

ISSN 0024-497X

• НАУКА •



ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

1

1992

СОДЕРЖАНИЕ

<i>Хворова И.В., Сеславинский К.Б.</i> Кайнозойские отложения северных талассогенов Тихого океана	3
<i>Осовецкий Б.М.</i> Дифференциация зерен минерального вида по плотности в аллювиальных осадках	13
<i>Гаврилов Ю.О.</i> Некоторые аспекты формирования гравититов в зоне северного склона юрского бассейна Большого Кавказа	27
<i>Фирсова С.О.</i> Некоторые особенности строения и состава прожилков с шунгитом I в карбонатсодержащих породах верхнезаонежской подсвиты (Карелия)	41
<i>Гурвич Е.М., Rogov B.C., Кудьяров И.С., Гончаров С.М., Пикалова О.В., Рукина Г.А., Алексеев А.А.</i> Марганценосность карбонатных пород Мохсвой синклинали (Южный Урал)	54
<i>Кондратьева И.А., Ефрова Л.Л., Нестерова М.В.</i> Роль пострудных процессов в преобразовании древнего инфильтрационного уранового месторождения	70
Шмариович Е.М., Гольдштейн Р.И., Салмин Ю.П., Фишелева Л.И., Бровин К.Г., Натальченко Б.И. Распределение микроэлементов в рудоформирующих пластовых водах инфильтрационных месторождений	91
<i>Липаева А.В., Каледа К.Г.</i> Трубообразные и полосчатые текстуры высокожелезистых пород	106

Краткие сообщения

<i>Пилипенко А.И.</i> Сейсмостратиграфические особенности осадочного чехла Индийского океана	119
<i>Красильникова И.Г., Крутиков В.Ф., Солюшкин В.Е., Разумовская Н.Н.</i> Гипергенные новообразования в фосфоритах Каратау	129
<i>Мигунов Л.В.</i> Вопросы литологии и стратиграфии Соликамской впадины с учетом гидрогеохимических данных	136
К 80-летию академика Александра Леонидовича Яншина	142

LITHOLOGY and MINERAL RESOURCES

RUSSIAN ACADEMY OF SCIENCES
MINISTRY OF GEOLOGY OF THE USSR

1

JANUARY-FEBRUARY

1992

CONTENTS

<i>Khvorova I.V., Seslavinsky K.B.</i> Cenozoic deposits of northern thalassogens in the Pacific Ocean	3
<i>Osovetsky B.M.</i> Differentiation of mineral-like grains in alluvial sediments in accordance with the density	13
<i>Gavrilov Yu.O.</i> Some aspects of gravitite formation within the Jurassic basin northern slope in the Greater Caucasus	27
<i>Firsova S.O.</i> Certain specific features of the structure and composition of shungite I-bearing veinlets in carbonate rocks of the Verkhnezaonezh subsuite (Karelia)	41
<i>Gurvich Ye.M., Rogov V.S., Kud'yarov I.S., Goncharov S.M., Pikalova O.V., Rukina G.A., Alekseev A.A.</i> Manganese occurrence in carbonate rocks of the Mokhovaya syncline (South Urals)	54
<i>Kondrat'yeva I.A., Bobrova L.L., Nesterova M.V.</i> The role of postmineralization processes in transforming an ancient infiltration uranium deposits	70
<i>Shmariovich Ye.M., Goldshtein R.I., Salmin Yu.P., Fischeleva L.I., Brovin K.G., Natalchenko B.I.</i> Microelements distribution in the ore-forming confined water of the infiltration mineral deposits	91
<i>Lipaeva A.V., Kaleda K.G.</i> Pipe-shaped and banded structures of high-ferrigenous rocks	106

In Brief

<i>Pilipenko A.I.</i> Seismostratigraphic features of the sedimentary mantle of the Indian Ocean . . .	119
<i>Krasilnikova I.G., Krutikov V.F., Sonyushkin V.Ye., Razumovskaya N.N.</i> Exogenic recent formations in the Karatau phosphorites	129
<i>Migunov L.V.</i> Lithologic and stratigraphic problems of the Solikamsk depression with hydrochemical data taken into account	136
<i>Aleksandr Leonidovich Yanshin</i> (On his 80-th birthday)	142

УДК 551.77:551.8 (265/266)

© 1992 г. Хворова И.В., Сеславинский К.Б.

КАЙНОЗОЙСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ СЕВЕРНЫХ ТАЛАССОГЕНОВ ТИХОГО ОКЕАНА

В сравнительном аспекте рассмотрены осадочные образования кайнозоя Западного и Восточного талассогенов Тихого океана; описаны главные фациальные комплексы отложений, их пространственное размещение и определена площадь распространения каждого. Показано, что набор комплексов в обоих случаях существенно различен. Морфоструктурные особенности и распределение осадочных образований позволяет определить Западный талассоген как "мозаичный океан", а Восточный — как близкий к Атлантическому типу. Приведенный материал может быть использован при реконструкциях геосинклинальных бассейнов, отложения которых сохранились в складчатых областях континентов.

При тектоническом районировании ложа Тихого океана Ю.М. Пушаровский [8] выделил в его пределах крупные структурно различные участки, для которых удобно использовать введенный им термин *талассогены*¹. Особое внимание привлекают к себе два северных талассогена: Западный и Восточный, охватывающие большую часть площади океана. Они отличаются друг от друга морфоструктурой, возрастом фундамента, геофизической и тектонической характеристиками.

Границами талассогенов являются: на западе и севере глубоководные желоба островодужных систем, на востоке — либо окраина Северной Америки (внешний край шельфа), либо фланг Восточно-Тихоокеанского поднятия (ВТП); южная граница условно проводится примерно по 20° ю.ш. (склон Полинезийского свода). Раздел между талассогенами, получивший название "Великого тихоокеанского геораздела" [4] или "Главной диагонали Тихого океана", проходит через Императорский разлом на севере и вдоль восточных склонов архипелагов Гавайского, Лайн и Туамоту (фигура).

Строению и развитию впадины Тихого океана и ее отдельных структур посвящено много трудов [3, 6, 8–10 и др.], но формированию осадочного чехла, в частности, упомянутых талассогенов, особенно в сравнительном плане (это для нас главное), внимания почти не уделялось. В статье не разбираются специальные седиментологические проблемы, поскольку процессы океанской седиментации хорошо изучены океанологами [5, 7 и др.]. Наша задача — выделить основные парагенетические комплексы отложений и определить их соотношения, условия образования и связи с морфоструктурами. Для этого здесь используется разработанный на континентах формационный метод.

Наш анализ ограничен кайнозоем, так как его отложения лучше представлены фактическим материалом и, главное, развиты в обоих талассогенах (в Восточном мезозой почти отсутствует), что позволяет проводить сравнительный анализ.

В работе использованы данные глубоководного бурения и другой литератур-

¹ В работе [8] понятие талассоген имеет более широкое значение и в Тихом океане выделяется только два талассогена, состоящие из двух-трех участков разного строения (талассогены в нашем понимании).

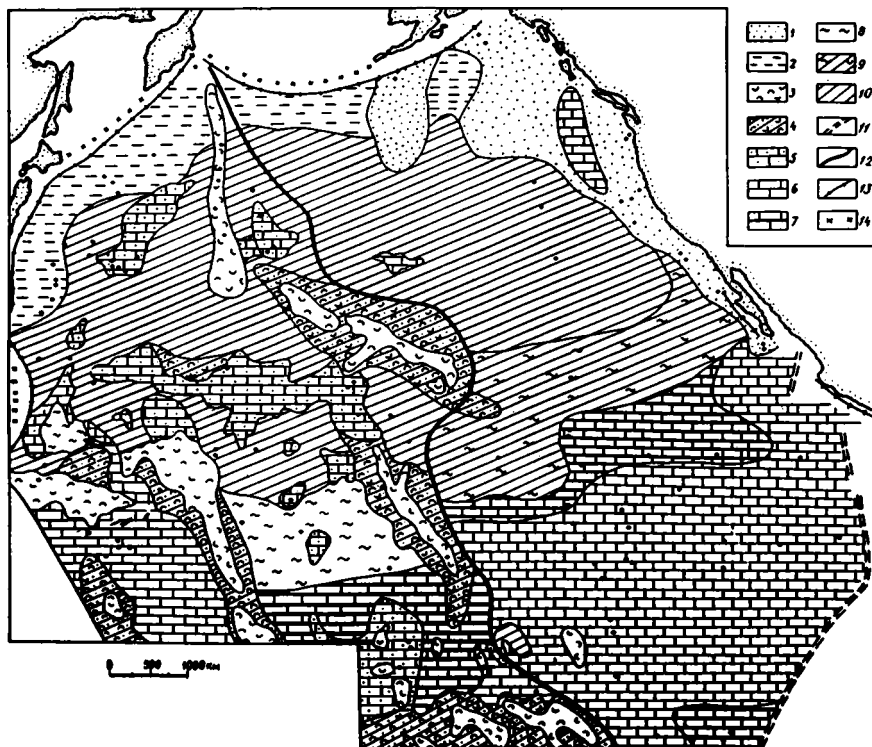


Схема распространения главных фациальных комплексов кайнозоя в Тихом океане
 1–10 – фациальные комплексы: 1 – терригенный песчано-глинистый флишеидный; 2 – кремнисто-глинистый с пеплами; 3 – известняковый органогенный, мелководный; 4 – гравититовый (известняковый и вулканотерригенный); 5 – известняковый погруженных поднятий; 6 – известняковый и кремнисто-известняковый котловин и флангов спредингового хребта; 7 – глинисто-карбонатный (переходный от талассобатинального к абиссальному); 8 – радиоляриевый, абиссальный; 9 – радиоляриево-глинистый, абиссальный; 10 – эвпелагических абиссальных глин; 11 – Восточно-Тихоокеанское поднятие (ВТП); 12 – граница между талассогенами ("Великий Тихоокеанский геораздел"); 13 – глубоководные желоба; 14 – островные дуги. Точками обозначены местоположения скважин глубоководного бурения

ный материал. Составлены схематические карты распространения основных типов отложений (комплексов) для кайнозоя в целом (см. фигуру) и неогеновой его части. На их основе подсчитаны площади развития комплексов в каждом из талассогенов.

КРАТКИЕ СВЕДЕНИЯ О МОРФОСТРУКТУРЕ

Западный талассоген представляет сочетание глубоководных котловин и различных по морфологии и происхождению поднятий.

Выделяются две крупные котловины (Северо-Западная и Центральная) и две меньшей площади (Восточно-Марианская и Меланезийская). Глубина дна в котловинах составляет 5,5–6,5 км, в периферической их части достигает 4,5 км. Дно котловин неровное, осложненное депрессиями и скоплениями абиссальных холмов и небольших подводных гор.

Поднятия представлены двумя типами: сводово-глыбовым и наложенных вулканических архипелагов [6, 8]. К первому относятся возвышенности Шатского, Хесса, Обручева, Манихики, Магеллана, Онтонг-Джава и другие, более мелкие. Их фундамент имеет возраст, одинаковый с соседними котловинами.

Форма поднятий неправильная, близкая к изометричной, высота 1,2–3,5 км, вершины в целом плоские, но поверхность их осложнена депрессиями (в значительной степени заполненными осадками) и вулканическими постройками. Склоны поднятий нередко крутые, с террасами и высокими эскарпами, где обнажаются иногда породы фундамента. Поднятия представляют собой тектономагматические образования разного возраста (от позднего мела до поздней юры).

Ко второму типу относятся хребты: Императорский и Гавайский (одна система, возраст которой закономерно уменьшается с севера на юг), Лайн и Туамоту. Длина отдельных хребтов колеблется от 2300 до 3500 км. Все они тяготеют к восточной периферии талассогена. Западнее, в его пределах, к тому же типу поднятий относятся архипелаги Маркус-Неккер, Маршалловый, Каралинский, Гильберта. Они имеют разные простирания, разделяют котловины и состоят из десятков и сотен вулканических островов, подводных гор и атоллов, образующих сложные системы и располагающихся на крупных сводовых поднятиях. Отдельные возвышенности высотой от 1,5 до 5 км разделены глубокими депрессиями.

В целом Западный талассоген имеет "мозаичное строение", представляя собой сочетание абиссальных котловин и крупных поднятий различного возраста и происхождения. Для талассогена характерна сложная система позднемезозойских линейных магнитных аномалий.

Восточный талассоген образован самой большой в мире котловиной — Северо-Восточной. В меридиональном направлении она достигает 9000 км, в широтном — 4500 км; обширные пространства имеют глубины 4500–5000 м (местами > 6000 м), к востоку и югу постепенно уменьшающиеся. Ложе котловины неровное, осложненное местами холмисто-грядовым рельефом с отдельными высокими (до 1000 м) вулканическими горами. В северной части котловины восточным обрамлением талассогена является континент; южнее Калифорнийского залива границей служит спрединговый хребет (ВТП). Характерной чертой являются гигантские субширотные разломы, рассекающие талассоген на крупные сегменты или блоки. Магнитное поле, в отличие от Западного талассогена, "упорядоченное", выраженное системой субмеридиональных линейных аномалий, связанных со спредингом ВТП; лишь на севере они резко меняют простирание на субширотное. В Восточном талассогене нет таких крупных поднятий, как на западе, а сравнительно небольшие поднятия (горы Музыкантов, Гагарина, Маркизских островов) расположены вблизи Тихоокеанского геораздела, отмечая переходную зону между талассогенами.

ОСНОВНЫЕ ФАЦИАЛЬНЫЕ КОМПЛЕКСЫ

Под фациальным комплексом понимается толща, состоящая из характерного набора пород (парагенеза), сформированная в определенной ландшафтной обстановке. Такое понятие близко соответствует макро- или мезофациальному уровням организации океанских осадочных систем И.О. Мурдмаа [7].

В рассматриваемых талассогенах выделены следующие главные фациальные комплексы.

