными рудами Карелии, кембрийские – месторождениями Западного Приохотья и Казахстана, девонские – Холзунским месторождением.

Сопоставление разновозрастных кембрийских вулканогенно-осадочных руд Удского района и Казахстана показывает значительное сходство их составов, за исключением повышенного содержания марганца и кальция в рудах месторождения Кудымкуль. Среди казахстанских месторождений также можно выделить два типа руд, один из которых характеризуется высокой концентрацией железа и практически двухкомпонентным (железо-кремниевым) составом, для второго свойственны пониженные содержания железа и высокие – глинозема и кремнезема. По-видимому, как и в Удском районе, они формировались в условиях хемогенной и туфогенной фаций, хотя исследователи, изучавшие эти месторождения, не отмечают этого.

Докембрийские вулканогенно-осадочные руды отличаются от кембрийских большей концентрацией кремнезема и меньшим содержанием железа, глинозема, титана, фосфора при близкой концентрации кальция и магния. Для них характерны более низкие значения кремневого модуля и величин отношений Al₂O₃/Fe и CaO/MgO. Следовательно, основные тенденции изменения состава вулканогенно-осадочных и осадочных руд во времени

	7	8	9	10	11	12	13	14
	47,2	33,4	51,7	40,4	30,2	27,8	32,1	29,0
	26,1	35,5	17,3	26,7	39,1	42,9	42,2	12,9
	0,25	0,60	0,74	1,07	0,05	0,15	0,23	0,45
	3,51	9,69	4,20	6,31	5,70	1,60	2,20	6,10
	1,17	7,13	2,50	0,11	3,70	1,50	1,90	14,30
	1,16	1,98	2,27	0,20	1,90	2,80	2,30	2,90
	0,85	Не опр.	Не опр.	1,56	Не опр.	8,1	3,20	17,80
	0,98	4,78	0,54	0,00	2,70	1,00	1,00	0,34
	0,93	Не опр.	0,40	0,05	0,40	0,26	0,56	0,86
	63	9	123	—	14	36	42	112
	0,134	0,273	0,243	0,236	0,146	0,037	0,157	0,478
	0,074	0,290	0,081	0,156	0,189	0,057	0,068	0,210
	1,01	3,60	1,10	0,55	1,95	0,54	0,83	4,93

фация, 7 – месторождения Удского района, хемогенная фация, 8 – месторождение Кудымкуль [13], 9 – месторождение Бурулгас [13], 10 – месторождение Холзунское [13]; 11 – железистый осадок Красного моря [25]; 12–14 – средние химические составы осадочных железных руд: 12 – докембрийские железистые кварциты Канадского щита [26], 13 – железистые кварциты Дальнего Востока, 14 – фанерозойские железные руды [26].

совпадают. Исключение составляет лишь марганец, содержание которого в древних вулканогенно-осадочных рудах железа ниже, чем в молодых, в то время как в осадочных рудах наблюдаются обратные соотношения.

Иногда в качестве аналогов древних стратифицированных руд рассматриваются современные металлоносные осадки Тихого океана и других акваторий. Для железных руд это не вполне правомерно, так как в большинстве из них содержание железа составляет 5–10% и лишь на отдельных участках повышается до 18–20%, в единичных случаях – до 30%. В табл. 2 приведен средний состав донных железистых осадков Красного моря. Он отличается от вулканогенно-осадочных руд и сходен с составом железистых кварцитов Дальнего Востока. Среди исследователей нет единого мнения о природе гидротермальных растворов Красного моря. Многие геохимические данные свидетельствуют о том, что она не эндогенная. Г. Джеймс высказал предположение, что накопление подобных осадков можно рассматривать, как один из вариантов образования полосчатых железистых кварцитов без генетической связи с вулканизмом [25]. Нами подобная модель гидротермально-осадочного образования железных руд предложена для железистых кварцитов Малого Хингана [11].

Попарное сопоставление докембрийских и фанерозойских вулканогенно-осадочных и осадочных руд свидетельствует о том, что в первых значительно больше железа, несколько выше содержание глинозема, титана и меньше окиси кальция. Л.Н. Формозова [20], рассматривая петрохимические осо-

бенности некоторых железных руд вулканогенно-сланцевых формаций докембрия и нижнего палеозоя, указывает на их высокую титанистость, марганцовистость и подчеркивает, как специфическую особенность, низкое содержание СаО и связь ее не с CO_2 , а с P_2O_5 . Таким образом, основные отличия докембрийских и фанерозойских осадочных и вулканогенно-осадочных руд те же, что и установленные для дальневосточно-го региона.

Значительно меньше информации о распределении элементов-примесей в вулканогенно-осадочных железных рудах. Для руд, связанных с инициальным базитовым вулканизмом, в качестве типоморфных приводятся те же элементы-примеси, что и для руд Удского района. Так, в железисто-кремнистых породах Белозерского района [12], спилито-диабазовой формации Карелии [19], в эксгальционно-осадочных рудах Западной Европы [23] концентрации сидерофильных элементов-примесей на порядок выше, чем в осадочных железистых кварцитах [2, 12, 24]. Однако в мезозойских осадочных железных рудах содержание указанных примесей высокое. Причины этого здесь не рассматриваются.

Часто для вулканогенно-осадочных железных руд в качестве типоморфных называются халькофильные и литофильные элементы — цинк, свинец, медь, германий, барий [3, 4, 5, 21]. Иногда перечисленные элементы образуют и самостоятельные накопления на некотором расстоянии от железных руд [21, 22]. Во всех случаях подобные образования связаны с контрастно дифференцированным и кислым вулканизмом. В железных рудах, генетически связанных с инициальным базитовым вулканизмом, концентрации халькофильных и литофильных элементов-примесей не превышают двух-трех кларков. Причина столь существенных отличий заключается, по-видимому, в степени дифференцированности рудообразующих магм: чем контрастнее дифференцируется магма, тем шире спектр отщепляющихся от нее элементов с халькофильными и литофильными свойствами. В целом можно считать, что характерной чертой вулканогенно-осадочных железных руд является повышенная концентрация элементов с различными геохимическими свойствами, но в зависимости от типа рудообразующего магматизма изменяется спектр типоморфных примесей.

ВЫВОДЫ

1. Специфической особенностью вулканогенно-осадочных руд железа является резко выраженная неоднородность состава. Вариации его в пределах отдельных регионов связаны с частой сменой палеофациальных обстановок осадконакопления в областях активного вулканизма. Вариации состава вулканогенно-осадочных руд железа от региона к региону связаны с различием типа рудогенерирующего магматизма и необратимой эволюцией физико-химических обстановок рудонакопления во времени.

2. Осадочные руды железа характеризуются сравнительно однородным составом. По сравнению с вулканогенно-осадочными в них меньше железа, титана, фосфора, глинозема, который связан преимущественно с гидрослюдами, и выше концентрации кальция и магния, присутствующих, главным образом, в форме карбонатов. Концентрации всех элементов-примесей в осадочных рудах на порядок ниже.

3. Эволюция условий рудонакопления во времени ведет к сходному изменению состава как осадочных, так и вулканогенно-осадочных железных руд, выражающемуся в последовательном возрастании в более молодых разностях содержаний глинозема, титана, кальция, углекислоты, величины отношения CaO/MgO и в снижении содержаний SiO_2 .

4. Какой-либо зависимости содержаний элементов-примесей от времени формирования железных руд не установлено. В то же время имеется четкая закономерность увеличения концентрации геохимически подвижных элементов в рудах с удалением мест их седиментации от источника растворов, что связано с длительностью контакта гидроокислов железа с морской водой. На этом основании сделан вывод, что распределение элементов-примесей может быть использовано для реставрации палеофациальных обстановок железнакопления.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бьюкс Н.Дж. Докембрийские железорудные формации Южной Африки. В кн.: Докембрийские железорудные формации Мира. М.: Мир, 1975, с. 70–128.
2. Горлицкий Б.А. Распределение малых элементов и проблемы металлогении осадочно-вулканических формаций докембрия Украинского щита. Киев: Наукова Думка, 1970. 164 с.
3. Григорьев В.М. Элементы-примеси в железных рудах и их генетическое значение. – Минеральное сырье, М.: Недра, 1968, вып. 15, с. 3–12.
4. Григорьев В.М. Геохимия элементов-примесей докембрийских железисто-кремнистых формаций СССР. – В кн.: Состав и генезис железистых кварцитов Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск, 1977, с. 100–104.
5. Григорьев В.М., Момджи Г.С. Редкие элементы в железных рудах. – Геология месторождений редких элементов. М.: Недра, 1966, вып. 29, с. 68.
6. Дана Э.С. Описательная минералогия. М.; Л.: ОНТИ НКТП СССР, 1937. 424 с.
7. Дымкин А.М., Сараев С.В. Формация железистых кварцитов Юго-Западного Прибайкалья. – В кн.: Формации железистых кварцитов Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск, 1977, с. 74–87.
8. Егоров Е.В., Тимофеева М.В. Эффузивные железисто-кремнистые формации и железорудные месторождения Малого Хингана. – В кн.: Геология и генезис докембрийских железисто-кремнистых и марганцевых формаций Мира. Киев: Наукова Думка, 1972, с. 188–195.
9. Кулиш Л.И. Вулканогенно-осадочный генезис железомарганцевых пород Малого Хингана. – В кн.: VIII конфер. молодых ученых Дальнего Востока/Гез. докл. Владивосток. 1965, с. 9–11.
10. Меркурьев К.М., Панских Е.А. Метаморфизм железисто-кремнистых пород Дальнего Востока СССР. – В кн.: Метаморфогенное рудообразование. М.: Наука, 1977, с. 238–247.
11. Меркурьев К.М., Панских Е.А., Кулиш Л.И. К строению, петрохимии и происхождению марганцево-железисто-кремнистой формации Малого Хингана. – В кн.: Стратиграфия и осадочная геология докембрия Дальнего Востока. Владивосток, 1978, с. 107–122.
12. Никонов А.И. Элементы-примеси в железистых кварцитах Белозерского района и их генетическое значение. – В кн.: Проблемы образования железистых пород докембрия. Киев: Наукова Думка, 1969, с. 297–299.
13. Новохатский И.П. Железисто-кремнистые формации палеозоя Казахстана. – В кн.: Геология и генезис докембрийских железисто-кремнистых и марганцевых формаций Мира. Киев: Наукова Думка, 1972, с. 164–174.
14. Панских Е.А. Вулканогенно-осадочные железные руды Западного Приохотья: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Владивосток, 1973, с. 24.
15. Панских Е.А. Геохимические признаки вулканогенно-осадочного генезиса железных руд Западного Приохотья. – В кн.: Литология и рудоносность осадочных формаций Востока СССР. Владивосток, 1979, с. 71–78.
16. Зак. 609

16. *Панских Е.А., Нечкин Г.С.* О связи железорудных накоплений Джагдинской металлогенической зоны с вулканизмом. — В кн.: Вопросы геологии и минерального сырья Дальнего Востока. Хабаровск, 1971, с. 128–131.
17. *Панских Е.А., Нечкин Г.С., Архипов Г.И.* Некоторые закономерности образования и размещения вулканогенно-осадочных руд железа в Западном Приохотье. — В кн.: Вулканогенно-осадочный литогенез/Тез. докл. IV Всесоюз. семинара. Южно-сахалинск, 1974, с. 184–186.
18. *Панских Е.А., Кулиш Л.И.* Палеофациальные условия формирования вулканогенно-осадочных и марганцевых руд хребта Джагды. — В кн.: Литология и рудоносность осадочных формаций Востока СССР. Владивосток, 1979, с. 59–70.
19. *Чернов В.М., Ишина К.А., Горьковец В.Я.* Вулканогенные железисто-кремнистые формации Карелии. — Труды Ин-та геол. Кольск. фил. АН СССР, 1970, вып. 5. 285 с.
20. *Формозова Л.Н.* Условия образования оолитовых железных руд в нижнем палеозое и докембрии. — Труды ГИН АН СССР, 1962, вып. 70, с. 65–118.
21. *Щерба Г.Н.* Месторождения атасуйского типа (АТ). — В кн.: Геология рудных месторождений, 1967, № 5, с. 104–114.
22. *Щерба Г.Н.* Месторождения атасуйского типа в Казахстане. — В кн.: Эндогенные рудные месторождения. М.: Наука, 1968, с. 185–196.
23. *Hegemann F., Albrecht F.* Zur Geochemie oxydischer Eisenerze. — Chem. Erde, 1954, vol. 17, N 2, p. 81–103.
24. *James H.L.* Chemistry of the iron-rich sedimentary rocks. — Geol. Surv. Profess. Pap., 1966, vol. 440-W, p. W1–61.
25. *James H.L.* Comparison between Red Sea deposits and older ironstone and iron-formation. — In: Hot brines and recent heavy metal deposits in the Red Sea. B. etc.: Springer-Verl., 1969, p. 525–531.
26. *Lepp H., Goldich S.S.* Origin of precambrian iron formations. — Econ. Geol., 1964, vol. 59, p. 1025–1060.
27. *Pride D.E., Hagner A.E.* Origin of precambrian iron formation. — Econ. Geol., 1972, vol. 67, N 3, p. 927–934.