1. *Терригенный песчано-глинистый приконтинентальный комплекс.* Отложения формировались в двух несколько отличающихся обстановках: 1) на континентальном склоне и его подножии и 2) в пределах бордерленда. В первом случае это флишиодные образования, представленные неравномерным чередованием песков, алевроитов и глин. В местах их распространения установлены крупные долиново-верные системы, дистальные части которых прослеживаются в котловине до глубин 3–4 км. Один такой комплекс палеогенового возраста развит на севере (см. фигуру); состав кластики указывает на Аляскинский источник, что свидетельствует об отсутствии в это время Алеутского желоба. Второй участок, более восточный, примыкает к шельфу Северной Америки; флишиоды здесь плиоцен-

четвертичные. Третий — небольшой по площади участок находится западнее окончания Калифорнийского полуострова, где осадки миоценовые.

В пределах бордерленда (Калифорнийского) терригенные отложения отличаются большей карбонатностью (скелетный детрит), кремнистостью (диатомовая примесь), присутствием глауконита и повышенным содержанием органического вещества; латерально комплекс изменчив, и кроме турбидных потоков большое значение в распределении осадков имели поверхностные течения и волнения [11].

2. *Кремнисто-глинистый комплекс с пеплами.* Он формировался в глубоководной части океана, прилегающей к островодужной системе. Отложения представлены в разной степени алевритистыми геми- и миопелагическими глинами с примесью и прослоями пепла, поступавшего эоловым путем с расположенных западнее вулканов. Осадки неравномерно обогащены биогенным кремнеземом, преимущественно остатками диатомей; их количество возрастает к северу при приближении к высокоширотному поясу кремненакопления, в отдельных слоях диатомовые фрустулы составляют до 80% осадки; особенно много диатомитов в среднем миоцене.

Оба рассмотренных комплекса относятся к периферии океана, и их состав определяется характером обрамления. На западе, где развита островодужная система, оконтуренная глубоким желобом, в океан поступает преимущественно тонкий глинистый и мелкоалевритовый материал и формируются геми- и миопелагические толщи, на востоке же при поступлении больших масс терригенного материала и отсутствии ловушек возникают крупные флишеидные накопления.

Следующие фациальные комплексы относятся к внутренней части океана. Среди них различаются мелководные, склоновые и глубоководные; к последним относятся менее глубоководные, возникшие выше критической глубины карбонатакопления (КГК), определяемые как талассобатиальные², и ниже ее — абиссальные.

3. *Известняковый органогенный мелководный комплекс*, несколько условно определяемый как банково-рифовый. Это сложное сочетание разнообразных известняков: раковинных, водорослевых, биокластических, оолитовых, обломочных (известняковые пески, галечники, брекчии). Существенное значение принадлежит рифогенным постройкам. Мощность комплекса варьирует от 100 м до первых километров. Отложения развития на вулканических массивах, подводных горах и приостровных шельфах. Нередко в известняках наблюдается примесь базальтовой или трахитовой пластики, иногда обильной, но обычная терригенная примесь почти отсутствует.

Рифообразование было широко развито в меловое время (ургонская кораллово-рудистовая фация), заметно сократилось в палеогене, а с неогена начался второй крупный этап рифообразования. Меловые рудистовые рифы сменились в кайнозой кораллово-водорослевыми (хр. Лайн, Маршалловый архипелаг) или мшанково-водорослевыми (Императорские горы).

4. *Гравититовые комплексы склонов подводных поднятий и их подножий.* По составу кластики это известковые, вулканотерригенные и смешанные разности. Различаются грубообломочные отложения оползней, обвалов и дебризных лавин и менее грубые — турбидных потоков. Обломочный материал возник от разрушения островных и подводных вулканических построек, рифов и банок. Грубые накопления встречаются на глубинах от 600 м до 2 км, редко глубже. В турбидитах известняковая кластика состоит из разнообразного скелетного детрита, оолитов, обломков рифогенных и пелагических пород. Обломочный материал может быть как синхронным отложению, так и более древним.

Турбидиты чередуются с осадками, фоновыми для того или иного региона. Обычно это зеленоватые и почти белые фораминиферово-кокколитовые илы и

² Термин талассобатияль в литологическую литературу впервые введен И.А. Мурдмаа [7].

мергели, реже коричневые бескарбонатные глины и кокколито-радиоляриевые осадки. Соотношение в разрезах обломочных и фоновых слоев варьирует в больших пределах, отмечая частоту прохождения турбидных потоков. Они выносили материал с поднятий в соседние котловины и внутриархипелаговые депрессии.

5. *Известняковые и кремнисто-известняковые талассобатальные комплексы.* Мы рассматриваем их совместно, так как они тесно связаны и отличаются лишь соотношением известняков и кремнистых пород, причем первые почти всегда преобладают; кремнезем может встречаться в виде примеси к карбонатному осадку, а также образовывать конкреции, линзы и пласты. Основной осадкообразующий компонент известняков — нанофоссилии и раковинки планктонных фораминифер; в подчиненном количестве присутствуют радиолярии и спикеры губок. Содержание CaCO_3 обычно высокое (> 75% до 95%), но некоторые интервалы обогащены глиной и могут квалифицироваться как мергели. Среди известняков выделяются фораминиферовая, фораминиферо-нанофоссилиевая и нанофоссилиевая разновидности. Они чередуются в разрезах, но встречаются и в виде самостоятельных пачек. Отчасти это связано с глубиной дна по отношению к лизоклину, ниже которого фораминиферы подвергаются растворению, а отчасти с механическим перераспределением материала разной гранулометрии. Так формируются "остаточные" фораминиферовые накопления на некоторых поднятиях (отмытые от кокколитового пелита) и широко распространенные фораминиферо-кокколитовые контуриты и дистальные турбидиты (крипто-турбидит).

Кремнистая составляющая комплексов представлена главным образом радиоляриями, вместе с которыми присутствуют остатки диатомовых водорослей, силикофлагеллат и спикеры губок. Часто наблюдаются смешанные карбонатно-кремнистые осадки (обычно радиоляриево-нанофоссилиевые). Количество кремнистых отложений меняется от разреза к разрезу и от интервала к интервалу, причем распределены они неравномерно. В одних толщах пакеты (0,5–1,5 м) из переслаивания радиоляриевых и кокколито-радиоляриевых осадков разделены известняками разной мощности (0,5–12 м), в других — пачки (8 м и более) бескарбонатных порцелланитов чередуются с известняками (20 см — 4 м), почти не содержащими кремнистой примеси.

Отложения рассмотренного фациального комплекса формировались выше КГК, и многие из них ниже или вблизи лизоклина (судя по плохой сохранности фораминиферовых раковин). Они развиты на погруженных поднятиях, на фланге ВТП и в соответствующей по батиметрии части котловин, но особенно характерны для экваториального пояса высокой биологической продуктивности.

6. *Глинисто-известняковый комплекс зоны перехода от талассобаталии к абиссали.* Он состоит из чередующихся нанофоссилиевых мергелей и глин в разной степени известковистых. Осадки характеризуются разными оттенками коричневого вплоть до темно-коричневого цвета, что обусловлено повышенным содержанием оксидов железа. Отмечаются рудные (железомарганцевые) стяжения. В глинах часто присутствуют цеолиты, палагонит и базальтовое стекло. В разрезах отложения обычно залегают выше карбонатных и ниже эвпелагических глин.

Следующие три комплекса относятся к абиссальным образованиям.

7. *Комплекс эвпелагических глин.* Это довольно однообразные коричневые глины разных оттенков, получившие в "геологическом обиходе" название *красных глубоководных глин*. Они обычно бескарбонатны, органические остатки в них очень скудные, хотя костный детрит иногда обилен. В глинах несколько повышено содержание оксидов железа и марганца, местами присутствуют горизонты железомарганцевых стяжений и конкреций. Часто отмечается базальтовая, преимущественно палагонитовая, кластика и характерно присутствие в разных количествах цеолитов; иногда они составляют существенную (30–70%) часть

осадка. Глины полигенны — кроме продуктов дальнего разноса тонкого терригенного материала в их составе большую роль играет аутигенный компонент, обычно связанный с изменением мелкой гиалокластики. Одной из особенностей комплекса является медленная аккумуляция (от долей до 3 мм/1000 л); это может привести к тому, что в зоне донных течений осадок смывается и возникают значительные hiatusы [1].

Распространены эвпелагические глины ниже КГК и покрывают обширные пространства котловин в непродуктивной зоне океана (халистатической).

8. *Кремнисто-глинистый абиссальный комплекс.* Комплекс образован эвпелагическими глинами, сходными с рассмотренными, в которых наблюдаются раковинки радиолярий, а также конкреции и прослои радиоляритов. Обычно отложения бескарбонатны, и лишь вблизи подводных гор в них могут появляться интервалы с примесью кокколитов и фораминифер, снесенных с поднятий. Комплекс, как и предыдущий, формировался ниже КГК и примерно в тех же батиметрических условиях, но не в халистатической области, а в продуктивной части океана. Скорость седиментации несколько выше (1–12 мм/1000 л), чем для предыдущего комплекса.

9. *Кремнистый (радиоляриевый) комплекс.* Он образован коричневыми и желтовато-коричневыми, местами пятнистыми радиоляриевыми илами и порцеланитами, в нижней части разрезов переходящими в твердые кремнии. Кроме радиолярий, составляющих до 90% осадка, встречаются скопления костного детрита, диатомовые фрустулы и единичные раковинки аглютинированных фораминифер; иногда отмечаются радиолярии, переотложенные из более древних слоев, занесенные течениями. Попадаются прослои тонкой вулканокластики, палагонита, рудные микростяжения, а иногда и слойки красной глины. Скорость седиментации 2–5 мм/1000 л. Отложения развиты в западной части экваториального пояса высокой биологической продуктивности на глубинах ниже КГК.

Приведенная краткая характеристика основных фациальных комплексов лишь в общих чертах дает представление о их составе и строении. Отложения любого из них меняются от разреза к разрезу; они отличаются соотношением слагающих пород, особенностями их сочетаний, мощностью отдельных стратиграфических подразделений, количеством и возрастом hiatusов; локально могут появляться осадки, не типичные для того или иного комплекса. Тем не менее если отвлечься от влияния местных условий, то выделенные комплексы дают достаточно полное представление о составе и строении кайнозойского чехла талассогенов.

ОСОБЕННОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ КОМПЛЕКСОВ

В свое время П.Л. Безруков [2] показал, что размещение осадков в океанах подчинено трем главным видам зональности: циркумконтинентальной, широтной климатической и батиметрической. Это применимо не только к осадкам, но и к парагенетическим их ассоциациям (фациальным комплексам), причем в обоих рассматриваемых талассогенах такая зональность проявилась по-разному, что связано с разной морфоструктурой и различным характером обрамления.

Пространственное соотношение комплексов иллюстрирует карта (см. фигуру). Она составлена для кайнозоя в целом, поэтому границы распространения условны; они менялись во времени, но основные принципиальные черты смены фаций сохранились.

Отложения периферической части океана, отражающие циркумконтинентальную зональность, представлены в пределах рассматриваемых талассогенов двумя главными фациальными комплексами: кремнисто-глинистым с пеплами и терригенным песчано-глинистым флишoidным. Первый развит на северо-западе и севере, где океан ограничен глубоководными желобами, а второй — на северо-востоке, в области, прилегающей к континенту (см. фигуру). На составе обоих

комплексов сказывается широтная зональность. Остатки диатомовых, иногда обильные, отражают влияние северного пояса кремненакопления. Проходящее с севера Калифорнийское течение увеличивает кремнистость песчано-глинистого комплекса умеренных широт.

В основной, внутренней части океана (пелагиаль) отложения, как было показано, представлены несколькими фациальными комплексами, отражающими батиметрическую и широтную зональность. Четче она проявляется в Восточном талассогене. Тропическо-экваториальная зона высокой биологической продуктивности характеризуется развитием карбонатного и кремнисто (радиоляриево) - карбонатного комплексов; глубины здесь примерно до 4–4,5 км. К северу эти комплексы сменяются либо глинисто-карбонатным (при глубинах океана < 5 км), либо абиссальным радиоляриево-глинистым (глубины > 5 км). Далее на север расположена абиссальная халистатическая область, где формировался комплекс эвпелагических глин. Она сменяется в высоких широтах высокопродуктивным поясом кремненакопления (диатомового), в пределах которого развиты диатомово-глинистые и диатомово-песчано-глинистые комплексы. Отвлекаясь от местных нарушений, такое распределение отложений можно определить как "стандартное" для кайнозойского океана.

В пределах Западного талассогена картина распределения комплексов более сложная из-за появления многочисленных внутриокеанских поднятий, с которыми связаны либо мелководные известняковые толщи и гравититы (известняковые и вулканитовые), либо талассобатиальные карбонатные среди абиссальных. Вместе с тем черты "стандартного фациального фона" сохраняются. Так, в приэкваториальной части Центральной котловины продолжается с востока зона высокой продуктивности, но в связи с большой (> 5 км) глубиной океана и уменьшением к западу градиента продуктивности здесь формируются не кремнисто-карбонатные, а кремнистые отложения. В Западном талассогене намечается халистатическая область и хорошо выражен северный пояс диатомового кремненакопления.

Для того чтобы количественно оценить площадь распространения фациальных комплексов в том и другом талассогене, на основе карт, составленных для кайнозоя в целом и его неогеновой части, были определены площади распространения главных фациальных комплексов (см. таблицу)³.

Набор фациальных комплексов сравниваемых талассогенов отличается отсутствием в Западном терригенного песчано-глинистого флишоидного, а в Восточном – мелководного известнякового и связанных с ним гравититовых (известняковых и вулканотерригенных). Флишоидный комплекс занимает в Восточном талассогене немного более 10% его площади, а мелководный и гравититовый – до 27% площади Западного, т.е. более ее четверти. Пелагические талассобатиальные комплексы (известняковый и кремнисто-известняковый) широко распространены в обеих частях океана, но их относительно больше на востоке (38%). Второе место по площади развития среди пелагических отложений принадлежит абиссальным фациям, составляющим 35–42% площади каждого талассогена. Однако представлены они несколько differently. В обоих талассогенах преобладают эвпелагические глины, кроме которых в Западном талассогене присутствует радиоляриевый комплекс (6%), а в Восточном – кремнисто (радиоляриево) - глинистый.