УДК 550.42

В.П. Рахманов, В.К. Чайковский

ГЕОХИМИЯ МАРГАНЦА И ЭВОЛЮЦИЯ МАРГАНЦЕНОСНЫХ ФОРМАЦИЙ В ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ

Основные свойства марганца обуславливаются его принадлежностью к семейству железа, его сидерофильностью. Неустойчивое электронное строение атома предопределяет относительную легкость его перехода от одной валентности к другой в зависимости от сравнительно небольших изменений физико-химических условий среды, что сближает его в геохимическом отношении с железом: марганец довольно легко окисляется и восстанавливается, образуя то окислы, то карбонаты и силикаты, проявляясь во многих минеральных формах. Сульфиды марганца в отличие от сульфидов железа редки и развиваются спорадически.

Двухвалентный марганец, подобно железу, обнаруживает тенденцию к изовалентному изоморфизму в высокотемпературных (магмато- и метаморфогенных) и низкотемпературных (осадочных, остаточных, инфильтрационных) месторождениях, где он замещает ионы Ca, Mg, Fe в кристаллических решетках силикатных, карбонатных, гидроокисных и других

соединений. Замещение тех или иных элементов марганцем происходит в зависимости от температурных условий и свойств взаимодействующих веществ [7].

В высокотемпературных условиях повышенная степень изоморфной емкости силикатных минералов способствует рассеянию марганца в кристаллизующейся породе. При нормальной кристаллизации основной магмы в направлении постепенного роста кремнекислотности от базальтового состава к риолитовому происходит сокращение массы фемических минералов, параллельно которому повышается содержание захватываемого каждым из них избыточного марганца до некоторого "порога минерализации", равному или чуть выше 0,16% [18]. Избыточный марганец сбрасывается в остаточные флюиды, могущие с тем или иным содержанием железа образовывать гидротермальные или вулканогенно-осадочные месторождения.

Особенно значительны по распространению и запасам вулканогенно-осадочные марганцеворудные месторождения, которые, как считают многие геологи, являются магматогенными (или гидротермальными) по источнику и способу транспортировки марганца и осадочными по условиям отложения в бассейнах [6]. Гидротермальная деятельность вообще, и в частности связанная с основным вулканизмом, проявляется в рудообразовательном процессе после стадии развития собственно магматических, в основных интрузиях — хромовых, титано-железистых, ванадиевых руд, формирующихся в наиболее ранних высокотемпературных стадиях минерализации [17]. Гидротермальные и в том числе вулканогенно-осадочные марганцево-железистые силикатные, сульфидные и карбонатные месторождения образуются позднее, по-видимому, в связи с понижением температуры кристаллизующегося магматического тела.

Приток тепла способствует повышению изоморфной емкости минералов. Напротив, рост тектоно-магматического давления в системе понижает ее, в связи с чем высвобождается ряд элементов-спутников и в том числе марганец. Они утрачивают свои связи с минеральным веществом породы и удаляются из нее вместе с наиболее подвижными компонентами: F, P, Cl, V, CO₂, H₂O, щелочами и кремнеземом.

В связи с кислыми магмами при магматических и пневматолито-гидротермальных процессах марганец выделяется в аксессуарном количестве в составе литиофиллита и вольфрамита (гюбнерита) после минералов, обогащенных железом. В этом проявляется свойственная минеральным соединениям марганца более высокая степень растворимости по сравнению с соединениями железа. С понижением температуры дифференциатов гранитоидного очага калий и натрий в рудных флюидах и растворах щелочных металлов сменяется кальцием. В связи с этим во вновь образующихся минеральных ассоциациях вместо вольфрамита образуется шеелит, развиваются родохрозит, сидерит, окислы марганца.

"Космополитизм" железа и марганца проявляется в том, что минеральные соединения их могут образовываться как с базальтоидными, так и с гранитоидными магмами в отличие, скажем, от олова, лития — порождений кислых и хрома — основных магм. Здесь, естественно, сказывается двойственность и даже тройственность природы марганца и железа — сидерофильность и халькофильность по связи в определенных условиях с серой и ли-

тофильность вследствие повышенного (у марганца больше, чем у железа) сродства с кислородом [4]. Вследствие неодинакового сродства к сере проявляется тенденция к разделению марганца и железа на сульфидной стадии минерализации. Этот процесс обособления марганца от железа особенно четко проявляется в стадийном развитии марганцевого оруденения, подчиненного базальтоидному магматизму.

В развитии минерализации, связанной с гранитоидными магмами, марганец имеет литофильный характер, степень выраженности которого повышается в направлении от менее кислых дериватов гранитоидного комплекса к более кислым и от низкотемпературных образований рудообразующих флюидов к более высокотемпературным. В связи с базальтоидными магмами и образующимися в процессе их кристаллизации более кислыми дериватами марганцевое рудообразование протекает иначе.

Отщепляемые при кристаллизации гранитоидных магм рудоносные флюиды, содержащие железо и марганец, обогащены преимущественно литофильными компонентами Na, K, Si, Li, Sn, W, Be и др. Напротив, при кристаллизации базальтоидных магм, возможно, подкорового происхождения, марганец проявляет себя как сидерофильный элемент совместно с Fe, Mg, Ti и другими, образующимися в отличие от литофильных компонентов сидерофильную группу. Обе группы закономерно чередуются друг с другом, составляя фемическую и фельзическую ассоциации, порождаемые кристаллизующимися гранитоидными и базальтоидными магматическими комплексами [16].

А.И. Богачев и др. [2], изучавшие гипербазиты Кольского полуострова, называют каждую группу по отношению к другой антагонистической, причем в совокупности они определяют, по их мнению, особенности процессов кристаллизации, а также поведения металлогенных элементов. Та же последовательность изменения минерализации отмечается и в развитии метаморфических процессов, о которых говорится дальше. Сейчас же обратим внимание на то, что, во-первых, марганец, как сидерофильный элемент, количественно и качественно выражен сильнее в связи с основными, чем с кислыми магмами. Во-вторых, в результате кристаллизационной дифференциации базальтоидные магмы, отщепляя все более кислые производные, в конечном итоге сближаются по химизму с рудогенерирующими расплавами и флюидами гранитоидных интрузий, что естественно, затрудняет определение первоприроды марганцевого оруденения.

Крупнейшие марганцеворудные месторождения известны в докембрии; по-видимому, многие из них прямо или косвенно связаны с основными магмами или их производными; аналогичная связь других марганцеворудных месторождений, по крайней мере, пока, может считаться только предположительной. Все эти месторождения в докембрии подверглись региональному метаморфизму, в той или иной степени изменившему первичные черты их положения и облика, на чем основано выделение их в особую группу метаморфогенных [1].

Главные агенты минерализации при метаморфизме те же, что и описанные для гидротермальных месторождений, генерируемых гранитоидными интрузиями: летучие компоненты (главным образом H_2O), температура, давление, активность газо-водных растворов. Аналогичны и источники минерализации: при гидротермальном рудогенезе это в основном магмати-

ческие тела, при метаморфогенезе, кроме последних, — это так или иначе связанные с ними другие породы в системе, охваченной рудообразованием.

Представляется, что время развития упомянутых выше двух групп рудообразующих элементов — литофильных и сидерофильных — можно принять условно за метаморфогенный цикл, а каждой отдельной группы — за фазу (или стадию), соответствующую частному периоду тектономагматической активности. Таких циклов (в регионе, районе месторождения) различающихся по составу участвующих сидеро- и халькофильных элементов может быть несколько. Каждый цикл начинается с фазы проявления первой (литофильной) группы элементов после периода некоторой стабилизации системы и более или менее значительного притока ювенильного тепла, сопровождающегося ростом давления. Под действием повышенных температуры и давления из внутренних частей системы удаляются литофильные элементы, главным образом SiO_2 и щелочи. Они отлагаются в зонах пониженных температур, то есть дальше от очагов метаморфизма, которые с удалением упомянутых минеральных слагающих обогащаются элементами второй группы; происходит базификация рудогенерирующих источников [1].

Проявление второй группы рудообразующих элементов, или вторая фаза цикла, начинается после некоторого перерыва или стабилизации под действием следующей фазы метаморфогенеза, связанной с новым положительным скачком температуры и давления, вызывающим повторное развитие трещин и зон проницаемости, что в свою очередь предопределяет возобновление активности рудоносных флюидов. Однако из системы теперь уже выносятся не литофильные элементы, а накопившиеся в исходном источнике сидеро- и халькофильные элементы, в том числе железо и марганец, образующие в некоторых регионах крупнейшие в мире вулканогенные и вулканогенно-осадочные месторождения в наземных и главным образом подводных условиях.

Необходимо также отметить, что в системе развития метаморфогенного рудообразования с преобладающими объемами пород основного состава процесс минерализации естественно будет склоняться в сторону преимущественного развития второй фазы. При господстве кислых пород в системе перевес интенсивности минерализации будет в пользу минеральных ассоциаций первой фазы, могущих образовывать альпийские жилы и даже пегматиты [8].

Особенностью метаморфогенного рудообразования является участие в термальных растворах в широких масштабах не только ювенильных, но и грунтовых вод, захороненных в составе пород системы. Поэтому в данном случае решение вопроса о происхождении руд на основании изотопного анализа серы или кислорода рудного вещества нельзя считать всегда обоснованным.

Марганец в описываемом процессе выступает в ассоциации с железом в минеральных формах, зависящих главным образом от температурных условий системы [1]. В наиболее высокотемпературной обстановке рудообразования преобладают силикатные и окисные разности минералов — браунит, биксбит, пиролюзит (гондитовые месторождения типа Мадхья Прадеш, Нсута). В отличие от железа, марганцевые силикаты все же имеют ограниченное распространение — преобладающей минеральной формой мар-

ганца служат свободные окислы марганца в ассоциации со свободной SiO_2 (иногда с родохрозитом). Отделение марганца от железа в смешанных растворах — флюидах вследствие осаждения соединений железа при более низких, чем марганца Eh и pH, т.е. в условиях, видимо, особенно характерных для древнейших геологических времен. Марганцевому рудонакоплению могли благоприятствовать достаточно медленное течение реакций, высокая концентрация марганца, умеренное подщелачивание остаточного после осаждения железа раствора в результате появления в растворе избыточного количества карбонатных и силикатных ионов (КМА, Постмассбург и др.) или даже простого разбавления рудных флюидов морской водой с pH — 8,0—8,5 в восстановительной среде, особенно в присутствии углеродистого вещества.

Процесс отделения марганца от железа, видимо, усиливается с понижением температуры рудообразующих растворов в морских водоемах. Это явление можно видеть в достаточно четком разграничении гематито-магнетитовых и браунитовых-гаусманитовых пластов в кремнисто-карбонатной толще Джайльминской мульды (Центральный Казахстан).

В геологическом смысле почти одновременно или с некоторым отставанием по времени от образования окисных и силикатных руд возникают сульфидорудные концентрации в основном железа, никеля и халькофилов. Марганцевые руды в ассоциации с сульфидами железа, меди известны в первичных вулканогенно-осадочных, карбонатных и терригенных формациях. Однако сульфиды марганца относительно редки вследствие слабо выраженной халькофильности марганца, который выделяется здесь главным образом в форме карбоната после осаждения основной массы халькофилов и железа при наличии условий, описанных для окисных и силикатных руд обычно в краевых участках отложения сульфидов, играющих роль своеобразного фильтра для отделения марганца от железа.