Если сравнить площади развития комплексов для кайнозоя в целом и отдельно для неогена, то видно, что картина в общем близкая, хотя определенные изменения существуют. Так, в неогене заметно сократилось распространение терригенных турбидитов, что связано с исчезновением Аляскаинской долинно-вверной системы, имеющей палеогеновый возраст. Возросло значение кремнисто-терри-

³ Площадь распространения крупных хиатусов включается в таковую тех отложений, среди которых хиатусы развиты (обычно это абиссальные осадки).

**Площадь распространения фациальных комплексов в пределах Западного
и Восточного талассогенов***

Фациальный комплекс отложений	Кайнозой		Неоген		Примечания
	талассогены				
	Западный	Восточный	Западный	Восточный	
Терригенный песчано-глинистый	—	11,6 (6,1)	—	6,38 (3,3)	Периферия океанской впадины
Кремнисто-глинистый с пеплами	8 (3,8)	3,62 (1,9)	8,49 (4,1)	5,61 (2,9)	
Известняковый органический (банково-рифовый)	12 (5,7)	—	12 (5,8)	0,39 (0,2)	Мелководные участки
Гравититовые — известняковые и вулканотерригенные	15,8 (7,5)	0,38 (0,2)	17,6 (8,5)	0,58 (0,3)	Склоны поднятий и их подножья
Известняковые и кремнисто-известняковые (пелагические)	22,11 (10,5)	38,6 (20,3)	19,88 (9,6)	40,43 (20,9)	Котловины и погруженные поднятия (талассобатияль)
Глинисто-известняковый	6,5 (3,1)	8,57 (4,5)	—	8,90 (4,6)	Переход от талассобатии к абиссали
Эвпелагических глин	28,42 (13,5)	24,2 (12,7)	24,2 (11,7)	37,72 (19,5)	
Кремнисто-глинистый (радиоляриевый)	1 (0,5)	12,9 (6,8)	11,18 (5,4)	—	Абиссаль
Кремнистый (радиоляриевый)	6,1 (2,9)	—	6,63 (3,2)	—	

* В процентах к площади каждого талассогена, в скобках — к общей площади обоих талассогенов.

генного комплекса на востоке (Калифорнийский бордерланд) из-за вспышки диатомового кремненакопления в миоцене (монтерейский эпизод).

Площадь распространения талассобатияльных комплексов существенных изменений не претерпела, но в разрезах есть отличия, выраженные разным соотношением кремнистой и карбонатной составляющих. Четче это проявляется в Восточном талассогене. Здесь выделено три "формации": эоценовая — кремнисто-известняковая (формация "Островов Лайн"), олигоцен-миоценовая более карбонатная ("Маркизская") и позднемiocен-четвертичная, снова обогащенная кремнями ("Клиппертонская"). Разная кремнистость этих стратиграфических подразделений связана, по-видимому, с изменением уровня КГК. Высокое его положение в раннем и среднем кайнозое сказалось на увеличении кремнистости, а опускание в олигоцене — раннем миоцене привело к увеличению скорости карбонатакопления и расширению высококарбонатной экваториальной зоны. Интенсификация карбонатакопления в послеоценовое время совпадает с океанографической и климатической перестройками, изменившими циркуляцию и температурный режим океана [1, 12].

Значение абиссальных отложений увеличилось в неогене Западного талассо-

гена, по-видимому, в результате углубления котловин, и почти не изменилось в Восточном. Однако здесь существенно снизилось количество абиссальных отложений, обогащенных кремнеземом.

Кроме рассмотренных отличий в составе чехла обоих талассогенов обращает на себя внимание разновозрастность крупных региональных перерывов. В Западном талассогене перерывов больше, и особенно выделяется периферическая его зона, где во многих разрезах сокращены или отсутствуют палеогеновые глубоководные осадки и неоген залегает непосредственно на породах мелового возраста. В Восточном талассогене очерчивается большое поле отсутствия абиссальных кремнисто-глинистых илов неогена, расположенное в западной части тропического пояса. Такое асинхронное проявление подводной эрозии объясняется существованием двух ветвей холодного донного Антарктического течения. Одна его ветвь проникала через депрессии южных архипелагов в Северо-Западную котловину, а вторая (более молодая) – через проливы в системе хребтов Лайн в центральную часть Восточного талассогена [12].

Итак, строение осадочного чехла в обоих сегментах северной половины Тихого океана существенно различается. Отличия определяются разной морфоструктурой: сложной, мозаичной в западном секторе и более простой в восточном. Вместе с тем, несмотря на различные морфологию и тектоническое строение, главные пелагические комплексы в обоих талассогенах сходны и имеют в общем одинаковую закономерность размещения.

Данные о составе и строении осадочного чехла океанов недостаточно используются при реконструкциях энсиматических эвгеосинклинальных бассейнов, отложения которых в сильно нарушенном (а иногда и фрагментарном) виде развиты в складчатых областях континентов. Сравнение с океанскими отложениями при таких реконструкциях необходимо, но следует иметь в виду, что непосредственно применимо оно лишь к меловым и кайнозойским объектам прежде всего из-за специфического состава планктона, играющего огромную роль в пелагическом осадкообразовании. Учитывать при сравнении необходимо не только состав отложений, но и пространственное их распределение, особенно широтную и батиметрическую зональность. Северная половина Тихого океана дает в этом отношении два разных эталона (Западный и Восточный талассогены).

В Западном талассогене кроме кайнозойских широко развиты отложения меловой системы и присутствуют также верхнеюрские. Сложная морфоструктура талассогена возникла еще в мезозое; она определяется чередованием абиссальных плит (котловин) и тектонических поднятий. Интенсивный внутриплитный вулканизм (щелочного тренда) еще больше усложнил рельеф талассогена. Различные системы линейных магнитных аномалий свидетельствуют о присутствии нескольких центров спрединга, в том числе короткоживущих (Магелланова система). Морфоструктурный рисунок талассогена позволяет рассматривать эту часть океана как мозаичную (мозаичный океан).

Восточный талассоген представляет собой молодую часть Тихого океана; осадочный чехол здесь повсеместно кайнозойский. Возраст пород закономерно увеличивается с удалением от центра спрединга. В этом отношении талассоген похож на "простую" спрединговую структуру Атлантического океана⁴. Вулканические породы талассогена в основном представлены хребтовыми толитами.

В целом в кайнозое Тихий океан в главных своих чертах был сходен с современным. Набор фациальных комплексов и закономерности их пространственного размещения, несмотря на предполагаемые перемещения плит, сохранялись. В течение кайнозоя происходили определенные океанографические изменения (неравномерное проявление вулканизма, изменение циркуляции, климатические

⁴ Несмотря на сходство, следует иметь в виду, что Восточный талассоген Тихого океана отличается от Атлантического иным соотношением с континентальной окраиной, асимметрией и некоторыми другими чертами.

и эвстатические флуктуации), но кардинальных, "катастрофических" преобразований не установлено, а если они и были, то носили региональный или даже локальный характер. Это относится как к Западному, так и Восточному талассогенам.

Существенные различия в тектонической структуре талассогенов, повлиявшие на состав осадочного чехла, очевидно, связаны с воздействием разных глубинных механизмов, но рассмотрение этого вопроса не входит в задачу данной работы.

Список литературы

1. Басов И.А. Эрозия в Северо-Западном секторе Тихого океана в позднем мезозое и кайнозое // Тихоокеанская геология. 1988. № 6. С. 14–25.
2. Безруков П.Л. Некоторые проблемы зональности осадкообразования в Мировом океане // Тр. Океанографической комиссии. 1962. Т. 10. Вып. 3. С. 3–8.
3. Головинский В.Н. Тектоника Тихого океана. М.: Недра, 1985. 198 с.
4. Красный Л.И. О Великом тихоокеанском георазделе // Докл. АН СССР. 1978. Т. 242. № 1. С. 1148–1151.
5. Лисицын А.П. Процессы океанской седиментации. М.: Наука, 1978. 392 с.
6. Меланхолина Е.Н. Тектоника северо-западной Пацифики // Тр. ГИН АН СССР. 1988. Вып. 434. 212 с.
7. Мурдмаа И.А. Фации океанов. М.: Наука. 1987. 303 с.
8. Пуцаровский Ю.М. Введение в тектонику Тихоокеанского сегмента Земли. М.: Наука, 1972. 222 с.
9. Удинцев Г.Б. Геоморфология и тектоника дна Тихого океана. М.: Наука, 1972. 394 с.
10. Хаин В.Е. Региональная геотектоника. Океаны. Синтез. М.: Недра, 1985. 290 с.
11. Хворова И.В. Терригенные обломочные отложения океанов и некоторых морей // Литология и полез. ископаемые. 1978. № 4. С. 3–23.
12. Van Andel T.H., Heath G.R., Moore T.C. *et al.* Cenozoic history and paleoceanography of the Central Equatorial Pacific Ocean // Geol. Soc. Amer. Mem. 1975. № 143. 134 p.

Геологический институт АН СССР,
Москва

Поступила в редакцию
21.V.1991

УДК 549.08:551.311.3

© 1992 г. Осовецкий Б.М.

ДИФФЕРЕНЦИАЦИЯ ЗЕРЕН МИНЕРАЛЬНОГО ВИДА ПО ПЛОТНОСТИ В АЛЛЮВИАЛЬНЫХ ОСАДКАХ

Плотность 1504 зерен турмалина, гиперстена, андалузита, апатита и хром-шпинелидов из аллювия Кубани, Дона, Днестра, Гауи, Великой (Северный Тиман), Вятки и Белой (притоки Камы) определена экспресс-методом по скорости падения в тяжелых жидкостях. Установлена дифференциация зерен минеральных видов по плотности в осадках разного литолого-фациального типа и вдоль по долине реки с удалением от источников питания, что является следствием сортировки частиц по гидравлической крупности в аллювии. Показано, что по гистограммам распределения плотности зерен минерального вида могут быть выявлены дополнительные источники питания.

Плотность минеральных зерен является важным типоморфным признаком, отражающим прежде всего химический состав минералообразующей среды и физико-химические условия кристаллизации. Для изоморфных рядов достаточно хорошо изучена зависимость плотности индивидов от химического состава. Например, плотность зерен колумбита — танталита в зависимости от процентного соотношения тантала и ниобия меняется в пределах от 4,8 до 8,2 г/см³. По значениям плотности можно приблизительно определить содержание тантала в минерале [16]. Для изоморфного ряда "шеридравит" установлена зависимость плотности от суммарной железистости [8]. Пиропы алмазной ассоциации отличаются повышенным содержанием хрома и соответственно более высокими значениями плотности [15]. Плотность минеральных индивидов зависит от дефектности кристаллической решетки, наличия включений (пузырьков жидкости и газа, посторонних минералов, тонкодисперсных и органических веществ), строения агрегатов т.д.

Условия кристаллизации зерен минерального вида зависят от большого числа факторов и чрезвычайно изменчивы как в пространстве, так и во времени. Поэтому их плотность колеблется в тех или иных пределах. Сформировавшиеся первичные распределения значений плотности весьма разнообразны — от одномодальных островершинных до полимодальных.

На стадии гипергенеза зерна неустойчивых минералов изменяются под влиянием агентов химического выветривания, в результате чего образуются промежуточные продукты выветривания с пониженной плотностью. Первичные распределения плотности зерен минерального вида усложняются: расширяется диапазон значений, появляются дополнительные моды. Например, широко распространены процессы лейкоксенизации минералов титана (ильменита, рутила, сфена и др.) с образованием промежуточных разностей от первичного минерала до лейкоксена, плотность зерен которого иногда снижается до 2,7 г/см³.

На стадии седиментогенеза зерна минералов испытывают воздействие процессов механической дифференциации, причем плотность является важнейшим фактором сортировки частиц в водном потоке. На примере россыпных минералов детально исследованы два вида дифференциации: в продольном (вдоль по долине реки) и в поперечном направлениях (по литолого-фациальному профилю аллювия). Минералы более высокой плотности (платина, золото) концентрируются поблизости от источников питания, а зоны концентрации минералов сравнитель-

но невысокой плотности (циркон, ильменит, рутил, лейкоксен, алмаз) могут быть удалены от источников питания на значительное расстояние. В то же время минералы с повышенной плотностью концентрируются в русловых галечниках, компоненты с невысокой плотностью — в пойменных песках и алевритах.

Распределение плотности зерен отдельных минеральных видов в терригенных осадках изучалось многими исследователями. С применением термоградиентной трубки детально исследовано распределение плотности зерен кварца и полевых шпатов [4, 5 и др.]. Для минералов титано-циркониевых россыпей установлены широкие диапазоны изменения значений плотности. Так, зерна ильменита имеют плотность в пределах от 3,7 до 4,9 г/см³, пониженные значения свойственны лейкоксенизированным разностям [3]. Плотность зерен циркона колеблется от 3,98 до 4,86 г/см³, причем пониженная плотность характерна для метамиктных разностей. В этих же отложениях зерна хромшпинелидов в основном имеют плотность более 4,4, однако встречаются разности с плотностью менее 3,8 г/см³ [14]. А. Николас [17] изучил распределение плотности зерен тремолита, разделив их на 10 фракций по плотности. Крайние значения плотности различались на 0,06 г/см³, а колебания обусловлены в основном количеством газово-жидких включений. Н.Н. Сарсадских [15] исследовал распределение плотности зерен пиропов. Для основной массы зерен она меняется от 3,7 до 3,8 г/см³ в зависимости от содержания хрома.