Несколько позже, после некоторого перерыва во времени, проявляется новый, аналогичный предыдущему, цикл минерализации, вторая фаза которого после слабо выраженной первой характеризуется карбонатным, в том числе и марганцевым, рудообразованием с прямыми или косвенными признаками связи с основным магматизмом.

Одним из таких признаков является скопление углистого (графитистого) вещества в карбонатных и терригенных формациях разного, особенно докембрийского, возраста. Примерами могут служить марганецсодержащие и карбонатно-силикатные породы хачеватско-завальевской свиты бугской серии архея в Среднем Побужье (Украина) и подстилающая их толща кварцитов и гранат-силлиманит-биотитовых гнейсов с промышленными пластами, линзами графита, месторождения карбонатных марганцевых руд Таежное на Енисейском кряже (рифей) и Усинское в Кузнецком Алатау (ранний палеозой), также в той или иной мере связанные с углеродистыми сланцами, известняками, доломитами.

Углеродистое, или органическое вещество является обычным и, очевидно, парагенетическим компонентом марганцеворудных формаций, проявляющихся в таком же соотношении с интенсивностью вулканизма, как и марганценосность. Связь углерода с концентрациями марганца, как и ряда других рудных элементов отмечается уже в архее; позднее, в том числе и в фанерозое она устанавливается главным образом в областях проявле-

ния вулканизма основного состава ранних этапов развития подвижных поясов земной коры. Напряженность марганцеворудного процесса изменяется во времени в прямой корреляции с уровнем активности вулканизма.

Намеченные здесь циклы минерализации могут проявляться как обособленно, или раздельно, так и в одном и том же районе и месторождении, где по мере понижения температуры наряду с окисными и силикатными минералами марганца могут возникать сульфидные и карбонатные (например, в углеродистой терригенно-карбонатной части разреза тимской свиты оскольской серии нижнего протерозоя близ г. Тим на Курской магнитной аномалии или в девонском рудном поле эффузивно-осадочного медноколчеданного месторождения Уруп на Северном Кавказе). Это позволяет предположить, что некоторые генерические типы марганцевых рудопроявлений могут служить своеобразным индикатором колчеданного оруденения [13].

В докембрии и палеозое выделяются эпохи максимального развития вулканогенных, карбонатных и терригенных формаций со стратиформными залежами марганцевых и железо-марганцевых руд. Отрезки времени, благоприятные для марганцевого рудонакопления, совпадают с эпохами глобального усиления тектономагматической деятельности, резкого повышения роли тектонически активных и активизированных зон земной коры. В докембрии и палеозое в эти эпохи происходило массовое захоронение углистого вещества в рассеянной или концентрированной формах [3, 14]. Соответственно резко возросло и развитие марганценосных формаций — вулканогенных, джеспилитовых, графитисто- или аспидносланцевых, карбонатных и терригенных (в том числе и гондитовых), связанных с активизацией магматической деятельности.

В альпийском тектоническом цикле связь между марганценоскоплением и углеродистым веществом пород ослабевает, так же как затушевывается и связь марганценосности с магматизмом. Преимущественное распространение среди марганценосных получают песчано-глинисто-глауконитовые формации, с которыми связаны крупнейшие первичноокисные месторождения марганцевых руд Черноморского бассейна. Проблема образования этих месторождений остается нерешенной. До сравнительно недавнего времени среди геологов господствовало убеждение в собственно-осадочном генезисе Никопольского и Чиатурского месторождений. В настоящее время этому убеждению все больше противопоставляется вероятность связи марганцевого оруденения с эндогенными процессами и, в частности, с вулканизмом [12].

Не отрицая возможности нормально-осадочного образования этих месторождений, представляется все же интересным увязать процесс этого образования с описанной выше схемой последовательного развития эндогенного марганцевого оруденения, поскольку не исключено, что концепция ювенильного происхождения руд никопольского типа все же окажется правильной. В этом отношении целесообразно рассмотреть взаимосвязи марганцеворудных месторождений Черноморского бассейна с другими такими же месторождениями в общем для них альпийском Средиземноморском поясе, начиная от Марокканских (K_2) на западе до черноморских ($P-N$) на востоке. В общей их совокупности намечается серия марганцеворудных месторождений, располагающихся в определенной последователь-

Некоторые геотектонические и металлогенические показатели месторождений марганцевых руд

Тектоника	Месторождения, возраст	Fe, %	Содержание элементов, 10 ⁻⁴ %				Связь с магматизмом
			Pd	Zn	Cu	Ba	
Платформа	Никопольское, СССР	1,8–4,8	16–23	65–93	13–35	500–1240	Вулканизм в ближайшем окружении не известен
	Пик Артиллерии, Лейк Мид, США	1,2–4,0	1000–49400	160–1840	80–3920	178–49600	
Микроклиналь Субплатформа	Имини-Гасдремт, Марокко	0,14–0,8	1600–3600	100–300	1200–3000	1200–24000	Постмагматическая, гидротермальная активность
	Каражал, СССР	0,25–12,8	200–10000	100–5000	100–200	500–8000	
Геосинклиналь	Идикель, Марокко	1,0–2,0	200–13000	–	–	50000–100000	
	Джезды-Жаксы-Котр, СССР	2,1–2,8	1000–5000	2000–9000	100	500	
	Южно-Уральские, СССР	0,7–4,9	16	50	100	500	Тесное переслаивание с продуктами вулканизма

Примечание. Химические анализы заимствованы из следующих работ: [5], [10], [11], [12], [15].

ности с запада на восток от поздне меловых (Марокко) к поздне меловым— третичным (Болгария), сопряженность которых с магматической деятельностью достаточно отчетлива [6] и третичным (Причерноморье).

Связь между упомянутыми месторождениями подтверждается и другим выражением намеченной последовательности, проявляющейся в постепенном изменении состава марганцевых руд от свинецсодержащих окисных (Имини-Тасдремт, см. таблицу) и силикатно—карбонатных (Болгария, [6]) до карбонатно-окисных (Причерноморье, [6, 12]). На примере этих изменений хорошо просматривается постепенное в том же направлении ослабление "гидротермальных" черт оруденения, собственных описанным выше циклам эндогенного рудообразования. Железо в вулканогенно-осадочном процессе высаживается обычно до отложения полиметаллических сульфидных руд: марокканские месторождения, содержащие свинец, цинк, медь, барий, очень бедны железом, причерноморские также характеризуются нижекларковыми содержаниями железа (Никопольское), однако при крайне убогих содержаниях полиметаллов. Вытеснение железа из эндогенных рудных растворов вследствие снижения их температуры и повышения величин pH и Eh по мере приближения их к поверхности явление закономерное при последовательном переходе от окисных и силикатных руд к сульфидным и карбонатным. С увеличением разрыва во времени и пространстве между проявлениями циклов и фаз рудной минерализации могут умножаться условия, способствующие отделению марганца от железа и даже возникать отдаленные собственно марганцевые месторождения никопольского и собственно железные керченского типа. К.Краускопф [9] допускает, что основная масса железа при образовании месторождений марганцевых руд, связанных с вулканической деятельностью или вулканическими породами, могла осадиться на глубине при подъеме нагретых вод к поверхности. Гораздо труднее отделение железа от марганца объяснить для крупных месторождений марганцевых руд с точки зрения их собственно осадочного генезиса без участия вулканизма.

Известно, что с мезо-кайнозойской эрой связано мощное, выражающееся в глобальном масштабе марганцевое рудонакопление, порожденное как экзо- и эндогенными факторами, так и физико-химическими свойствами самого металла: 1) в корях выветривания, развитых на протерозойском марганецсодержащем субстрате континентов южного полушария; 2) в сублиторальной зоне Черноморского палеобассейна; 3) в современных донных осадках океанов.

Зоны преобладающего распространения марганценосных формаций с течением геологического времени неравномерно, но заметно перемещаются с эв- и миогеосинклинальных областей к платформенным. При этом происходит и литологическое изменение марганценосных формаций в сторону уменьшения вулканогенной составляющей и, наоборот, значительного увеличения карбонатной и терригенной.

Тектоно-магматическая активность на разных стадиях развития подвижных поясов или зон существенно влияет на металлогеническую специализацию марганцевых руд, привнося с гидротермами свинец, цинк, медь, барий и другие элементы, что отражено на прилагаемой таблице.

ЛИТЕРАТУРА

1. Белевцев Я.Н. Метаморфогенное образование. М.: Недра, 1979. 275 с.
2. Богачев А.И., Кочнев-Первухов В.Н., Слюсарев В.Д. Выводы. – В кн.: Геохимия гипербазитов Карело-Кольского региона. Петрозаводск, 1971, вып. 9, с. 131–132.
3. Борукаев Ч.Б. Некоторые проблемы тектоники докембрия. – В кн.: Докембрий континентов. Основные черты тектоники. Новосибирск, 1977, вып. 342, с. 151–211.
4. Войткевич Г.В., Закрыткин В.В. Основы геохимии. М.: Высшая школа, 1976, 365 с.
5. Гаврилов А.А. Эксталяционно-осадочное рудообразование марганца (на примере Урала и Казахстана). М.: Недра, 1972. 216 с.
6. Дзоценидзе Г.С. Роль вулканизма в образовании осадочных пород и руд. М.: Недра, 1969. 344 с.
7. Жданов В.В. Проблемы металлогении метаморфо-метасоматических процессов в докембрии. – В кн.: Проблемы металлогении докембрия. Л.: Наука, 1978, с. 104–111.
8. Заседателев А.М. О метаморфогенном образовании литиеносных пегматитов. – Сов. геология, 1981, с. 91–97.
9. Краускопф К.Б. Разделение марганца и железа в осадочном процессе. – В кн.: Геохимия литогенеза. М.: Изд-во иностр. лит. 1963, с. 294–338.
10. Лазур О.Г. Марганцеворудные накопления в верхнедевонской красноцветной молассе (месторождение Жаксы-Котр, западная часть Центрального Казахстана). – В кн.: Новые данные по марганцевым месторождениям СССР. М.: Наука, 1980, 243 с.
11. Никопольский марганцеворудный бассейн / Баранова Н.М., Басс Ю.Б., Багданович В.В. и др. М.: Недра, 1964. 535 с.
12. Рахманов В.П., Чайковский В.К. Генетические типы марганценосных формаций. – Сов. геология, 1972, № 6, с. 22–32.
13. Резниченко Н.В. Марганец – индикатор колчеданного оруденения в вулканогенных формациях (на примере Урупской группы месторождений). – Докл. АН СССР, 1978, т. 242, № 3, с. 673–675.
14. Сидоренко А.В., Теняков В.А., Сидоренко Св.А. и др. Докембрий и проблемы формирования земной коры. М.: Наука, 1978, с. 311.
15. Соколова Е.А. Закономерности образования вулканогенно-осадочных марганцевых руд. – В кн.: Осадкообразование и полезные ископаемые вулканических областей прошлого. М.: Наука, 1968, с. 154–192.
16. Чайковский В.К. Геология оловоносных месторождений Северо-Востока СССР. М.: Госгеолтехиздат, 1962. 334 с.
17. Borchert H. Ore deposition and geochemistry of manganese. – Miner. deposita, 1970, Bd. 5, N 3, S. 300–314, w.f.
18. Guerin H. Distribution du manganese dans les series volcanique: une guide de la gene des gisements manganiferes volcanogenes. – In: Origin and distribution of elements., N. Y., 1979, p. 717–725.
19. Rakhmanov V.P., Tchaikovskiy V.K. Manganese ores in activated platforms. – Proc. Fifth Quadrennial JAGOD Symp. Stuttgart, 1980, p. 125–141.
20. Sullivan C.J. Heat and temperature in ore deposition. – Econ. Geol., 1957, N 1, p. 5–24.