ГИДРАВЛИЧЕСКАЯ ЭКВИВАЛЕНТНОСТЬ И ДИФФЕРЕНЦИАЦИЯ ЗЕРЕН ПО ПЛОТНОСТИ

В соответствии с принципом гидравлической эквивалентности важнейшая роль в процессах механической дифференциации минеральных зерен в водном потоке отводится гидравлической крупности [1, 7, 11, 18 и др.]. Как известно, гидравлическая крупность частицы является интегральной характеристикой и зависит прежде всего от размера, формы и плотности.

Дифференциация зерен минерального вида по размеру изучалась многими литологами на большом числе объектов. В качестве примера можно привести результаты исследований для некоторых тяжелых минералов аллювиальных песков р. Печора (табл. 1).

Дифференциация частиц по форме как результат их сортировки по гидравлической крупности проявляется в нескольких вариантах. Например, сортировка золотин по форме в косовых россыпепроявлениях подтверждается наличием прямой связи между размером частиц металла и степенью их уплощенности [12]. Чешуйки слюды, как правило, накапливаются только в алевритах и глинах пойменной и старичной фаций, в то время как в тяжелой фракции русловых песков и галечников слюды практически отсутствуют.

Дифференциация зерен минерального вида по плотности может быть теоретически обоснована исходя из принципа гидравлической эквивалентности. Косвенно она подтверждается некоторыми экспериментальными исследованиями. Так, И.Ф. Кашкаровым и Ю.А. Полкановым [16] установлена обратная зависимость плотности зерен ильменита от их размеров для хорошо сортированных мелкозернистых песков прибрежно-морского происхождения, в которых процессы сортировки зерен по гидравлической крупности проявляются наиболее эффективно. Однако аналогичные процессы в аллювии не столь совершенны, как в прибрежно-морской обстановке [11]. Прямых экспериментов с целью сравнения распределений плотности зерен минерального вида в осадках разной крупности до сих пор не проводилось. Не имеется данных о преобразовании этих распределений в процессе транспортировки обломочного материала с удалением от источников питания и при перемыве осадочных толщ.

Цель данной статьи — экспериментальная оценка дифференциации зерен минерального вида по плотности в аллювии. Результаты этих исследований представ-

Средние размеры зерен тяжелых минералов аллювия нижнего течения р. Печора, мм

Песок	<i>М_d</i> , мм	Турмалин	Ставролит	Гранат	Рутил	Циркон
Средне- и крупнозернистый	0,409	0,278	0,298	0,247	0,191	0,170
Среднезернистый	0,355	0,240	0,267	0,213	0,180	0,106
Средне- и мелкозернистый	0,288	0,187	0,173	0,145	0,096	0,100
Мелкозернистый	0,219	0,172	0,156	0,116	0,081	0,074
То же	0,174	0,097	0,129	0,104	0,077	0,064
Алевритовый	0,103	0,081	0,074	0,077	0,054	0,051

ляют определенный теоретический и практический интерес. Плотность зерен может быть измерена с высокой точностью, чего не скажешь о размерах и форме частиц. Поэтому при литолого-фациальном анализе и изучении процессов сортировки частиц в водном потоке могут быть использованы более точные количественные показатели, основанные на определении плотности. Без учета дифференциации зерен минерального вида по плотности в процессе их транспортировки в водном потоке невозможно восстановить первичное распределение плотности в источниках питания. Наконец, данные по изменению плотности зерен минерального вида под влиянием процессов механической дифференциации необходимы для дальнейшего развития теории россыпеобразования (установление источников питания россыпеобразующих минералов, оценка их миграционной способности и т.д.).

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

На первом этапе исследований, результаты которого приведены в данной статье, предусматривалось измерить плотность некоторой совокупности зерен определенных минеральных видов. Наиболее точные значения плотности можно получить прецизионными методами. Однако эти методы довольно дорогие, трудоемкие и доступны не каждой лаборатории. Поэтому их применение на начальном этапе вряд ли оправданно. Отметим, кстати, что в литологии вообще сравнительно мало исследований с применением прецизионных методов определения плотности отдельных минеральных зерен.

Для решения поставленной задачи рациональнее использовать экспресс-методы. В пользу их применения свидетельствуют следующие соображения. В многочисленных минералогических справочниках приведены данные о плотности минеральных видов. Нередко она характеризуется одной цифрой (например, циркон — 4,70, эпидот — 3,36 г/см³). Обычно указывается сравнительно узкий диапазон изменения плотности: дистен 3,5—3,7, рутил 4,2—4,3 г/см³ и т.д. Непосредственные же измерения плотности зерен, судя по работам предыдущих исследователей, показали, что диапазоны значений плотности минеральных видов значительно шире. Это обусловлено обилием разнообразных включений в минеральных зернах, присутствием того или иного количества выветрелых разностей, дефектностью кристаллической решетки и другими причинами. Для изучения распределений плотности зерен в большом диапазоне применять прецизионные методы не обязательно. Другим аргументом в пользу экспресс-методов является необходимость массового замера плотности зерен.

Среди существующих сравнительно простых и быстрых методов разделения

минеральных зерен на фракции по плотности можно назвать применение набора тяжелых жидкостей с различной плотностью (например, смеси жидкости Клеричи с водой в разной пропорции). Эффективен также метод последовательного разбавления тяжелой жидкости растворителем с выделением зерен определенных интервалов плотности. Эти и ряд других методов вполне пригодны для исследования распределений плотности [2, 15].

В данной работе автором использован экспресс-метод определения плотности зерен по скорости падения в тяжелых жидкостях — бромформе и жидкости Клеричи [9, 10, 13]. Его преимущества: получение значений плотности для каждого зерна, простота технического осуществления, общедоступность, быстрота получения результатов. Однако существенным недостатком является резкое снижение точности результатов при увеличении разности плотностей зерна и жидкости. Поэтому определялись значения плотности минеральных видов, достаточно близкие к плотности бромформа (турмалин, апатит, андалузит, гиперстен) и жидкости Клеричи (хромшпинелиды). Скорость падения зерен в данном случае невелика, что позволило упростить процедуру ее определения. Вместо длинной стеклянной трубки применялась мензурка с высотой рабочего столба жидкости 10–20 см. Плотность зерен изометрического облика определялась по графику с учетом среднего размера и скорости падения в жидкости [13]. При существенном отклонении формы зерен от изометрической необходимо вводить поправки на форму и степень окатанности частиц [9, 10]. В данной работе на определение плотности отбирались почти исключительно изометрические зерна. С учетом всех принятых условий и ограничений точность значений плотности, определенных с помощью экспресс-метода, составила $\pm 0,01$ г/см³. Время замера плотности зерна не превышало нескольких минут.

Зерна минералов отбирались из тяжелой фракции аллювия ряда рек европейской части СССР: Кубани, Дона, Днестра, Гауи, Вятки и Белой (притоки Камы), Великой (Северный Тиман). Средние размеры зерен преимущественно составляли 0,5–0,25 мм, однако в некоторых случаях отбирались более крупные зерна размером до 1 мм и более мелкие — до 0,15 мм.

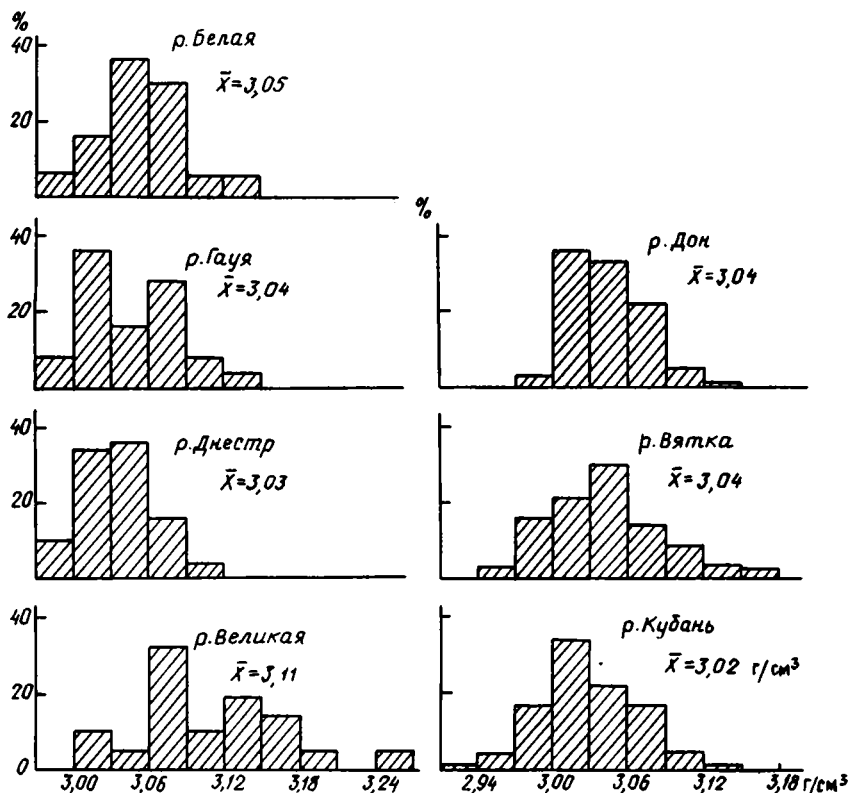
В общей сложности определена плотность 1504 зерен минералов, отобранных из 33 проб аллювия.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ПЛОТНОСТИ ЗЕРЕН ИССЛЕДОВАННЫХ МИНЕРАЛЬНЫХ ВИДОВ

Пределы дифференциации зерен минерального вида по плотности определяют диапазоном изменения частных значений. Благоприятным условием для сортировки зерен является присутствие в осадках нескольких разностей с различной плотностью. В том случае, когда плотность зерен минерального вида оказывается одинаковой, дифференциация их по плотности в принципе исключается. Поэтому прежде всего необходимо оценить распределение плотности зерен каждого минерального вида с указанных позиций.

Турмалин. Определена плотность 708 зерен из аллювия рек Дон (344), Кубань (148), Вятка (70), Белая (50), Днестр (50), Гауя (25) и Великая (21). Диапазон значений плотности — от 2,91 до 3,25 г/см³. Средние значения для изученных объектов (фиг. 1) достаточно близки (3,02–3,05 г/см³), за исключением турмалина из аллювия р. Великая (3,11 г/см³). Для сравнения: средняя плотность зерен турмалина из титано-циркониевых россыпей Украины составляет 3,1, из россыпей Сибири — 3,16 г/см³ [3].

Наиболее высокую плотность ($> 3,1$ г/см³) имеют разности черного цвета (шерл), а также зерна с включениями черных рудных минералов. Основная масса зерен с плотностью 3,0–3,1 г/см³ представлена полупрозрачными индивидуальными красно-бурой, зеленовато-бурой, коричневой, синей окраски. Разности с пониженной (< 3 г/см³) плотностью отличаются более светлой окраской, прозрачны,



Фиг. 1. Гистограммы распределения плотности зерен турмалина в аллювиальных реках европейской части СССР

нередко содержат крупные черные включения углистого вещества или прозрачные бесцветные включения кварца, иногда покрыты налетом кремнистого вещества.

Для большинства объектов распределения плотности зерен турмалина одномодальные. Моды приурочены к интервалам значений 3,00–3,02 (Дон, Кубань) и 3,03–3,05 г/см³ (Белая, Вятка, Днестр). Би- и полимодальное распределение плотности зерен турмалина из аллювия Гауи и Великой могут свидетельствовать о наличии нескольких источников питания.

Гиперстен. По 50 зерен отобрано из пяти проб аллювия р. Кубань, характеризующих разные участки долины (горный, предгорный и равнинный). Значения плотности колеблются от 2,89 до 3,50 г/см³ (среднее – 3,25 г/см³). Более высокую плотность ($> 3,3$ г/см³) имеют зерна с повышенным содержанием железа и не затронутые процессами выветривания, зерна с налетом гидроксидов железа и индивиды с включениями железорудных минералов (прежде всего магнетита). Пониженную плотность ($< 3,1$ г/см³) имеют сильно выветрелые непрозрачные зерна с матовым блеском, разности с белым кремнистым налетом, изоморфные компоненты ряда "гиперстен – энстатит" светло-зеленой окраски, с низким содержанием железа, разности с крупными включениями кварца, углистого вещества и других минералов невысокой плотности.

Гистограмма распределения плотности зерен бимодальная, дополнительная мода соответствует сильно выветрелым разностям (табл. 2).

Андалузит. Выбранные для исследования пять проб аллювия р. Кубань распределены в долине на всем ее протяжении. Значения плотности колеблются от 2,89 до 3,20 г/см³ (среднее – 3,04 г/см³). Разности с повышенной плотностью

Распределение плотности зерен минеральных видов аллювия рек европейской части СССР, %

Плотность, г/см ³	Р. Кубань			Плотность, г/см ³	Р. Белая хромшпинелиды
	гиперстен	андалузит	апатит		
< 2,90	—	0,9	—	< 4,25	22,7
2,91–2,95	1,2	3,4	3,3	4,26–4,30	13,9
2,96–3,00	1,6	11,5	—	4,31–4,35	27,9
3,01–3,05	3,6	50,1	11,6	4,36–4,40	25,5
3,06–3,10	1,6	29,4	58,4	4,41–4,45	6,4
3,11–3,15	6,8	3,4	16,7	4,46–4,50	2,8
3,16–3,20	14,4	1,3	10,0	4,51–4,55	0,8
3,21–3,25	18,0	—	—	—	—
3,26–3,30	26,8	—	—	—	—
3,31–3,35	13,2	—	—	—	—
3,36–3,40	8,8	—	—	—	—
3,41–3,45	2,8	—	—	—	—
3,46–3,50	1,2	—	—	—	—
Число зерен	250	235	60	—	251
Число проб	5	5	3	—	5

представлены свежими прозрачными зернами бледно-розовой окраски, без включений. Пониженная (< 3 г/см³) плотность характерна для сильновыветрелых полупрозрачных зерен с матовым блеском, разностей с черными включениями углистого вещества, крупными включениями мусковита и биотита. Несколько пониженная (до 3,03 г/см³) плотность свойственна также зернам с более густой окраской (розовые и темно-розовые), свидетельствующей о дефектности кристаллической решетки. В целом пониженная плотность зерен андалузита из аллювия р. Кубань (в справочниках обычно указываются значения 3,1–3,2 г/см³) обусловлена преобладанием среди них разностей с многочисленными включениями других минералов и углистого вещества, а также с дефектами кристаллической решетки.