Ю.А. Ходак

ГЛАВНЕЙШИЕ ТИПЫ МАРГАНЦЕВЫХ И ЖЕЛЕЗО-МАРГАНЦЕВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ СССР, ИХ ГЕНЕТИЧЕСКИЕ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ

Крайними членами структурно-генетического ряда марганцевых и железо-марганцевых месторождений СССР являются Никопольское марганцевое месторождение олигоцена и Магнитогорские железо-марганцевые месторождения среднего девона [4]. Если Никопольское типично осадочное месторождение сформировалось в платформенном покрове южного борта Украинского щита, то связанные с мощными спилит-кератофированными толщами Магнитогорские месторождения отражают эвгеосинклинальные условия с интенсивным подводным, в том числе туфовым вулканизмом Урала [4].

К Никопольскому месторождению песчано-глинистых первичноокисных и карбонатных руд генетически близко примыкает Чиатурское месторождение олигоцена, приуроченное к северному борту Дзирульского докембрийского срединного массива альпийской складчатой области Кавказа [4,9].

Промежуточным типом между месторождениями никопольского и магнитогорского типов являются аменские железо-марганцевые эксгальционные месторождения кремнистых и кремнисто-известняковых окисных, иногда и карбонатных руд подвижной субплатформы Центрально-Казахстанской складчатой области близ краевого вулканического пояса герцинской геосинклинали. Эти месторождения наиболее типично представлены в Джаильминской мульде близ г. Каражала [3, 4].

В подстилающих никопольские руды дорифейских амфиболитах основания криворожской свиты железистых кварцитов фон Мп также является сверхкларковым [6], что согласуется с данными А.Б. Ронова [5]. Изложенное дает основание считать их основным источником руд, образовавшихся здесь преимущественно за счет переотложения продуктов меловой коры выветривания древних пород.

Тенденция в распределении Мп и ряда сопутствующих ему элементов по фаціальным типам разрезов рудной пачки следующая: 1) увеличение их содержаний от песчаных типов разрезов северных бортов залежей с первичноокисными рудами к центральному — песчаным и песчано-глинистым разрезам с первичноокисными рудами и снижение в южных частях залежей в глинистых типах разрезов с карбонатными рудами, 2) увеличение содержаний Мп вверх по разрезам, преимущественно до средней, обычно песчано-глинистой части пачки, иногда и до верхней. В отличие от Мп, максимальные концентрации Р сдвинуты к югу — к зоне смешанных — окисно-карбонатных руд [4, 6].

Интересный тип железо-марганцевых месторождений расположен среди известняково-сланцево-кремнистых нижнекембрийских отложений миогеосинклинальных прогибов на древнем массиве Малого Хингана — северном обломке Китайско-Корейского щита [2]. Подстилающими рудоносную свиту толщами являются магнезит-доломитовая и сланцевая свиты венда и рифея; в основании подрудной пачки отмечаются крупные окатанные

гальки и брекчии из доломитов и магнезитов. На самом шите нижнепротерозойская доломитовая же свита Дашетяо с мощными пачками седиментационных магнезитов наоборот перекрывают верхнеархейскую аньшаньскую свиту джеспилитов, подстилаемую кристаллическими сланцами с амфиболитами [8].

Своеобразный тип марганцевых карбонатных руд пиритовых, пирроновых фаций также в нижнекембрийских известняковых миогеосинклинальных толщах представлен Усинским месторождением Кузнецкого Алатау [4, 7].

Перечисленными типами практически ограничивается основной структурно-генетический спектр данных образований СССР.

В никопольском и чиатурском типах месторождений Mn является единственным элементом, накопление которого составляет значительные сверхкларковые концентрации, в том числе и во вмещающих руды породах. В никопольском типе при повышении содержаний Mn в целом фиксируется увеличение P, Ba, Mg, Co, Ni, Cr, Zr и ряда других элементов, свидетельствующее о наличии для них единых источников и импульсов выноса. В отличие от данных типов образование руд каражальского типа проходило иногда на существенно повышенном сверхкларковом фоне Ag, Sb, As, Cd, Pb, Mo, Zn. В марганцевых кремнистых рудах, наиболее приближенных к источникам выноса с увеличением Mn местами повышаются и содержания этих элементов [3, 6, 9].

На Усинском месторождении образование манганокальцит-родохрозитовых руд протекало с разграничением накоплением Mn, Fe и P; причем в рудной пачке Mn, Pb, Mo, As, Ag, местами Ba, Ni, Be, S образуют геохимические сверхкларковые концентрации [7].

Что касается магнитогорского типа, то концентрация в нем Mn приобрела иной характер. Вынос Mn был почти в 100 раз меньше, чем в никопольском типе, хотя и здесь кларковый фон Mn выше фона других элементов. Процесс образования магнитогорских, как и никопольских руд с этой точки зрения являлся сугубо марганцевым, в отличие от каражальских руд, где его можно считать железо-марганцево-серебряным, и усинских руд, где он был мышьяково-марганцево-серебряным [3, 4, 6, 7].

Вынос Mn в магнитогорском, также как и в мелохинганском, каражальском типах, происходил совместно с Fe с отделением от Mn при образовании руд, тогда как в никопольском, чиатурском, возможно и в усинском типах отделение Mn от Fe протекало в коре выветривания до образования руд [2-4, 6].

Итак, образование платформенных руд Mn обычно проходило без существенных концентраций Fe, тогда как при интенсивном тектоническом режиме образование эксгальционных руд Mn нередко сопровождалось интенсивным выносом Fe (Урал, Малый Хинган и пр.). Геохимически наиболее разнообразен процесс железо-марганцевого образования в активизированных платформах, особенно близ краевых вулканических поясов, что отчетливо проявилось на примере месторождений каражальского типа Центрального Казахстана.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Виноградов А.П.* Геохимия редких и рассеянных химических элементов в почвах. М.: Изд-во АН СССР, 1959, 107 с.
2. *Кулиш Л.И., Кулиш Е.А.* Метаморфические марганцевые комплексы Дальнего Востока. Хабаровск: Изд-во ДВНЦ АН СССР и ДВИМС, 1974. 466 с.
3. Марганцевые и железорудные концентрации Джамильской мульды. /Ю.А. Ходак, Е.М. Грибов, Е.Д. Сынгаевский и др. М.: Наука, 1966. 143 с.
4. *Рахманов В.П., Ходак Ю.А., Грибов Е.М.* Марганцевые руды и марганцевые формации. — В кн.: Генетические типы осадочных рудоносных и угленосных формаций. М.: Наука, 1973, с. 56–92.
5. *Ронов А.Б.* Осадочная оболочка Земли (количественные закономерности строения, состава и эволюция). XX Чтение им. В.И. Вернадского. М.: Наука, 1980. 78 с.
6. *Ходак Ю.А.* Сравнительная геохимическая характеристика никопольской и магнитогорской марганцеворудных формаций. — В кн.: Экзогенные полезные ископаемые. М.: Наука, 1976, с. 129–140.
7. *Ходак Ю.А., Рахманов В.П., Ерошев-Шак В.А.* Месторождения марганца Кузнецкого Алатау. М.: Наука, 1966. 107 с.
8. *Ходак Ю.А., Чеботарев М.В.* К генезису синийского магнетитовых пород Малого Хингана. — Докл. АН СССР, 1961, т. 138, № 1, с. 184–187.
9. Чиагурское месторождение марганца. / Д.П. Долидзе, Р.С. Мостовлянская, И.П. Кахадзе и пр. М.: Недра, 1964. 244 с.

УДК 550.42:553.9

Н.А. Созинов, О.В. Горбачев, Св.А. Сидоренко

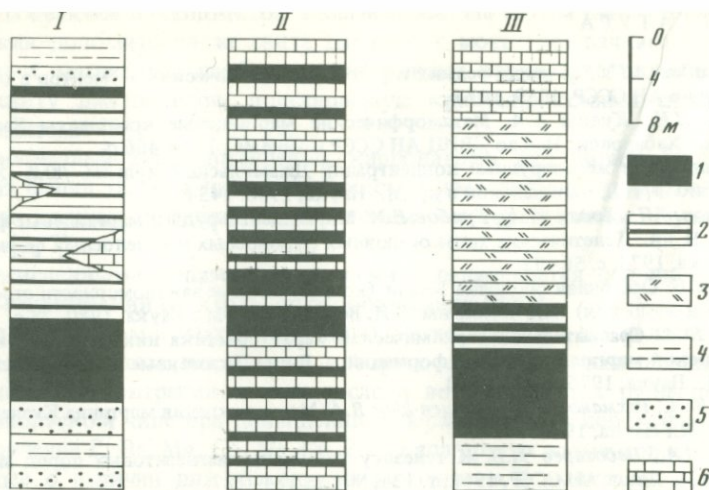
ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ УГЛЕРОДИСТЫХ ОТЛОЖЕНИЙ РАЗЛИЧНЫХ ФОРМАЦИОННЫХ ТИПОВ

Осадочные породы, обогащенные углеродистым веществом, привлекают в последние годы все большее внимание исследователей. Этот интерес определяется в первую очередь тем, что большее число важных в промышленном отношении месторождений полезных ископаемых так или иначе связано с углеродистыми отложениями. Кроме того, они занимают особое положение в геологической истории Земли как остатки "бывших биосфер" и, по-видимому, наиболее наглядно отражают роль биологического фактора в формировании литосферы.

Одной из характерных особенностей углеродсодержащих осадочных пород фанерозоя и докембрия является темная окраска за счет рассеянного органического вещества и алевроито-пелитовая размерность терригенной составляющей. Это послужило основой и для терминологической унификации в определении пород, насыщенных углеродистым веществом, выразившейся в таких понятиях как "черные сланцы", "черносланцевая формация", "формация черных сланцев" и т.п.

Причиной такого единообразия рассматриваемых осадочных образований, отразившегося и в характерном спектре микроэлементов, концентрирующихся в них, является, с одной стороны, близость условий их седиментации (обычно морские, шельфовые, реже озерно-лагунные фации), с другой — в биохимической активности органического вещества, приводящей к накоплению в этих толщах определенных групп элементов.

Однако, несмотря на конвергентный характер процессов, приводящих



Р и с. 1. Типичные геологические разрезы углеродистых формаций

I – терригенно-углеродистая, баженовская свита, юра, Западная Сибирь [3], II – карбонатно-углеродистая, ордовик, кукерситы Прибалтики [1], III – кремнисто-углеродистая, кембрий, Сино-Корейский щит, [1]. Породы: 1 – высокоуглеродистые ($C_{орг} > 10\%$), 2 – углеродистые ($C_{орг} < 10\%$), 3 – кремнистые, 4 – глинистые, 5 – песчаные, 6 – карбонатные

к формированию "черных сланцев", разнообразие фациальных типов осадков, с которыми они ассоциируют, позволяет подойти к вопросу об их формационном разграничении.

Отложения, обогащенные углеродистым веществом, образуют характерные парагенные ассоциации, возникающие в определенных историко-геологических условиях и очевидно могут быть выделены в ранг формаций. Сходный парагенезис пород и связанных с ними углеродистых сланцев в отложениях разного возраста и геоструктурного положения позволяет объединить аналогичные или гомологичные конкретные формации в один формационный тип. В зависимости от главных членов парагенезисов выделяются четыре формационных типа: терригенно-углеродистый, кремнисто-углеродистый, карбонатно-углеродистый и вулканогенно-углеродистый [4].

В качестве типичных примеров углеродистых формаций (рис. 1) могут быть приведены разрезы обогащенных углеродистым веществом осадочных толщ с характерными парагенными ассоциациями, отвечающими трем основным из перечисленных типов формаций: баженовская свита, верхняя юра Западно-Сибирской плиты, по И.И. Плуману [3], – терригенно-углеродистый тип; кукерситы Прибалтики ордовикского возраста, по С.С. Баукову [1], – карбонатно-углеродистый тип; раннекембрийские окремнистые сланцы Сино-Корейского щита, по нашим данным [2], – кремнисто-углеродистый тип.

Естественно предположить, что каждый из перечисленных формационных типов обладает определенной геохимической спецификой, отражающей различия в условиях формирования углеродистых пород. Задачей

данной работы и является оценка указанных различий и попытка выявить их зависимость от конкретных условий образования углеродистых отложений того или иного формационного типа.

В качестве материала для анализа рассмотрены углеродистые формации (главным образом по литературным данным) в возрастном диапазоне от докембрия до эоцена, структурная позиция которых установлена достаточно четко [1, 2, 3, 7–11].

В основу методики геохимической типизации углеродистых формаций положено изучение закономерностей концентрации и корреляционных связей внутри большой группы (20–25) петрогенных и малых элементов [6, 9]. Группировка коррелированных элементов и расположение основных групп на векторных диаграммах, предложенные ранее [8–10], модифицированы нами в соответствии с задачами данной работы.

Выделяют три основные группы коррелированных элементов (рис. 2). *A* – терригенная, куда входят обычно титан, алюминий и геохимически им близкие цирконий, галлий и ряд других, кремнезем (за исключением случаев, когда он имеет аутигенную природу), а также щелочи, фиксируемые в терригенной фракции.

B – органогенно-хемогенная, куда входят органический углерод и элементы, тесно связанные с органическим веществом, обычно Mo, Cr, V и др. Однако в зависимости от различных факторов их число и соотношения с другими группами существенно варьируют.

C – карбонатная, куда входят обычно Ca и CO₂, а в определенных условиях – магний, марганец и стронций. Кроме того, выделяется подгруппа *D* – аутигенная, включающая главным образом халькофилы. Обычно эти элементы тесно ассоциируют с органическим веществом (группа *B*), но при повышенных содержаниях серы или фосфора они обособляются в особую группу.

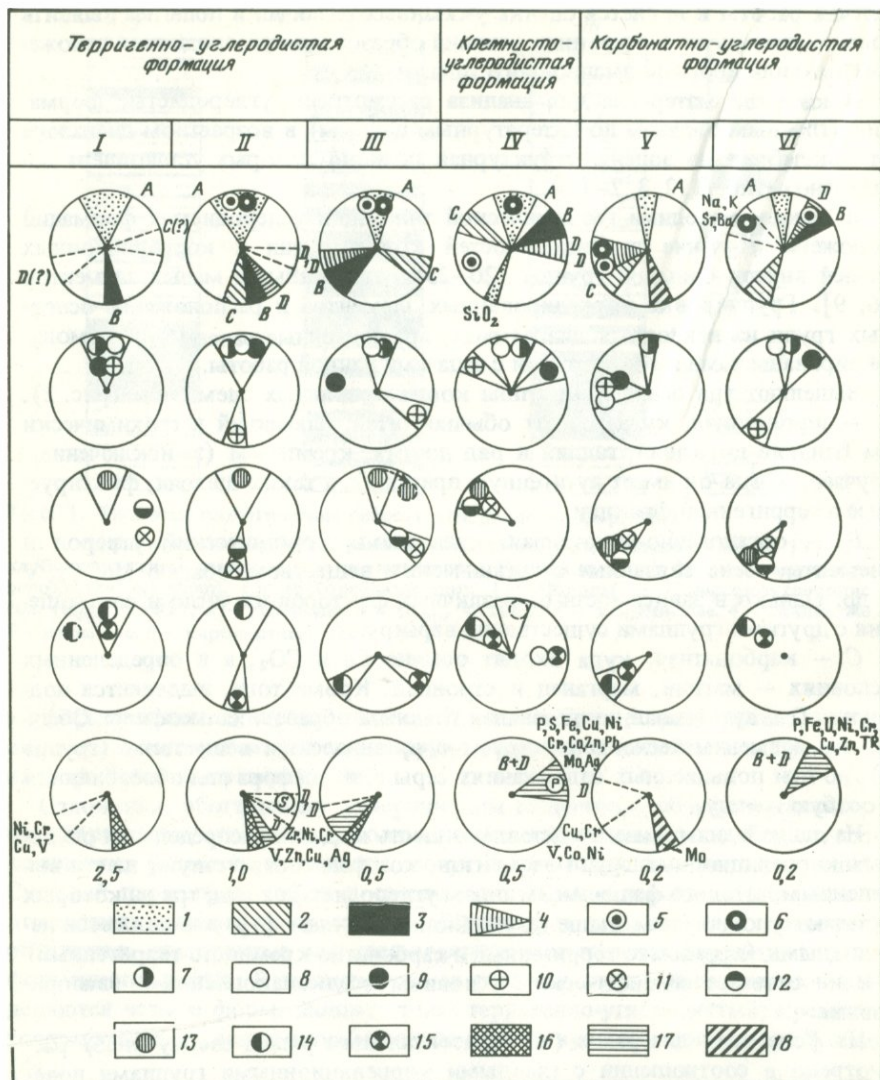
На данной диаграмме представлено шесть моделей распределения основных корреляционных групп элементов, которые соответствуют шести выделенным литолого-фациальным типам углеродистых толщ, три из которых отвечают упомянутым выше формационным типам [4], два являются переходными (кремнисто-терригенный и карбонатно-кремнисто-терригенный) и один отвечает специфическим условиям осадконакопления – эвапоритовым.

На фоне этих диаграмм (по горизонтальным рядам сверху вниз) рассмотрено в соотношении с главными корреляционными группами поведение ряда геохимических индикаторов условий формирования углеродсодержащих пород.

Так, степень фракционирования в группе (второй ряд сверху); алюминий – железо – марганец (триада, по Н.М. Страхову) и титан служит показателем степени химической дифференцированности пород, слагающих формации.

Степень связи калия и бария (первый ряд сверху) с элементами основных корреляционных групп также является палеофациальным индикатором, а их повышенные концентрации зависят также и от солевого режима бассейна.

Поведение векторов кальция и магния (3-й ряд) определяется во-первых, появлением их в превалирующей карбонатной форме (переход из



Р и с. 2. Группировка химических элементов в углеродистых отложениях различных формационных типов

I-IV - формационные типы: I - терригенный, II - кремнисто-терригенный, III - кремнисто-карбонатно-терригенный, IV - кремнистый, V - карбонатный, VI - эвапоритовый. 1-4 - корреляционные группы: 1 - терригенная (A), 2 - органогенно-хемогенная (B), 3 - карбонатная (C), 4 - аутигенная (D); 5-15 - геохимические индикаторы: 5 - бор, 6 - калий, 7 - алюминий, 8 - титан, 9 - железо, 10 - марганец, 11 - CO₂, 12 - кальций, 13 - магний, 14 - барий, 15 - стронций; 16-18 - органическое вещество: 16 - гуминовое, 17 - сапропелевое, 18 - жидкие битумы. Цифры в нижнем ряду - коэффициент кластофильности

группы А в группу С) и во-вторых, появлением доломитовой фазы в карбонатном осадке (взаимная корреляция Са и Mg с CO_2).

Поведение векторов бария и стронция (4-й ряд) определяется, с одной стороны, различием в их свойствах (большая биофильность и талассофильность стронция, связь его с фосфором и морскими организмами), а с другой — спецификой фациальных условий формирования осадков (например, их положительная корреляция наблюдается как в практически бескарбонатных терригенных породах, так и в существенно карбонатных породах и эвапоритах).

Рассмотрение всех перечисленных геохимических параметров показывает наличие ряда формационных типов углеродистых отложений, в котором последовательно (на диаграммах слева — направо) от терригенного к собственно карбонатным типам падает роль терригенной составляющей и увеличивается роль хемогенно-биогенных факторов и степень химической дифференциации в процессе седиментации.

Ранжирующим параметром в этом ряду может служить величина коэффициента кластофильности (нижняя строка диаграммы): отношение количества элементов, скоррелированных в группе А, к количеству элементов, скоррелированных в других группах, последовательно уменьшающаяся слева направо от 2,5 до 0,2.

Таким образом, построенные для различных формационных типов углеродистых отложений геохимические модели распределения скоррелированных элементов достаточно наглядно отражают специфику состава этих пород и их фациально-формационный облик.

Существенно меняется в сланцах различных формационных типов характер связи между рудными элементами и органической составляющей (нижний ряд диаграмм). Максимальное их количество (12) и их наибольшие концентрации (в 5–10 раз выше среднего для углеродистых пород) отмечаются в отложениях кремнисто-углеродистых формаций (тип Фосфория, Каратау, кремнистые сланцы Сино-Корейского щита).

Как известно, важным фактором, определяющим состав формации, является ее структурное положение в пределах таких геотектонических единиц как платформа и геосинклиналь и характер фациальных условий в пределах указанных структур.

В качестве показателя различий в составе формаций нами рассмотрено соотношение в углеродистых отложениях коэффициентов накопления химических элементов, коррелированных по основным группам, рассмотренным выше (см. таблицу; рис. 3). Терригенной (R_T — верхний угол треугольной диаграммы), карбонатной (R_K — левый нижний угол) и органо-хемогенной (R_O). Поскольку фигуративные точки отражают соотношение перечисленных коэффициентов в породах формаций, структурная позиция которых достаточно хорошо изучена, можно видеть, что оконтуренные поля, соответствующие типам бассейнов, достаточно четко отражают специфику состава углеродистых отложений, в них формирующихся.

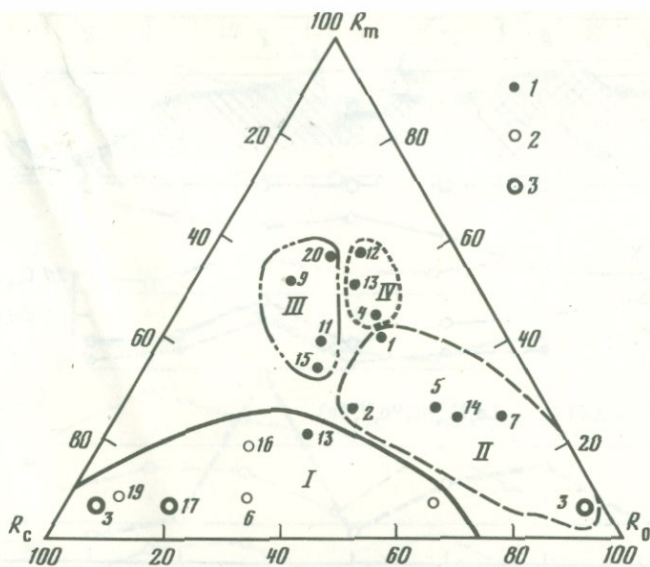
Так, платформенные эпиконтинентальные и отчасти миогеосинклинальные осадки занимают нижнее поле диаграммы. Характерно, что к этим же полям приурочены точки, соответствующие углеродистым отложениям, с максимальным обогащением рудными компонентами (с коэффициентом обогащения более 4 — открытые и двойные кружки).

Структурно-фациальные типы углеродистых отложений и их геохимические особенности

Параметры	Структура					
	Платформенная			Геосинклинальная		
	Фациальная зона					
	континентально-озерные	внутри- и эпиконтинентальный бассейн		эпикратонный бассейн (трог)	трансгрессивно-регрессивные серии шельфа	континентальный склон (эвгеосинклиналь)
		лагуны, морской залив	прибрежно-морские, мелководный шельф			
1	2	3	4	5	6	
III	II, III	I(50%); II(15%); III(35%)	I(75%); II(25%)	I	I	
K_{kf}	0,2	0,4	1,0	1,2	2,2	1,8
K/Ca	0,2	0,2	2,3	11,5	8	23
R_K	<u>11</u>	<u>7,4</u>	<u>3,0</u>	<u>0,9</u>	<u>0,7</u>	<u>0,5</u>
	77	74	41	29	18	21
R_T	<u>0,8</u>	<u>0,8</u>	<u>1,0</u>	<u>1,5</u>	<u>1,0</u>	<u>1,2</u>
	6	8	17	50	27	50
R_O	<u>2,5</u>	<u>1,6</u>	<u>2,5</u>	<u>0,6</u>	<u>3,8</u>	<u>0,7</u>
	17	17	42	21	55	29
R_P	1,1	4,0	2,0	0,8	2,4	0,6
Типоморфные рудные элементы ($KK > 2$)	Mn	P, Ag, Mo, Ni, V, Zn	Mn, Ag, Mo, Ni, V, Cu, Pd	-	Ag, Mo, Ni	-

Примечание. 1-6 - формации: 1 - Грин-Ривер (США); 2 - Фосфория, Парадокс (США), углеродистые сланцы Сино-Корейского щита; 3 - черные сланцы (девон, карбон, мел (США), горючие сланцы Волжско-Печерского региона, медистые сланцы Купфершифер (ГДР, ФРГ) и др.; 4 - формации Белден, Хесс, Тейлор (США), углеродистые сланцы восточной Сибири и др.; 5 - Формации Линтон, Чероки и др. (карбон, США); 6 - нижнепалеозойские (кембрий-силур) черные сланцы западных штатов США и др. [2, 7-11]. Формационные типы: Ш - терригенно-углеродистый, II - кремнисто-углеродистый, IЦ - карбонатно-углеродистый.