Гистограмма распределения одномодальная, мода приурочена к интервалу 3,03–3,05 г/см³.

А п а т и т. Зерна отобраны из трех проб аллювия р. Кубань на участке от истока до г. Краснодара. Частные значения колеблются от 3,03 до 3,18 г/см³ (среднее — 3,09 г/см³). Довольно низкая плотность основной массы зерен апатита объясняется обилием включений разнообразных минералов, дефектностью кристаллической решетки и выветрелостью. Выветрелые зерна (плотность $< 3,1$ г/см³) полупрозрачны и имеют матовый блеск. Встречаются также разности с темным ядром (плотность — 3,04–3,06 г/см³).

Х р о м ш п и н е л и д ы. Определена плотность 201 зерна из четырех проб аллювия р. Белая на участке ниже г. Белорецка, протяженностью около 100 км, и 50 зерен из одной пробы, отобранной в приустевой части левого притока р. Белая — Каги, размывающей на значительном протяжении хромитоносный ультраосновной массив.

Наибольшее значение плотности — 4,52 г/см³, значительная часть зерен плавают в жидкости Клериши (плотность — 4,25 г/см³) и, следовательно, имеет более низкую плотность. Отчетливо выявляются две разновидности хромшпинелидов. Преобладающая соответствует алюмохромиту, характерному для хромитоносных рудных тел Южного и Среднего Урала (обычное значение плотности — 4,3–4,4 г/см³). Менее распространенная соответствует, вероятно, хромпикотиту (плотность $< 4,25$ г/см³). Эти зерна отличаются более слабым блеском, полупрозрачные или прозрачные.

Таким образом, все изученные минеральные виды отличаются довольно широким диапазоном значений плотности, что согласуется с результатами ранее проведенных исследований для других минералов [3, 6, 14 и др.]. Это создает благоприятные предпосылки для дифференциации зерен минерального вида по плотности в процессе механической сортировки обломочных частиц аллювия.

ДИФФЕРЕНЦИАЦИЯ ЗЕРЕН ПО ПЛОТНОСТИ В ЛИТОЛОГО-ФАЦИАЛЬНЫХ ТИПАХ АЛЛЮВИЯ

Сравнивались гистограммы распределения плотности зерен турмалина, гиперстена и андалузита из аллювиальных осадков Дона и Кубани разного гранулометрического состава. В долине р. Дон (район г. Семилуки) в одном створе опробованы крупнозернистый песок пристрежневой фации, среднезернистый песок фации прирусловой отмели и мелкозернистый песок фации прирусловых валов. В районе г. Кропоткин в одном поперечном сечении долины р. Кубань опробованы галечники фации прирусловой отмели и пески пойменной фации.

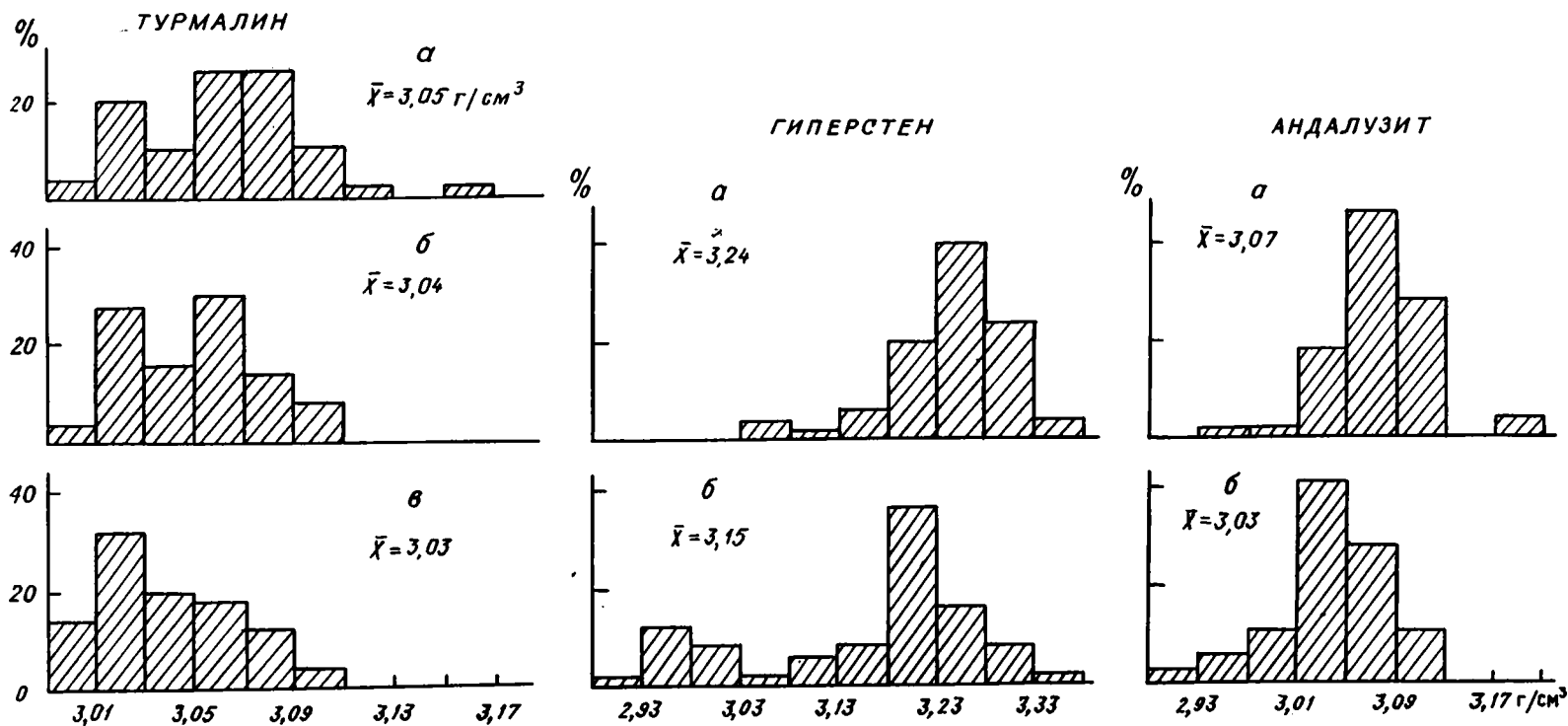
При увеличении среднего размера зерен песков р. Дон в 4 раза средняя плотность зерен турмалина возрастает на 0,7%. Гистограммы распределения плотности зерен турмалина для песков разного гранулометрического состава заметно различаются (фиг. 2, а). Так, в мелкозернистом песке резко преобладает субраспределение зерен турмалина с модальным значением плотности в интервале 3,01–3,02, а крупнозернистом – 3,05–3,08 г/см³. Кроме того, в последнем появляются зерна с плотностью > 3,1 г/см³, которые в средне- и мелкозернистых разностях отсутствуют.

В галечниках р. Кубань среднее значение плотности зерен гиперстена (3,24 г/см³) почти на 3% больше, чем в песке (3,15 г/см³). В песке заметную долю составляет субраспределение зерен гиперстена с плотностью 2,89–3,02 г/см³, которое в галечнике вообще отсутствует. Существенно различаются соответствующие гистограммы распределения плотности зерен андалузита, а средние значения – на 1,3% (см. фиг. 2, б, в).

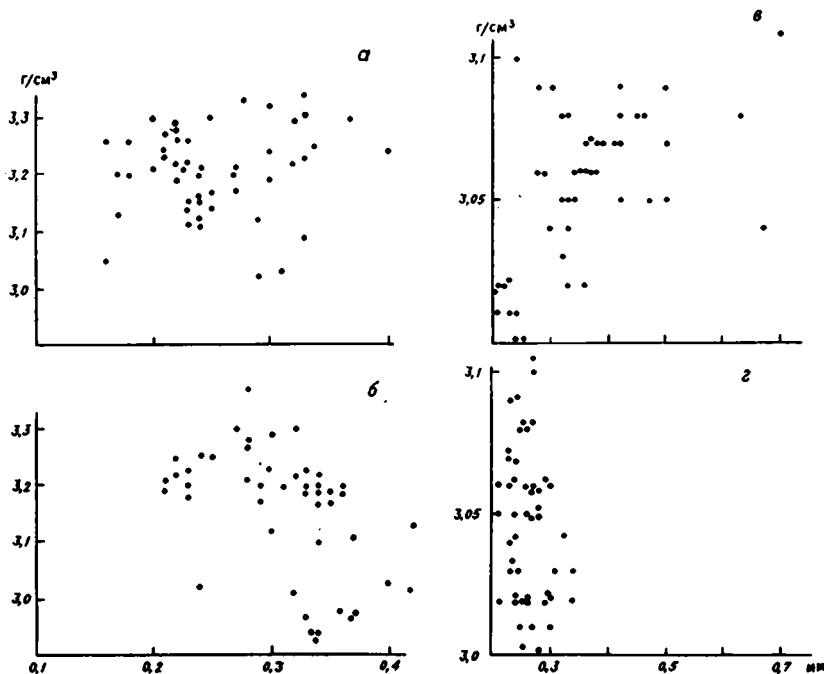
Установленные величины изменения средней плотности зерен минерального вида в осадках разного гранулометрического состава могут показаться незначительными. Однако если соотнести их с диапазоном изменения плотности зерен, то оценка будет иной. Так, из общего числа зерен турмалина в аллювии р. Дон 90% имеют плотность в пределах 3,01–3,09 г/см³, т.е. для преобладающей массы зерен колебания значений плотности не превышают 3%. Для зерен гиперстена аналогичные пределы изменения плотности составляют 2,93–3,32 (порядка 13%), для зерен андалузита – 3,01–3,13 г/см³ (~ 4%). В целом пределы изменения средней плотности зерен минерального вида в осадках разной крупности составляют примерно четвертую часть диапазона преобладающих частных значений.

Таким образом, сортировка зерен каждого минерального вида по гидравлической крупности в аллювиальных осадках наряду с дифференциацией по размеру и форме осуществляется также путем их дифференциации по плотности. Повышение средней плотности зерен минерального вида в крупнообломочных осадках по сравнению с аналогичным показателем для мелкообломочных разностей является еще одним следствием принципа гидравлической эквивалентности [12].

Другое следствие – зависимость плотности зерен от их размеров. Для мелкозернистых песков р. Кубань установлена обратная зависимость плотности зерен гиперстена от их размера (фиг. 3, а, б). Этот вывод полностью совпадает с результатами исследований И.Ф. Кашкарова и Ю.А. Полканова [16] по ильмениту из мелкозернистых песков прибрежно-морских россыпей Украины. Для крупнозернистых песков Дона зависимость плотности зерен турмалина от их размера прямо пропорциональная (см. фиг. 3, в, г). Противоположные результаты, полученные для песков разной крупности, можно объяснить следующим образом.



Фиг. 2. Гистограммы распределения плотности зерен крупно- (а), средне- (б) и мелкозернистого (в) турмалина из аллювия р. Дон, гиперстена и андалузита из аллювиальных галечников (а) и песков (б) р. Кубань



Фиг. 3. Зависимость плотности зерен гипертена из аллювия р. Кубань (а, б) и зерен турмалина из аллювия р. Дон (в, г) от их размера
а — галечник; б — песок; в, г — соответственно крупно- и среднезернистый песок

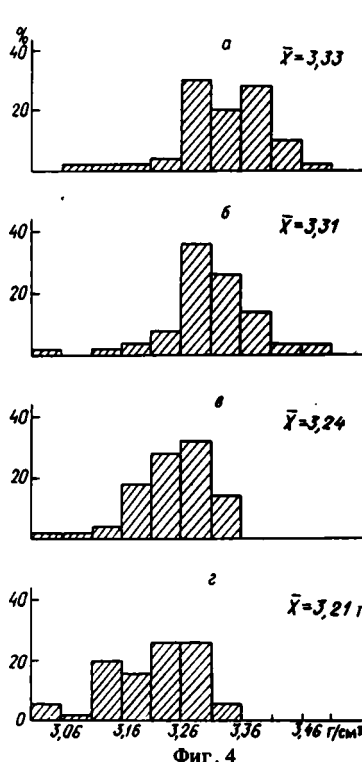
В мелкозернистых песках сортировка зерен по гидравлической крупности наиболее совершенна благодаря стабильности динамической обстановки осадконакопления. При этом диапазон значений гидравлической крупности зерен каждого минерального вида существенно сужается за счет накопления в крупных классах частиц уплощенной формы и зерен с пониженной плотностью, а в мелких — изометрических зерен высокой плотности. В крупнообломочных разностях песков накапливаются частицы с более высокой гидравлической крупностью, в том числе крупные зерна с повышенной плотностью.

Эти выводы, основанные на количественных данных, подтверждаются многочисленными качественными наблюдениями в процессе минералогического анализа. При изучении состава тяжелой фракции аллювия Прикамья нами неоднократно отмечалось, что в песках крупные изометрического облика зерна альмандина представлены исключительно разностями с многочисленными черными включениями углистого вещества (и, следовательно, с пониженной плотностью). В галечниках присутствуют крупные изометрические красновато-розовые разности альмандина без включений.

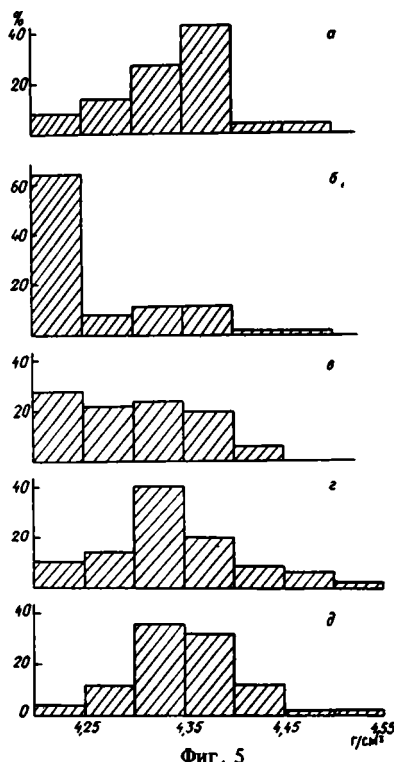
Результаты экспериментальных исследований, приведенные в данном разделе статьи, позволяют сделать ряд практических выводов, имеющих поисковое значение.

1. Минеральные разности с наиболее высокой плотностью следует искать в грубообломочных отложениях. Это относится к полезным минералам (тантало-ниобаты с повышенным содержанием тантала, неизмененные процессами выветривания ильменит), их разновидностям (шерл, марматит, ферберит), минералам-спутникам (пиропы и хромшпинелиды алмазной ассоциации с повышенным содержанием хрома) и некоторым другим (глаукоцит с повышенным содержанием железа).

2. Плотность зерен минерального вида, определенная для тех или иных раз-



Фиг. 4



Фиг. 5

Фиг. 4. Гистограммы распределения плотности зерен гиперстена из галечного аллювия р. Кубань

а — район устья р. Учкулан (горная часть); б — район, г. Невинномысска; в — район г. Кропоткина; г — район г. Краснодара

Фиг. 5. Гистограммы распределения плотности зерен хромшпинелидов из галечного аллювия рек бассейна р. Белая

а — р. Белая в 30 км выше устья Каги; б — р. Кага; в — р. Белая в 0,2 км ниже устья Каги; г — р. Белая в 35 км ниже устья Каги; д — р. Белая в 50 км ниже устья Каги

ностей аллювиальных осадков, может существенно отличаться от таковой в первоисточниках питания.

3. При отборе из аллювия зерен на определение плотности необходимо учитывать их размеры и литолого-фациальную обстановку осадконакопления, иначе результаты могут быть несопоставимыми для разных объектов.

ДИФФЕРЕНЦИАЦИЯ ЗЕРЕН ПО ПЛОТНОСТИ С УДАЛЕНИЕМ ОТ ИСТОЧНИКОВ ПИТАНИЯ

В ряде работ приводятся сведения, из которых как следствие можно сделать вывод об уменьшении средней плотности зерен минерального вида с удалением от первоисточника питания. Так, плотность зерен ильменита уменьшается в ряду рудопроявлений "коренные — остаточные — аллювиальные — прибрежно-морские", который в наиболее общем плане отвечает последовательному удалению от источников питания [16]. В долине р. Кубань отмечена тенденция к возрастанию доли цоизита среди зерен изоморфного ряда "эпидот—цоизит" в направлении вниз по течению [12]. Это также косвенно свидетельствует об уменьшении средней плотности зерен данного изоморфного ряда с удалением от источников питания, расположенных в верхнем течении реки.

В данном разделе анализируются результаты изменения плотности зерен гиперстена, андалузита и апатита вдоль по долине р. Кубань. Основные источники питания зерен этих минералов расположены в верховьях реки. Частицы гиперстена поступают в аллювий из пирокластических пород Приэльбрусья, андалузита — из кристаллических сланцев, апатита — из двуслюдяных гранитов Главного Кавказского хребта.

Сравнивались данные для проб из одинаковых литологических разностей аллювия (галечников). Средняя плотность зерен гиперстена на протяжении 600 км уменьшается с 3,33 до 3,21 г/см³, т.е. почти на 4%. При сравнении гистограмм распределения плотности зерен отчетливо прослеживается их асимметрия относительно модального значения. В аллювии верхнего течения заметная доля зерен относится к интервалу плотности от 3,36 до 3,50 г/см³, в среднем и нижнем течении они исчезают (фиг. 4). В нижнем течении появляются дополнительные субраспределения, соответствующие выветрелым зернам с низкой плотностью — 3,01–3,15 г/см³.

Для зерен андалузита средняя плотность вниз по течению р. Кубань на расстоянии 650 км уменьшается с 3,07 до 3,02 г/см³, т.е. менее чем на 2%. Также на протяжении 650 км средняя плотность зерен апатита снижается с 3,13 до 3,07 г/см³ (почти на 2%).

Уменьшение средней плотности зерен минерального вида с удалением от источника питания обусловлено различной миграционной способностью индивидов с неодинаковой плотностью. Градиент изменения данного показателя для исследованных минеральных видов и конкретного объекта (долина р. Кубань) составляет 0,3–0,6% на 100 км. Эти величины прямо пропорциональны диапазону колебания частных значений плотности.

Можно предположить, что для некоторых минеральных видов (платиноиды, танталит-колумбит, вольфрамит, ильменит, лейкоксен, касситерит, монацит) градиент уменьшения средней плотности с удалением от источников питания будет более значительным, что позволит фиксировать его на расстояниях не в сотни, а в десятки километров и соответственно учитывать при установлении источников питания и зональности россыпей. Для минералов-спутников алмазов (пироп, хромшпинелиды) исследования с определением плотности зерен могут оказаться эффективными при выявлении кимберлитовых тел [15].

ДИФФЕРЕНЦИАЦИЯ ЗЕРЕН ПО ПЛОТНОСТИ ПРИ НАЛИЧИИ НЕСКОЛЬКИХ ИСТОЧНИКОВ ПИТАНИЯ

Притоки могут доставлять дополнительные порции зерен минеральных видов, которые присутствуют в тяжелой фракции аллювия главной реки. Если гистограммы распределения плотности тех и других зерен аналогичны, то по данным измерения плотности минералов невозможно установить дополнительное поступление их частиц. Если гистограммы распределения плотности зерен минерального вида из главной долины и притока существенно различаются, то это сказывается на соответствующей гистограмме для участка ниже впадения притока.

В качестве примера рассмотрим результаты определения плотности зерен хромшпинелидов из грубообломочного аллювия долины верхнего течения р. Белая. До впадения Каги в галечниках р. Белая присутствуют достаточно хорошо отсортированные по плотности хромшпинелиды (модальное значение — 4,36–4,40 г/см³). Ниже устья Каги установлено два субраспределения зерен, одно из которых связано с поступлением из притока хромшпинелидов с плотностью менее 4,25 г/см³ (фиг. 5). Далее вниз по течению доля хромшпинелидового субраспределения быстро уменьшается и на удалении 50 км от устья Каги не превышает нескольких процентов.

Столь же показателен пример с изменением плотности зерен турмалина вниз

Плотность зерен турмалина из аллювиальных террасовых отложений р. Дон

Высота террасы над урезом, м	Песок	Мд, мм	Плотность, г/см ³	Число зерен
45	Средне- и крупнозернистый	0,45	2,97/3,11 (3,03)	48
45	То же	0,47	2,99/3,10 (3,03)	50
30	Разнозернистый	1,09	3,00/3,12 (3,04)	50
20	Крупнозернистый	0,61	2,99/3,12 (3,03)	46
6 (пойменная)	Мелкозернистый	0,20	2,99/3,10 (3,03)	50
	Среднезернистый	0,39	3,00/3,10 (3,05)	50
6 (пойменная)	Крупнозернистый	0,83	3,00/3,15 (3,06)	50

Примечание. В числителе приведены минимальные значения плотности, в знаменателе — максимальные, в скобках — средние.

по течению р. Кубань. Содержание турмалина в тяжелой фракции аллювия верхнего течения реки незначительно (до 1%); его зерна поступают из гранитоидов Главного Кавказского хребта, в которых турмалин является обычным аксессуаром. Средняя плотность этих зерен составляет 3 г/см³. Ниже по течению, в предгорьях, в аллювий Кубани поступают значительные количества зерен более железистого турмалина из кайнозойских отложений, которые имели самостоятельные источники питания к северу от Кавказа. В результате средняя плотность зерен турмалина в аллювии предгорной части долины р. Кубань возрастает до 3,04 г/см³.

Таким образом, данные по определению плотности зерен минерального вида могут быть использованы при установлении дополнительных источников питания, что представляет особый интерес для изучения миграции россыпеобразующих минералов и их спутников.

ДИФФЕРЕНЦИАЦИЯ ЗЕРЕН ПО ПЛОТНОСТИ ПРИ ПЕРЕМЫВЕ ОСАДОЧНЫХ ТОЛЩ

При чередовании эрозионных циклов, в результате которого происходит многократный перемыв осадочных толщ, должны преобразовываться распределения плотности зерен минеральных видов. Исходя из теоретических предпосылок, при перемыве толщины в относительно большем количестве должны выноситься вниз по течению индивиды с пониженной гидравлической крупностью. Поэтому отложения более молодого возраста должны обогащаться компонентами с более высокой плотностью. При этом не должны влиять никакие другие процессы (размыв дополнительных источников питания, выветривание, эпигенетические изменения минералов).

Однако экспериментальная проверка данного положения осложняется из-за необходимости соблюдения ряда условий. Во-первых, разновозрастные толщи должны быть опробованы в одном пункте, чтобы исключить влияние дифферен-

циации зерен в процессе их переноса. Во-вторых, необходимо сравнивать однотипные литологические разности отложений, чтобы исключить влияние дифференциации зерен по литофациям. В-третьих, в процессе перемыва осадочных толщ не должны быть вскрыты эрозией дополнительные источники питания зерен данного минерального вида. В-четвертых, корректные результаты можно получить только на основе изучения плотности зерен минерального вида, который отличается высокой степенью устойчивости к агентам механического истирания и химического выветривания. В конкретных обстановках совместить все эти условия достаточно сложно.

В качестве объекта исследования выбран створ аллювиальных террас р. Дон в районе г. Семилуки. В тяжелой фракции аллювия наиболее распространенным и устойчивым минеральным видом является турмалин.

Результаты определения плотности зерен турмалина из аллювия террас р. Дон до некоторой степени подтверждают теоретические положения, изложенные в начале этого раздела. Однако их нельзя считать однозначными, поскольку зафиксированное изменение плотности находится на пределе точности экспресс-метода (табл. 3). Дополнительная трудность заключается в том, что не удалось подобрать разности песков одинакового гранулометрического состава. В целом в процессе нескольких циклов эрозии и перемыва аллювиальных отложений средняя плотность зерен турмалина увеличилась на 0,7% (от 3,03 в нижнеплейстоценовых до 3,05 г/см³ в голоценовых при сравнении данных для песков примерно одинакового гранулометрического состава). Незначительное увеличение плотности вполне объяснимо, если учесть невысокую плотность зерен турмалина и небольшой диапазон изменения частных значений.

Рекомендуется продолжить исследования в этом направлении с использованием зерен минеральных видов, характеризующихся значительно более высокими вариациями плотности (например, хромшпинелидов, гранатов).

* *
* *

1. Плотность зерен ряда минеральных видов (турмалин, гиперстен, андалузит, апатит, хромшпинелиды) из аллювия нескольких рек европейской части СССР меняется в довольно широких пределах вследствие непостоянства химического состава, наличия включений, дефектности кристаллической решетки, влияния процессов выветривания и т.д.

2. Сортировка зерен минерального вида по гидравлической крупности в аллювиальных осадках приводит к их дифференциации не только по размеру и форме, но и по плотности. Последняя проявляется в закономерном изменении гистограмм распределения и средней плотности зерен в различных литолого-фациальных типах аллювия и вдоль по долине реки с удалением от источников питания.

3. Литолого-фациальные исследования с определением плотности зерен минерального вида и учетом поправок на влияние процессов дифференциации перспективны при выявлении их источников питания, а также при изучении процессов россыпеобразования.

Список литературы

1. Верзилин Н.Н., Окнова Н.С. Принцип гидравлической эквивалентности и его использование при палеогеографических реконструкциях // Вестн. ЛГУ. Сер. геол. и геогр. 1977. № 6. Вып. 1. С. 12–23.
2. Давидич С.И., Еременко Г.К. Метод разделения минералов на узкие классы плотности в термостатированной делительной воронке // Полезные ископаемые Украины. Киев: Наук. думка, 1966. С. 247–249.
3. Жердева А.Н., Абулевич В.К. Минералогия титановых россыпей. М.: Недра, 1964. 239 с.
4. Кац М.Я. Новые методы исследования минералов в гравитационном поле. М.: Наука, 1966. 162 с.

5. Кац М.Я., Симанович И.М. Кварц кристаллических горных пород. Минералогические особенности и плотностные свойства // Тр. ГИН АН СССР. 1974. Вып. 25. 231 с.
6. Кашкаров И.Ф., Полканов Ю.А. К методике изучения распределения минералов рыхлых осадочных пород по плотности // Литология и полез. ископаемые. 1967. № 5. С. 178–179.
7. Кашкаров И.Ф., Полканов Ю.А. О распределении минералов прибрежных титаноносных россыпей по скорости падения в воде и крупности зерен // Литология и полез. ископаемые. 1976. № 2. С. 84–89.
8. Кузьмин В.И., Добровольская Н.В., Солнцева Л.С. Турмалин и его использование при поисково-оценочных работах. М.: Недра, 1979. 269 с.
9. Осовецкий Б.М. Метод определения плотности мелких минеральных частиц по скорости падения в бромформе // Зап. ВМО. 1976. Ч. 105. Вып. 3. С. 392–396.
10. Осовецкий Б.М. Определение плотности мелких минеральных зерен по скорости падения в жидкости Клеричи. Пермь: Изд-во Перм. ун-та, 1977. 8 с. – Деп. в ВИНТИ. № 3993.
11. Осовецкий Б.М. К теории процесса накопления тяжелых минералов в песчаных осадках равнинных рек // Литология и полез. ископаемые. 1978. № 3. С. 51–63.
12. Осовецкий Б.М. Тяжелая фракция аллювия // Иркутск: Изд-во Иркутск. ун-та, 1986. 259 с.
13. Осовецкий Б.М. Экспресс-метод определения плотности минеральных зерен по скорости падения в тяжелой жидкости // Региональная минералогия Урала (тез. докл. совещ.). Т. 1. Свердловск, 1990. С. 12–15.
14. Полканов Ю.А., Кашкаров И.Ф. Изучение вещественного состава ильменитового концентрата в связи с очисткой его от примесей хрома // Минеральное сырье. Вып. 16. М.: Недра, 1967. С. 25–29.
15. Сарсадских Н.Н. Использование плотности пироба в качестве критерия поисков и прогнозирования месторождений алмаза // Минералогические критерии оценки рудоносности. Л.: Наука, 1981. С. 150–156.
16. Типоморфизм минералов / Под ред. Л.В. Чернышевой. М.: Недра, 1989. 560 с.
17. Nicolas A. Dispersion de la densité dans un minéral homogène // Bull. Soc. franç. mineral et cristallogr. 1968. Т. 91, № 2. Р. 182–184.
18. Rubey W.W. The size distribution of heavy minerals within a water-laid sandstone // J. Sediment. Petrol. 1933. V. 3. Р. 3–29.