K_{kf} - коэффициент кластофильности. R_K, R_T, R_O - коэффициенты накопления, по Д. Шоу [5], элементов карбонатной, терригенной и органогенно-хемогенной корреляционных групп соответственно, верхняя цифра - в кларках концентрации (KK), нижняя - в % по группам. R_P - коэффициент накопления рудных элементов (Ag, Cu, Mo, Ni, Pb, V, TR) в K_K .



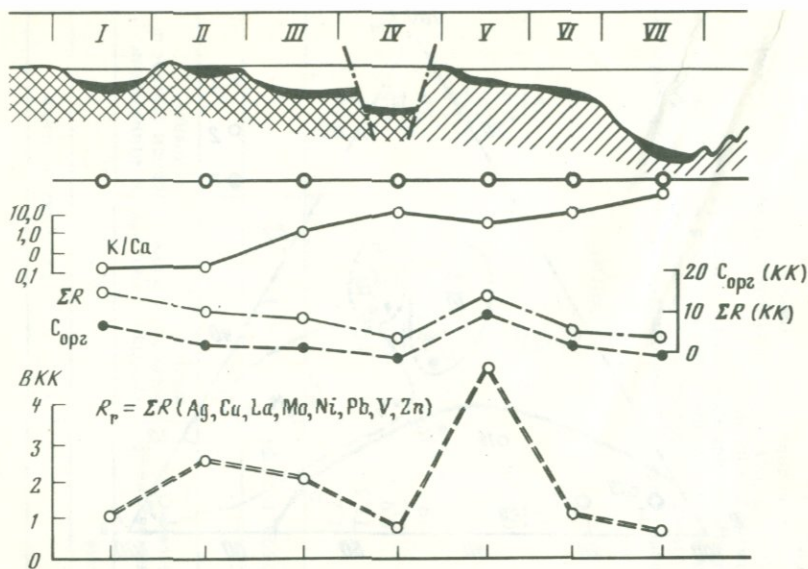
Р и с. 3. Соотношение коэффициентов накопления элементов: терригенной (R_T), карбонатной (R_C) и органогенно-хемогенной (R_O) корреляционных групп в углеродистых отложениях в зависимости от типа бассейна седиментации. I–IV – структурные типы бассейнов седиментации: I – платформенные и эпиконтинентальные, II – миогеосинклинальные (трансгрессивный шельф), III – внутрикратонные (троговые), IV – эвгеосинклинальные. 1–3 – суммированный коэффициент накопления $R = R_T + R_C + R_O$ в кларках концентрации (в K_K): 1 – 2–4; 2 – 4–10; 3 – > 10

Отложения троговых внутрикратонных и эвгеосинклинальных бассейнов обособляются в верхней части диаграммы и отражают преобладание в их составе элементов, связанных с терригенными компонентами. Эти же отложения характеризуются минимальными концентрациями рудных компонентов. Здесь следует оговориться, что эвгеосинклинальные отложения с явными признаками синхронного вулканизма нами не рассматривались в связи с отсутствием в нашем распоряжении сопоставимых геохимических данных по этому типу формаций.

Таким образом, соотношения основных компонентов черносланцевых формаций, несмотря на внешнее однообразие последних, поддаются количественной оценке и отражают специфику условий их формирования, связанную со структурной позицией бассейна седиментации.

Более детальная количественная оценка металлогенических особенностей углеродистых формаций перечисленных типов может быть проведена с учетом их структурно-фациальной позиции на схематизированном профиле континент – подводный склон или платформа – эвгеосинклиналь (см. рис. 4). Выделенные в зависимости от положения, фациальные типы углеродистых отложений на профиле приведены в таблице.

По формационному признаку среди платформенных отложений (см. таблицу) континентально-озерных и лагунно-морских фациальных зон преобладает карбонатно-углеродистый формационный тип. Для закрытых морских заливов характерно сочетание карбонатного и кремнистого типов.

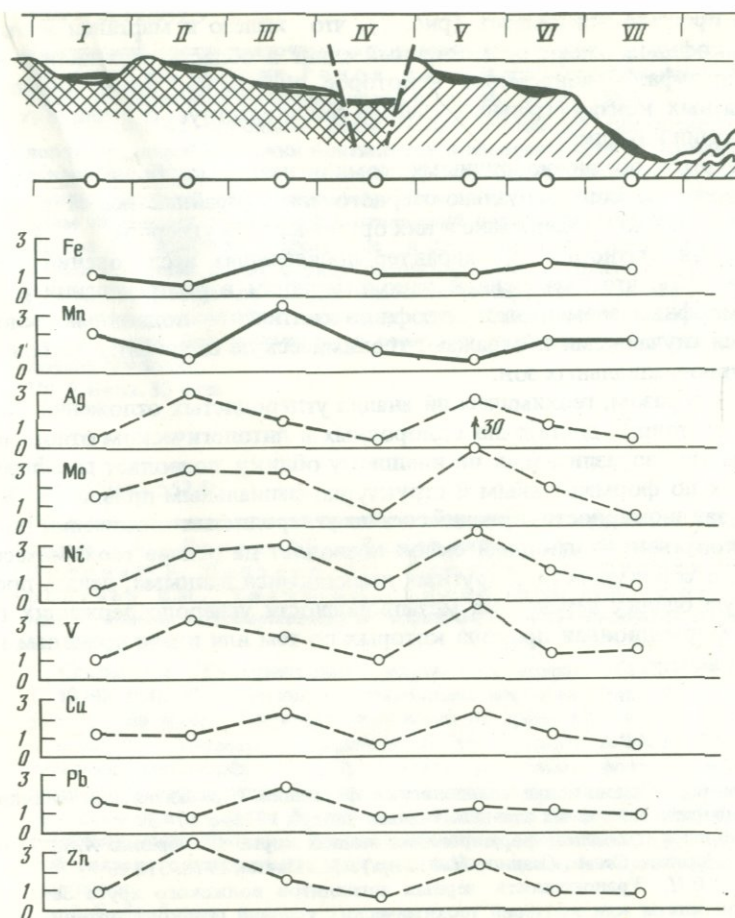


Р и с. 4. Вариации геохимических параметров углеродистых отложений на профиле: континент (платформа) — подводный склон (эвгеосинклиналь)

I—VII — структурно-фациальные зоны: I—III — платформенные: I — озера, II—III — бассейны эпи- и внутриконтинентального типа; IV — эпикратонный бассейн трогового типа; V—VII — геосинклинальные: V—VI — миогеосинклинальные: V — мелководье, VI — шельф; VII — эвгеосинклиналь. ΣR — суммированный коэффициент накопления $(R_T + R_C + R_O)/n$, где n — общее число элемента, а R_p — коэффициент накопления рудных элементов Ag, Cu, La, Mo, Ni, Pb, V, Zn

Отложения мелководного шельфа эпиконтинентальных бассейнов характеризуются пестротой состава, с преобладанием (> 50% изученных объектов) отложений, относящихся к терригенно-углеродистой формации. Для отложений эпикратонных и геосинклинальных бассейнов характерно сочетание терригенно-углеродистых и кремнисто-углеродистых формационных типов с резким преобладанием первого типа.

Анализ количественных соотношений (см. рис. 3) между химическими элементами в углеродистых отложениях по структурно-фациальному профилю: континент (платформа) — шельф — подводный склон (эвгеосинклиналь), показывает последовательное увеличение в этом ряду отношения K/Ca, отражающего соотношения глинистой и карбонатной составляющих черносланцевых толщ. Этот параметр достаточно четко коррелируется с коэффициентом кластофильности, хотя они и отражают несколько различные стороны процесса осадконакопления. Отношение K/Ca находится в обратной корреляционной зависимости с величиной суммированного коэффициента накопления всех рассмотренных элементов, входящих в основные корреляционные группы (терригенные, карбонатные и органогенно-хемогенные), выраженного в кларках концентрации по отношению к среднему содержанию этих элементов в углеродистых отложениях [11]. Аналогичный характер носит соотношение величин K/Ca и концентрации органического углерода в породах. Эта зависимость отражает приуроченность



Р и с. 5. Вариации концентраций железа, марганца и ряда рудных элементов на профиле континент-подводный склон (в K_K)

обогащенных углеродом и сопутствующими ему элементами отложений к мелководным карбонатным фациям бассейнов как платформенного, так и геосинклинального типов.

Характер обогащения углекислых толщ рудными элементами, такими как серебро, медь, лантан, молибден, никель, свинец, ванадий и цинк виден на нижнем графике (см. рис. 4).

Во всех типах углеродистых отложений, за исключением озерно-континентальных, наблюдается прямая корреляция концентрации рудных элементов и органического углерода. Максимальные концентрации этих элементов (коэффициент концентрации более 4) приурочены к зонам лагун и мелководного шельфа, минимальные (0,6–0,8 K_K) характерны для осадков эпикратонных трогов (терригенное разбавление) и континентального склона (удаление от континента).

Характер поведения отдельных элементов на рассматриваемом схемати-

ческом профиле показывает (рис. 5), что железо и марганец в отличие от халькофилов имеют существенный сдвиг в область пелагиали и внешнего шельфа. Одновременно некоторое обогащение этими элементами карбонатных континентальных осадков свидетельствует о различиях форм их фиксации в осадках.

Отмечается обеднение рудными компонентами карбонатно-углеродистых отложений континентально-озерного типа (крайний левый ряд), несмотря на высокое содержание в них органического углерода.

Учитывая статистический характер проведенных исследований, можно предположить, что выявленные закономерности в распределении рудных и типоморфных элементов по профилю континент-подводный склон не являются случайными и отражают геохимическую специфику выделенных структурно-фациальных зон.

Таким образом, геохимический анализ углеродистых отложений (черносланцевых толщ), достаточно однородных в литологическом отношении и зачастую трудноразличимых по внешнему облику, позволяет дифференцировать их по формационным и структурно-фациальным признакам. Выявленные закономерности вариаций состава углеродистых отложений по профилю: континент-подводный склон позволяет на основе геохимического анализа, в совокупности с другими имеющимися данными, делать предварительную оценку перспектив металлоносности углеродсодержащих горизонтов, формационная природа которых по тем или иным причинам недостаточно ясна.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бауков С.С. Ордовикские сланценозные формации (Прибалтийский бассейн). — В кн.: Формации горючих сланцев. Таллин: Валгус, 1973, с. 17–39.
2. Докембрий и проблемы формирования земной коры. (Сидоренко А.В., Теняков В.А., Сидоренко Св. А., Созинов Н.А. и др.). М.: Наука, 1978. 312 с.
3. Плуман И.И. Ураноносность черных аргиллитов волжского яруса Западно-Сибирской плиты как критерий геохимических условий осадконакопления. — Геохимия, 1971. № 9, с. 1138–1143.
4. Созинов Н.А., Сидоренко Св.А. О формационных типах углеродистых сланцев докембрия и фанерозоя. — Докл. АН СССР, 1976, т. 227, № 3, с. 684–687.
5. Шоу Д.М. Геохимия микроэлементов кристаллических пород. / Пер. В.А. Галибина; Под ред. Ю.К. Буркова, Л.: Недра, 1969. 208 с.
6. Harman H.H. Modern factor analysis. Chicago: Univ. press, 1966. 469 p.
7. Vine J.D. Element distribution in some shelf and eugeosynclinal black shales. — US Geol. Surv. Bull., 1966, vol. 1214, p. E1–E31.
8. Vine J.D. Element distribution in some paleozoic black shales and associated rocks. — US Geol. Surv. Bull., 1969, vol. 1214-G, p. G1–G32.
9. Vine J.D., Tourtelot E.B., jun. Element distribution in some trough and platform types of black shale and associated rocks. — US Geol. Surv. Bull., 1969, vol. 1214-H, p. H1–H38.
10. Vine J.D., Tourtelot E.B. Geochemical investigation of some black shales and associated rocks. — US Geol. Surv. Bull., 1969, vol. 1314-A, p. A1–A43.
11. Vine J.D., Tourtelot E.B. Geochemistry of black shale deposits — a summary report. — Econ. Geol., 1970, vol. 65, p. 253–272.

УДК 550.42:552.5

Химический состав осадочных пород важнейших структурных зон континентов и пути его эволюции. Ронов А.Б. — В кн.: Геохимия платформенных и геосинклинальных осадочных пород и руд. М.: Наука, 1983.

Рассмотрены причинные связи между эволюцией химического состава пород осадочной оболочки континентов и необратимыми во времени изменениями их тектонического режима (рост площади платформ за счет сокращения площади геосинклиналей). Закономерным эволюционным тенденциям изменения содержаний и отношений породообразующих и редких элементов противостоят аналогичные и столь же закономерные тенденции изменения состава пород в ряду геотектонических структур от наиболее мобильных (эвгеосинклиналей) к наиболее стабильным (древние платформы). Этот эмпирический факт позволяет утверждать, что тектонический режим седиментации был решающим в эволюции химического состава пород осадочной оболочки.

Ил. 7. Библ. 33 назв.

УДК 550.42:552.5

Геохимическая зональность бассейнов седиментации территории СССР. Смыслов А.А., Ронов А.Б., Данилевич А.А., Ильинский Ю.В., Орлова М.Т., Певзнер В.С., Плющев Е.В., Рудник В.А., Терентьев В.М., Титов В.К., Тихомиров Л.И., Шор Г.М. — В кн.: Геохимия платформенных и геосинклинальных осадочных пород и руд. М.: Наука, 1983.

Составлена Геохимическая карта территории СССР в масштабе 1:10.000.000. С ее помощью установлены наиболее общие закономерности латеральной и вертикальной зональности распределения и сочетания редких и рассеянных элементов (преимущественно рудных) в осадочных, магматических, метаморфических формациях различного возраста в пределах важнейших геоструктур Советского Союза. Показано, что в формировании геохимического фона в бассейнах седиментации решающее значение имеют сингенетические процессы осадконакопления, а образование рудных скопленений связано с комплексом эпигенетических процессов преобразования горных пород.

Ил. 2. Библ. 5 назв.

УДК 550.42:552.5

Химический состав и геохимическая история осадочных пород Русской платформы. Мигдимов А.А., Ронов А.Б. — В кн.: Геохимия платформенных и геосинклинальных осадочных пород и руд. М.: Наука, 1983.

В статье рассматривается система методов, разработанных для проведения региональных геохимических исследований. Они включают в себя оценки площадей и объемов пород, рациональные методы их опробования и определения химического состава. На основании полученных геохимических данных выявлены основные факторы, определившие изменения составов пород на площади древних бассейнов и в ходе геологической истории региона. На фоне циклических изменений, обусловленных тектонической жизнью платформы и миграцией климатических поясов, выделены эволюционные тренды, отражающие развитие земной коры и биосферы.

Табл. 2. Ил. 7. Библ. 21 назв.

Особенности химического состава и генезис осадочных пород верхнего протерозоя востока Русской плиты. Морозов С.Г., Иванова Т.В., Андреев Ю.В. — В кн.: Геохимия платформенных и геосинклинальных осадочных пород и руд. М.: Наука, 1983.

На основании выявленных особенностей химического состава осадочных пород рифея и венда делаются выводы о их генезисе. Установлено, что рифейские отложения являются типично платформенными, накопление их происходило в мелководно-морском бассейне при далеко зашедшей дифференциации материнских пород на континенте. Исключения составляют осадки арланской и калтасинской свит нижнего рифея Осинско-Калтасинского прогиба, образовавшиеся в относительно глубоководных условиях. В венде процессы поверхностной дифференциации материнских пород имели гораздо меньшие масштабы, что отразилось на вещественном составе пород этого комплекса.

Табл. 1. Ил. 3. Библ. 5 назв.

Геохимия морских терригенных отложений Западно-Сибирской плиты. Гавшин В.М., Бобров В.А., Демина Р.Г., Дорогоницкая Л.М., Пархоменко В.С., Смертина Л.Н. — В кн.: Геохимия платформенных и геосинклинальных осадочных пород и руд. М.: Наука, 1983.

По 135 пробам выведены статистические оценки для содержаний 40 химических элементов в мезозойских отложениях Западно-Сибирской плиты преимущественно на основе нейтронно-активационных и атомно-абсорбционных анализов. Получены указания на хорошую гомогенизацию терригенного материала в рамках каждого гранулометрического класса, что позволяет по результатам локального опробования судить о химическом составе мезозойского осадочного чехла в целом. Содержания большинства элементов возрастают с увеличением количества пелитового вещества. В битуминозных аргиллитах баженовской свиты, по мере возрастания содержания органического углерода, увеличиваются концентрации Mo, U, As, Sb, Zn, V, Ni, Cu, Au, Ag, Ba, в общем в такой же мере, как в черных и горючих сланцах других регионов планеты.

Табл. 1. Ил. 6. Библ. 25 назв.

Геохимический разрез чехла Сибирской платформы. Певзнер В.С. — В кн.: Геохимия платформенных и геосинклинальных осадочных пород и руд. М.: Наука, 1983.

Приведены данные о типах и уровнях накопления геохимических ассоциаций по этапам развития в диапазоне 2000–70 млн. лет. Получены сведения о наличии зональности в изменении типов и видового состава ассоциаций. Зональность наблюдается и внутри каждого геологического цикла. Чехол в целом и каждый цикл обладает отчетливой асимметрией свойств. Вверх по разрезу падают вариации содержаний элементов и растет число элементов с содержаниями, близкими к кларку, что свидетельствует об общей тенденции в развитии чехла: тенденции к гомогенизации.

Табл. 1. Библ. 6 назв.

УДК 550.42:552.5:551.76/77 (571.1)

Некоторые особенности геохимии ассоциаций химических элементов в мезокайнозойских отложениях южной окраины Западно-Сибирской плиты. Шор Г.М., Спиридонов А.А., Касперкевич Е.П., Васильев Н.Н., Высоккий В.А., Комарова Н.И., Никольский В.М. — В кн.: Геохимия платформенных и геосинклинальных осадочных пород и руд. М.: Наука, 1983.

На основании обобщения многочисленных данных выявлены главные пространственно-временные закономерности распределения ассоциаций химических элементов в мезокайнозойских отложениях южной окраины Западно-Сибирской плиты.

Установлено, что в непосредственном обрамлении областей сноса бассейнов седиментации Западно-Сибирской плиты распространены геохимические однородные литофильные комплексы, тогда как на удалении от них проявляется четко выраженная геохимическая специализация.

Намеченная латеральная зональность отражает геолого-структурную обстановку и металлогенические особенности отдельных участков изученного региона, что позволяет использовать геохимические данные для тектонических построений и прогноза месторождений полезных ископаемых.

Табл. 5. Ил. 6. Библ. 15 назв.

УДК 550.42:552.5 (574)

Геохимическая специализация осадочного чехла Туранской платформы. Данилевич А.М., Шор Г.М., Диордиенко Л.В. — В кн.: Геохимия платформенных и геосинклинальных осадочных пород и руд. М.: Наука, 1983.

В результате проведенных геохимических исследований, выполненных на формационной основе для осадочного чехла Туранской плиты, установлена взаимосвязь геохимической специализации покровных образований с несколькими типами экзогенных процессов. Ведущими являются процессы физического перераспределения кластических масс, химической садки, физико-химической сорбции и эпигенетической аккумуляции.

Табл. 1.

УДК 550.4:552.5 (571.6)

Химический состав осадочного слоя земной коры юга Дальнего Востока. Волохин Ю.Г., Маркевич П.В., Михайлов М.А., Киреева Е.А., Афанасьева В.М. — В кн.: Геохимия платформенных и геосинклинальных осадочных пород и руд. М.: Наука, 1983.

Приводятся данные по среднему химическому составу и пропорции главных типов пород в геосинклинальных комплексах Монголо-Охотской и Сихоте-Алинской областей. Химический состав осадочного слоя земной коры юга Дальнего Востока близок к гранитам или гранодиоритам. Это объясняется участием вещества сиалической континентальной коры в формировании терригенных пород, преобладающих в фанерозойских геосинклинальных комплексах. Поступление эндогенного (базальтового) материала оказалось сбалансированным накоплением мощных кремнистых толщ и не привело к существенному изменению химического состава эвгеосинклинальных комплексов в сторону большей основности.

Табл. 4. Ил. 1. Библ. 24 назв.

Химический состав осадочных толщ различных тектонических зон Кавказской геосинклинали. Гири́н Ю.П., Казаков Г.А., Ронов А.Б. — В кн.: Геохимия платформенных и геосинклинальных осадочных пород и руд. М.: Наука, 1983.

На примере Кавказской геосинклинали рассмотрена методика изучения геохимии осадочных толщ геосинклинальных областей. На представительном систематически отобранном материале показано изменение химического состава осадочных пород по геотектоническому профилю от Русской платформы к внутренним зонам Кавказской геосинклинали. Состав Р.З.Э, величины Al/Si, K/Rb выявляют увеличение вклада основного материала в формирование химического состава осадочной оболочки центральных частей геосинклинальной области. Тектонические факторы контролируют геохимическую специфику отдельных зон геосинклинали: максимальные скорости седиментации, присущие миогеосинклинали, обусловили тяжелый состав серы рассеянных сульфидов и высокую степень окисленности железа здесь, а интенсивный вулканизм в эвгеосинклинали определил накопление в осадках тяжелых лантаноидов, титана и относительный дефицит рубидия.

Табл. 2. Ил. 7. Библ. 13 назв.

Геохимические особенности осадочных пород верхнепротерозойской геосинклинали Урала. Казаков Г.А. — В кн.: Геохимия платформенных и геосинклинальных осадочных пород и руд. М.: Наука, 1983.

На основании химического анализа средних проб главных литологических типов пород всех серий и свит верхнепротерозойской геосинклинали Урала установлен ряд геохимических закономерностей. Средний химический состав терригенных пород изменялся в направлении от Русской платформы к внутренним зонам геосинклинали Урала. Сравнение химического состава осадочных пород Уральской миогеосинклинали с однотипными породами Кавказской миогеосинклинали показало более кислый и калиевый состав первой и более основной — второй. Главные причины различий связаны с различиями составов питающего геосинклиналь субстрата.

Табл. 1. Ил. 5. Библ. 5 назв.

Геохимическая зональность осадочного слоя земной коры западных районов Восточного Казахстана. Алексеенко В.Д., Шор Г.М., Спиридонов А.А., Цалюк Ю.П., Комаров Н.И. — В кн.: Геохимия платформенных и геосинклинальных осадочных пород и руд. М.: Наука, 1983.

Геохимические исследования выполнены на основе общей схемы формирования осадочного слоя земной коры Восточного Казахстана.

Анализ геохимических данных позволил установить вертикальную геохимическую зональность, заключающуюся в усилении литофильных и снижении сидерофильных и халькофильных свойств в ассоциациях химических элементов снизу вверх по разрезу.

Формирование геохимической зональности обусловлено проявлением процессов, представляющих как общие закономерности геохимической эволюции осадочных толщ, так и образование геохимически специализированных и рудных аккумуляций.

Табл. 4. Библ. 8 назв.

УДК 550.4:551.72

Эволюция химического состава стратифицированных образований Чу-Илийского района и Северо-Востока Центрального Казахстана. Глухан И.В., Евдокимов И.В., Казмин В.Н. — В кн.: Геохимия платформенных и геосинклинальных осадочных пород и руд. М.: Наука, 1983.

Материалы, полученные в результате мелкомасштабных геохимических исследований Центрального Казахстана, иллюстрируют на примере двух районов изменение геохимического и петрохимического состава эффузивных и осадочных пород на фоне геотектонического развития от собственно геосинклинальной стадии к орогенной и далее — к субплатформенной и платформенной. Выявлено общее закономерное увеличение во всех главных типах пород концентраций фельсифильных и уменьшение фемафильных элементов. Продемонстрирована связь эволюции металлогении районов с эволюцией химического состава пород.

Табл. 2. Библ. 13 назв.