Пермский государственный университет

Поступила в редакцию
1. IV. 1991

УДК 551.435.627:551.762 (470.6)

© 1992 г. Гаврилов Ю.О.

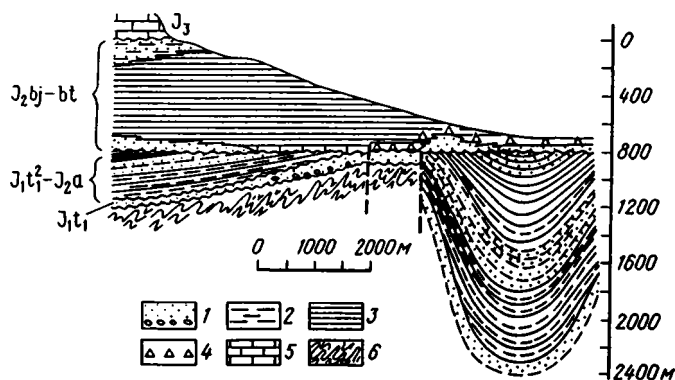
**НЕКОТОРЫЕ АСПЕКТЫ ФОРМИРОВАНИЯ ГРАВИТИТОВ
В ЗОНЕ СЕВЕРНОГО СКЛОНА ЮРСКОГО БАССЕЙНА
БОЛЬШОГО КАВКАЗА**

Рассмотрены особенности оползневых образований, возникших в различных седиментационных обстановках северной части юрского бассейна Большого Кавказа: в пределах шельфа, склона водоема, его подножия, в области развития крупного подводного конуса выноса. Обсуждены возможные причины, способствовавшие их формированию.

Исследования в областях склонов современных водоемов выявили многочисленные проявления гравитационных перемещений осадков [7, 12 и др.], различающихся в зависимости от условий формирования морфологией и размерами. Широкое их распространение свидетельствует о том, что это явление здесь представляет собой неотъемлемую часть осадочного процесса. В древних бассейнах оползневые перемещения осадочных масс были не менее широко развиты, однако выявление их зачастую бывает затруднено из-за сложной тектонической дислоцированности толщ. Вместе с тем установление существующего разнообразия оползневых тел и условий их образования позволяет в ряде случаев решать обратную задачу — реконструировать древние обстановки осадконакопления.

Значительным разнообразием оползневых структур характеризуются нижне- и среднеюрские отложения Северного Кавказа. Здесь в лейасовое и ааленское время осадки накапливались в зоне северного борта бассейна Большого Кавказа. Осадочный материал отлагался на наклонной поверхности дна, что в совокупности с весьма высокими темпами накопления толщ [5] приводило к срыву и перемещению вниз по склону осадочных масс. Этот процесс в разных частях водоема — на шельфе, на склоне, у подножия склона, в области развития крупного конуса выноса — часто характеризовался специфическими чертами. Рассмотрим ряд проявлений оползневых процессов, происходивших в разных обстановках.

Наиболее отчетливо в толщах терригенных отложений фиксируются гравитационные образования, приуроченные к крутым перегибам в рельефе дна, которые в свою очередь обычно были связаны с существовавшими здесь конседиментационными разломами. Показательно в этом отношении крупное региональное разрывное нарушение — Пшекиш-Тырныузский разлом, ограничивающий с юга Лабино-Малкинскую структурно-фациальную зону (СФЗ). Особый интерес представляет его восточная часть, в пределах которой благодаря системе конседиментационных разрывных нарушений в ранне- и среднеюрское время возникла впадина, известная под названием Кестантинской [8]. Залегающие полого в этом районе юрские отложения хорошо вскрыты эрозией в разных частях территории, что позволяет по сопоставлению мощностей разновозрастных отложений в пределах впадины и вне ее уверенно судить о существовавшем здесь конседиментационном крутом перегибе рельефа дна (фиг. 1). Наиболее приближенный к этому перегибу и расположенный у северного борта впадины (реки Джунгусу, Чегем) разрез ааленских и байосских отложений насыщен разнообразными обвальными оползневыми образованиями. Здесь в глинисто-алевритовых ааленских отложениях залегают фрагменты песчаных пластов от линзовидной до глыбообразной



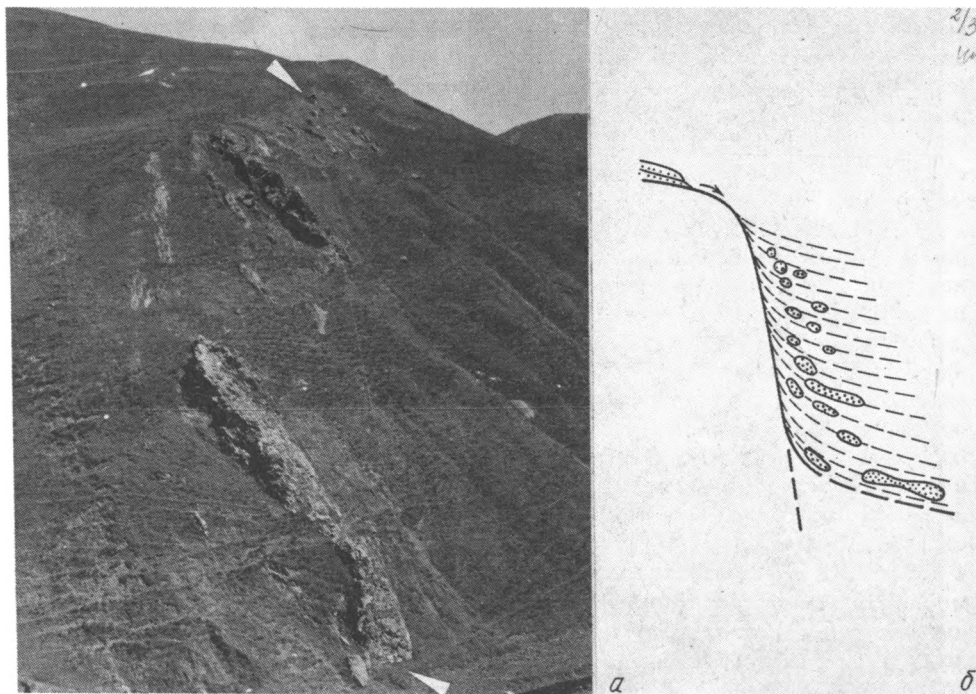
Фиг. 1. Схема строения ниже- и среднеюрских отложений района Кестантинской впадины (Центральный Кавказ) [8]

1 – песчаники и конгломераты; 2 – алевролиты; 3 – аргиллиты; 4 – брекчи; 5 – известняки; 6 – кристаллические сланцы нижнего палеозоя

формы, размер которых колеблется от первых метров до 10–15 м. Под наиболее крупными глыбами вмещающие отложения интенсивно дислоцированы. В разрезе также встречаются своеобразные горизонты, представляющие собой песчаные породы с заключенными в них хаотически расположенными фрагментами аргиллитов и диагенетическими конкрециями. Эти горизонты возникли вследствие перемещения вниз по склону высокоплотных зерновых потоков, образованных в результате разжжения песчаных накоплений. Причем во время движения поток оказывал интенсивное эродирующее воздействие на подстилающие глинистые отложения. В разрезе встречаются также линзовидные пласты мощностью первые дециметры, сложенные незакономерно ориентированными карбонатными конкрециями. Образование этих пластов здесь следует связывать со срывом со склона масс нелитифицированных глинистых отложений: карбонатные конкреции, сформировавшиеся на ранних стадиях диагенеза, прежде всего осаждались из возникшего потока, глинистая же масса уносилась дальше. Наконец, в прибортовой части Кестантинской впадины встречаются горизонты отложений, пластически деформированных в результате оползневых процессов, а также пласты гомогенизированных глинистых пород без видимой слоистости; т. е. в ааленской толще обнаруживаются следы самых разнообразных по характеру гравитационных перемещений масс осадочного материала: фрагменты литифицированных пород, потоковые накопления, пластические деформации. Если в ааленских отложениях залегают оползневые образования в общем сходного с вмещающими породами литологического состава, то в вышележащей байосской толще встречаются обломки, глыбы пород кристаллического доюрского фундамента. Таким образом, по мере заполнения осадочным материалом впадины вначале преобладали гравититы, сложенные породами юрского возраста и в общем синхронные вмещающим отложениям, в дальнейшем, по мере эрозии приподнятой части разломной ступени, начали разрушаться древние доюрские породы.

Следует подчеркнуть, что накопление срывавшихся со склона осадочных масс, и прежде всего грубообломочных, происходило преимущественно вблизи от геоморфологической ступени, так как в разрезах центральных частей впадины такого обилия оползневых образований нет.

Ведущую роль для анализа геологического строения Кестантинской впадины играет сопоставление мощностей разновозрастных отложений этого района. Прослеживаемая отчетливая связь между палеорельефом юрского водоема и накоплением оползневых масс осадков позволяет рассматривать в этом отношении восточную часть Пшекиш-Тырныаузской разломной зоны как модельный объект.



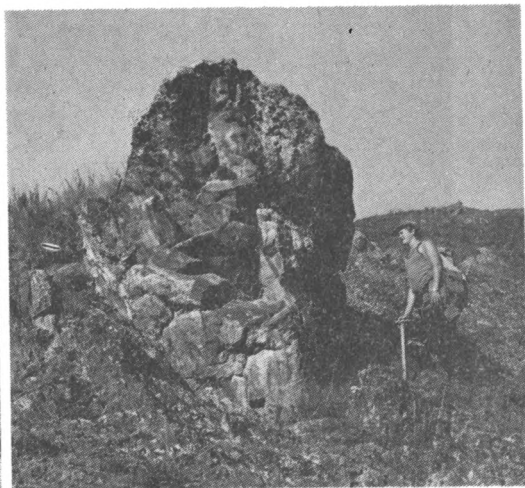
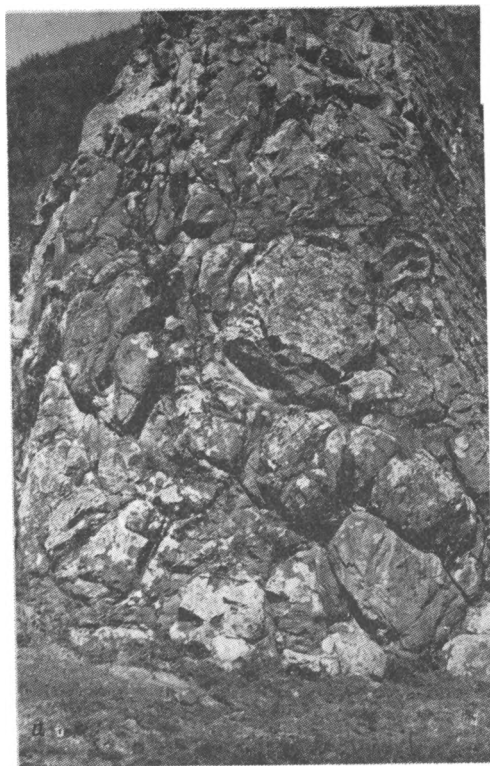
Фиг. 2. Система оползневых тел, накопившихся у подножия подводной конседиментационной ступени

а — общий вид системы оползневых тел (правобережье р. Геналдон); стрелками отмечено местонахождение объектов, показанных на фиг. 3; *б* — схема-реконструкция залегания оползневых тел

В других районах, где первоначальное залегание слоев нарушено складчатостью и анализ мощностей отложений смежных разрезов в силу целого ряда причин бывает затруднен, появление в толще отложений системы оползневых образований позволяет судить о характере палеорельефа дна водоема и производить соответствующие реконструкции.

Южнее Пшекиш-Тырныаузской шовной зоны в пределах южной части Дигоро-Осетинской СФЗ выделяется полоса, к которой приурочена серия разломов общекавказского простиранья. Одним из наиболее показательных геологических объектов, демонстрирующих конседиментационный характер некоторых разломов, является комплекс оползневых образований, описанный нами на правобережье р. Геналдон (долина р. Фардон).

Здесь в монотонной толще полосчатых глинисто-алевритовых отложений залегают песчаные тела преимущественно линзовидной формы, приуроченные к некоторой зоне, секущей напластование слоев (фиг. 2). В нижней части видимого разреза залегает наиболее крупная оползневая линза мощностью до 7 и длиной до 30 м. Первоначальная седиментационная слоистость выражена в ней слабо, а во фронтальной ее части нижняя половина линзы представляет собой интенсивно перемешанную песчаную массу, в которой первичная структура слоев полностью отсутствует (фиг. 3, *а*). Такое же сложное строение характерно и для другой крупной линзы, залегающей выше по разрезу (см. фиг. 2). В более мелких линзах (мощностью до 1–2 м и длиной несколько метров) первоначальная седиментационная структура отложений выражена достаточно отчетливо. Некоторые линзы несут на себе следы пластических деформаций. Отмечены песчаные тела, имеющие



Фиг. 3. Строение оползневых тел

а – фронтальная часть крупной оползневой линзы с нарушенной первоначальной структурой; *б* – оползневое тело со структурой "рулета", образованное в результате закручивания при оползании фрагмента пластичного песчаного пласта

внутреннюю структуру по типу "snowball" [11] или "рулета" (см. фиг. 2, фиг. 3, *б*) и достигающие в диаметре 3 м. Залегают они в глинистых отложениях, несущих различные следы деформаций, развитых в основном в непосредственной близости от песчаных линз.