УДК 550.4:551.72 (571.51)

Геохимические особенности и условия осадконакопления верхнепротерозойских отложений Енисейского кряжа. Сараев С.В. — В кн.: Геохимия платформенных и геосинклинальных осадочных пород и руд. М.: Наука, 1983. ✓

Приведена геохимическая характеристика пород сухопитской серии рифея Енисейского кряжа. Реконструирован исходный минеральный состав отложений. Показано, что осадконакопление происходило преимущественно в смешанных континентально-морских условиях с господством восстановительных обстановок. Частям разреза с повышенной золотоносностью соответствуют наиболее "зрелые" в химическом отношении осадки.

Табл. 2. Ил. 5. Библ. 7 назв.

УДК 550.42:552.5

Геохимические особенности фанерозойских отложений Алтае-Саянской складчатой области. Ильинский Ю.В., Буев В.А. — В кн.: Геохимия платформенных и геосинклинальных осадочных пород и руд. М.: Наука, 1983.

Особенностью Алтае-Саянской складчатой области является существенно халькофильно-сидерофильный характер геохимических ассоциаций в большинстве геологических формаций как осадочных, так и магматических. Литофильные элементы играют подчиненную роль в геохимическом облике региона и обычно не образуют высоких концентраций. Большое влияние на геологическую зональность осадочного чехла оказало поступление эндогенного материала (в том числе вулканических пеплов, туфов) и эпигенетическое перераспределение элементов.

Табл. 2. Библ. 5 назв.

УДК 550.4

Геохимические особенности осадков рифтовых зон. Говоров И.Н., Михайлов М.А., Волохин Ю.Г., Китаев И.В., Усенко В.П., Шашкин К.С. — В кн.: Геохимия платформенных и геосинклинальных осадочных пород и руд. М.: Наука, 1983.

Намечены этапы тектонического развития и охарактеризованы особенности геохимии различных типов кремнистых пород и вулканогенно-осадочных руд Монголо-Охотской палеорифтовой зоны внутриконтинентального типа. Содержания железа и микроэлементов в однотипных кремнистых породах увеличиваются по мере удаления от палеоконтинента вглубь бассейна седиментации, что объясняется механическим фракционированием аллохтонных и автохтонных взвесей. Показано геохимическое сходство железных руд с современными металлоносными осадками Восточно – Тихоокеанского поднятия. Для реконструкции окислительно-восстановительных условий рудоотложения в рифтовых бассейнах привлекаются данные по геохимии современных осадков Аравийско-Индийского срединно-океанического хребта. Табл. 3. Ил. 2. Библ. 25 назв.

УДК 550.4

Динамика геохимического цикла и проблема эволюции осадочной оболочки. Ярошевский А.А. – В кн.: Геохимия платформенных и геосинклинальных осадочных пород и руд. М.: Наука, 1983.

Закономерности динамики обмена веществом в геохимическом цикле ограничивают возможность эволюции среднего химического состава осадков и пропорций различных типов осадочных пород, которая может быть обусловлена изменением во времени состава питающего материала и нестационарностью глубинных резервуаров кристаллических пород коры. Ил. 3. Библ. 18 назв.

УДК 550.4:551.494

Природа равновесия и геохимическая направленность эволюции системы вода – CO_2 – алюмосиликаты в литосфере. Шварцев С.Л. – В кн.: Геохимия платформенных и геосинклинальных осадочных пород и руд. М.: Наука, 1983.

Система вода – CO_2 – первичные алюмосиликаты является неравновесной в силу того, что образующаяся при взаимодействии воды с породой щелочность нейтрализуется углекислым газом, а химические элементы связываются малорастворимыми соединениями. Неравновесность системы приводит к постоянному преобразованию алюмосиликатов и химическому разложению и связыванию вторичными продуктами воды в верхней части литосферы и возрождению их в зоне метаморфизма. Такое взаимопревращение основных составляющих земной коры приводит к многообразию взаимодействия воды с горными породами, формированию различных геохимических обстановок, разнообразию вторичных минералов и состава подземных вод. Показано, что каждому этапу литогенеза отвечает строго определенный тип воды; формирование вторичных минералов подчиняется строгой последовательности, контролируемой геохимической направленностью эволюции среды. Ил. 2. Библ. 18 назв.

УДК 550:553.068.3

Редкие элементы в корях выветривания южного обрамления Западно-Сибирской плиты. Цибульчик В.М. – В кн.: Геохимия платформенных и геосинклинальных осадочных пород и руд. М.: Наука, 1983.

Изучено поведение Nb, Ta, Zr, Hf в мезо-кайнозойских корях выветривания каолинового типа на Кокчетавском поднятии (Северный Казахстан) и в предгорьях Алтая. Содержания указанных элементов определены нейтронно-активационным и рентгено-радиометрическим методами. Установлено, 260

что поведение изученных редких элементов в процессе выветривания определяется формами их нахождения в исходных породах, а также характером гипергенного минералообразования. В исследованных продуктах Nb, Ta, Zr, Hf являются относительно подвижными элементами, причем, Nb, Ta обла- дают большей миграционной способностью, чем Zr и Hf. При выветривании происходит также разделение геохимически близких пар Nb-Ta и Zr-Hf при большей подвижности Ta и Hf. Наложенные вторичные процессы могут существенно изменить первичное распределение редких элементов в элюви- альных продуктах.

Табл. 5. Библ. 15 назв.

УДК 550.422:552.511

Элементы-индикаторы осадочного процесса. Пачаджанов Д.Н., Адам- чук И.П. — В кн.: Геохимия платформенных и геосинклинальных осадочных пород и руд. М.: Наука, 1983. ✓

На основе анализа 400 средних проб, составленных из 4000 единичных образцов разных петрогенетических типов пород мезозойских отложений Таджикской дидепрессии, изучено влияние природных процессов на моби- лизацию и распределение редких и рассеянных элементов на площади бас- сейнов седиментации. Данные о сочетаниях химических элементов в составе осадков использованы для диагностики климатических и фациальных условий их нахождения.

Табл. 5. Ил. 5. Библ. 9.

УДК 550.42:552.5

К геохимии диагенеза. Логвиненко Н.В. — В кн.: Геохимия платформен- ных и геосинклинальных осадочных пород и руд. М.: Наука, 1983.

В работе рассмотрены геохимические особенности процессов диагенеза, протекающих в терригенных, карбонатных и кремнистых осадках. Выделены пять типов диагенеза. 5

Табл. 1. Библ. 7 назв.

УДК 551.35:552.58

Количественные палеогеографические реконструкции диагенетических пре- образований в осадочных породах (на примере сапропланктонитовых глин Восточного Предкавказья). Холодов В.Н., Гаврилов Ю.О., Неду- мов В.И. — В кн.: Геохимия платформенных и геосинклинальных осадочных пород и руд. М.: Наука, 1983.

На примере современных илов Черного моря и среднемиоценовых отло- жений Восточного Предкавказья показано, что накопление малых элемен- тов в осадках, резко обогащенных ОВ, осуществляется на стадии седимента- ции независимо от ОВ по законам взвесей. В диагенезе ОВ образуют само- обогащающуюся систему, в которой потери органики на сульфатредукцию и перераспределение карбонатов компенсируются увеличением содержаний малых элементов. Кроме того, трансформированное ОВ извлекает из иловых вод и дополнительно концентрирует в себе ряд химических элементов. В целом элементы-примеси в составе черных сланцев накапливаются не в ходе седиментации, а по мере реализации диагенетических и катагенетических процессов.

Табл. 4. Библ. 35 назв.

Главнейшие черты геохимии бокситов, сформированных в пределах главных геотектонических структур земной коры. Геняков В.А. — В кн.: Геохимия платформенных и геосинклинальных осадочных пород и руд. М.: Наука, 1983.

На основе обобщенных оригинальных и литературных данных рассмотрена распространенность 57 химических элементов в бокситах главных генетических классов и в бокситах в целом. Анализ этих данных выявляет наиболее важные черты геохимического различия между бокситами платформ и геосинклиналей.

Табл. 1. Ил. 3. Библ. 9 назв.

УДК 550.4:553.31 (45) (571.62)

Геохимические особенности вулканогенно-осадочных руд железа. Панский Е.А. — В кн.: Геохимия платформенных и геосинклинальных осадочных пород и руд. М.: Наука, 1983.

Проведено сопоставление геохимических особенностей комбрийских вулканогенно-осадочных железных руд Дальнего Востока с одновременными железистыми кварцитами этого региона и кембрийскими вулканогенно-осадочными железистыми рудами Казахстана, а также с докембрийскими и фанерозойскими вулканогенно-осадочными и осадочными железными рудами. Неоднородность химического состава вулканогенно-осадочных железных руд связана с различиями в типе рудогенерирующего вулканизма, накоплением их в разных фациальных условиях и направленным изменением физико-химических условий седиментогенеза в истории Земли. По сравнению с осадочными железными рудами, в вулканогенно-осадочных выше содержание железа, титана, фосфора, глинозема, но меньше кальция и магния. Геохимические связи элементов в рассмотренных типах руд различны.

Табл. 2. Библ. 27 назв.

УДК 550.42

Геохимия марганца и эволюция марганценосных формаций в геологической истории. Рахманов В.П., Чайковский В.К. — В кн.: Геохимия платформенных и геосинклинальных осадочных пород и руд. М.: Наука, 1983.

Основные свойства марганца определяются его принадлежностью к семейству железа, его сидерофильностью. В геохимическом отношении с железом его сближает относительная легкость перехода от одной валентности к другой в связи со сравнительно небольшими изменениями физико-химических условий среды. Сравнительный анализ обстановок как совместного, так и обособленного образования руд обоих элементов позволяет выявить сложную геохимию марганца, а также эволюцию различных типов его магмато- и метаморфогенных месторождений во времени и пространстве.

Табл. 1. Библ. 20 назв.

УДК 550.403: 553.32

Главнейшие типы марганцевых и железо-марганцевых месторождений СССР, их генетические и геохимические особенности. Ходак Ю.А. — В кн.: Геохимия платформенных и геосинклинальных осадочных пород и руд. М.: Наука, 1983.

Освещаются геохимические особенности структурно-генетического ряда марганцевых и железо-марганцевых месторождений СССР от Никопольского платформенного месторождения до Магнитогорских железо-марганцевых эвгеосинклинальных месторождений. В никопольском типе отделение Mn от Fe протекало в коре выветривания; в магнитогорском эксталяционном типе вынос Mn проходил совместно с Fe с отделением от Mn при образовании руд. Выделены различные геохимические особенности намеченных типов. Библ. 9 назв.

Геохимические особенности углеродистых отложений различных формационных типов. Созинов Н.А., Горбачев О.В., Сидоренко Св.А. – В кн.: Геохимия платформенных и геосинклинальных осадочных пород и руд. М.: Наука, 1983.

На основе анализа геохимических особенностей углеродистых отложений проведена их типизация по формационным и структурно-фациальным признакам. Анализ корреляционных соотношений между группами химических элементов с использованием серии геохимических индикаторов (коэффициент кластофильности, диаграммы коэффициентов наложения рудных элементов и ряд других) позволили выявить закономерность вариаций состава углеродистых отложений по профилю: континент (платформа) – подводный склон (эвгеосинклиналь). Эти закономерности, в совокупности с другими имеющимися данными, позволяют сделать предварительную оценку перспектив рудоносности углеродсодержащих горизонтов, формационная природа которых по тем или иным причинам недостаточно ясна.

Табл. 1. Ил. 5. Библ. 11 назв.

**ГЕОХИМИЯ ПЛАТФОРМЕННЫХ
И ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ
ОСАДОЧНЫХ ПОРОД И РУД**

*Утверждено к печати
Институтом геохимии
и аналитической химии АН СССР*

Редактор *М.Ю. Хотин*
Редактор издательства *О.А. Харнас*
Художник *Е. Андрушина*
Художественный редактор *М.В. Версоцкая*
Технический редактор *И.И. Джиоева*
Корректор *И.Г. Мартянова*

ИБ № 27261

Подписано к печати 05.08.83. Т-16421
Формат 60 × 90 1/16. Бумага картографическая
Печать офсетная. Усл. печ. л. 16,5 + 0,1 вкл.
Усл. кр.-отт. 16,7. Уч.-изд. л. 20,3. Тираж 850 экз.
Тип. зак. 609. Цена 3 р. 20 к.

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

3974

3 p. 20 н.