Строение песчаных линз и характер залегания свидетельствуют об оползневом происхождении этих тел, а совокупность их в толще указывает на существовавший в непосредственной близости от них крутой перегиб в палеорельефе дна водоема, связанный, по-видимому, с конседиментационным разрывным нарушением. Песчаные отложения накапливались на приподнятой части ступени и периодически некоторые их массы срывались и перемещались вниз по склону. В тех случаях, когда происходило оползание сравнительно небольших песчаных линз, они скользили по обводненному нелитифицированному глинисто-алевритовому осадку и не претерпевали существенного изменения первичной внутренней структуры. Увеличение массы оползающих тел приводило к возрастанию давления на подстилающий осадок, разрушению его поверхностного слоя и взаимодействию с более глубокими и литифицированными отложениями. Соответственно возрастали силы трения, в линзе возникали сдвиговые деформации, что обуславливало перемешивание песчаной массы и потерю ее первоначальной структуры. Причем, как это видно из фиг. 3, *а*, максимально нарушилась структура фронтальной части линзы, испытывавшей наибольшие нагрузки в процессе перемещения и особенно в момент ее торможения у подножия геоморфологической ступени.

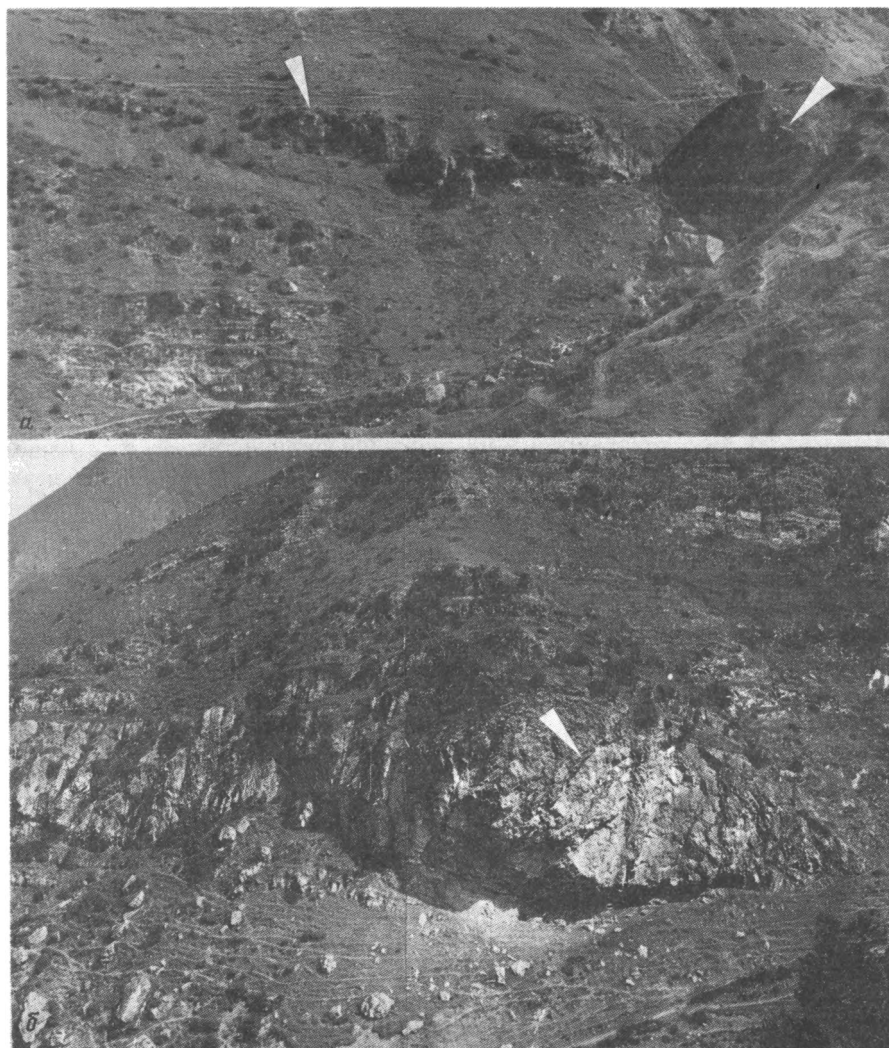
По мере накопления осадков уменьшался перепад высот участков дна в районе

ступени, сглаживался рельеф, в оползание вовлекались меньшие по размеру песчаные блоки. Интересно отметить, что при этом начали образовываться песчаные тела с закрученной структурой типа "рулета" или "snowball". Видимо, это также связано с изменением уклона поверхности скольжения, уменьшением скорости перемещения фрагмента песчаного пласта. Представляется наиболее вероятным, что при достаточно медленно развивающемся вначале соскальзывании фрагмента слаболитифицированного песчаного пласта существует большая вероятность его закручивания в рулетоподобное тело, чем при быстром, стремительном скольжении аналогичной пластины вниз по крутому склону.

Оценивая величину рассматриваемой ступени в палеорельефе юрского водоема, можно уверенно судить о том, что ее высота достигала многих десятков метров (не менее 80–100 м). Однако полоса развития оползневых песчаных тел, судя по всему, обнажена не полностью и, видимо, была заметно больших размеров, т. е. здесь происходит резкое скачкообразное увеличение мощности отложений, подобно тому, как это наблюдается в Кестантинской впадине (Пшекиш-Тырныаузская шовная зона). Существовавшая в палеорельефе ступень связана с конседиментационным разломом, входящим в систему разломов, отчетливо прослеживающихся в породах доюрского кристаллического фундамента и юрских отложений в более западных районах — в южной части Садоно-Унальской антиклинальной зоны. Как отмечал Г.Д. Ажгирей [1, 2], эта система имеет сравнительно глубокое заложение и движения по некоторым из разломов проявлялись как в юре, так и в более позднее время, возможно, вплоть до четвертичного. Причем эти структуры в ряде мест являются рудоконтролирующими. Нам представляется, что в палеорельефе область, связанная с системой разломов общекавказского простирания, была, видимо, наиболее резко выраженной в рельефе дна и представляла собой серию сопряженных ступеней, которые в целом образовывали относительно крутой склон водоема.

Иной по сравнению с рассмотренными характер имеют оползневые деформации, возникшие в области пологого склона в пределах шельфа. Здесь развиты немногочисленные мелкие оползневые складочки в глинисто-алевритовых отложениях, отмечаются признаки незначительного перемещения песчаниковых пластов и др. В целом встречается мало следов оползневых процессов в центральных частях палеошельфов (домерский — в пределах Дигоро-Осетинской СФЗ, тоарский — в Лабино-Малкинской СФЗ). Вместе с тем иногда появляются достаточно крупные оползневые тела. Так, в одном из наиболее полных разрезов толщи J_1 в бассейне р. Урух (р. Айгамуга, разрез с. Фаснал) отмечен ряд образований рассматриваемого типа. Здесь в верхнеплинбахских глинисто-алевритовых отложениях залегает пластина, сложенная породами, характерными для вулканогенно-осадочной толщи нижнеплинбахского возраста (андезито-дацитовая формация [10]). Этот олистолит протягивается не менее чем на 200 м, во фронтальной южной части его мощность достигает почти 20 м, в тыловой (к северу) он утоняется и выклинивается (фиг. 4, а). В нем видны многочисленные проявления смятия, растаскивания пластов, деформации слоев различной морфологии (как пластические, так и хрупкие), но в целом внутренняя слоистая структура сохранилась. По характеру залегания олистолита можно судить о его перемещении с севера или северо-запада, где в это время, видимо, находилось относительное поднятие в рельефе дна.

Подтверждением тому, что оползание, соскальзывание части накоплений в вулканогенно-осадочной толще происходили сравнительно легко, служит олисто-стромовый горизонт, залегающий в том же разрезе в верхней части этой толщи. Горизонт мощностью около 15 м, прослеживающийся в пределах обнажения на несколько сот метров, резко выделяется на фоне других слоистых отложений своей массивностью — в рельефе он выражен обрывистым уступом. В нем отчетливо видны фрагменты слоистых пород, размер их от сравнительно небольших обломков в несколько дециметров до 7-метровых глыб (фиг. 4, б). Залегают



Фиг. 4. Оползневые образования, сложенные породами нижнеплинбасхой вулканогенно-осадочной толщи (бассейн р. Урух)

а – олистолит, залегающий в глинисто-алевролитовых породах верхнего плинбасха; *б* – олистостромовый горизонт в кровле вулканогенно-осадочной толщи (стрелкой показан один из крупных блоков пород, сохранивших первичную осадочную структуру)

эти фрагменты достаточно хаотично; отмечена крупная лежащая складка. По составу слагающие горизонт породы аналогичны развитым в подстилающей толще. Олистостромовый горизонт по резкой и пологоволнистой границе налегает на отчетливо слоистую пачку. К моменту срыва породы были слабо литифицированы и при перемещении по склону значительной осадочной массы в основном потеряли первоначальную структуру – дробились, перемещивались. По-видимому, срыв осадочного материала происходил с того же поднятия, что и в случае упомянутого выше олистолита. Причем первый по времени срыв затронул менее литифицированные отложения, чем второй. Это обусловило то, что нижний горизонт состоит из деструктурированной осадочной массы, в то время как в последующее оползание вовлекались отложения сильнее литифицированные, из

более глубоких слоев толщи, и при перемещении отчасти сохранившие в олистолите первоначальную структуру.

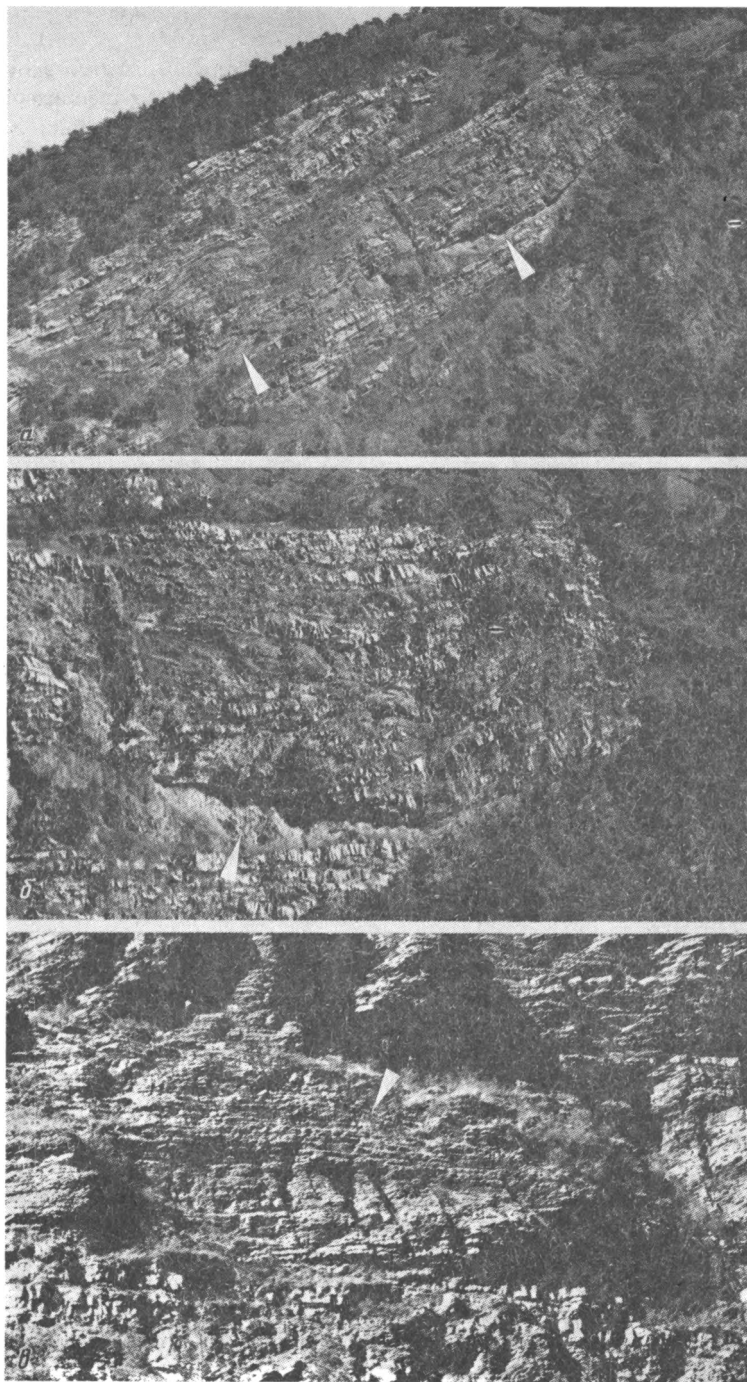
Олистостромовый горизонт и крупный олистолит залегают в основании и в нижней части терригенной толщи лейаса, в то время как в более высоких ее частях подобные гравитационные образования не отмечаются. Вообще в отложениях домерского, а потом и тоарского шельфа оползневые деформации слоев встречаются редко и размеры их незначительны, т. е. для пологих шельфовых областей оползание осадков не было характерным. С чем же связано появление описанных образований? Как нам представляется, приуроченность их к низам терригенной толщи не случайна и возникли они на определенном этапе развития бассейна.

Накопление в раннеплинбасхское время вулканогенно-осадочной толщи происходило как в субаквальных, так и в субазральных обстановках. В областях, приближенных к зонам извержений, видимо, существовали поднятия. В целом рельеф здесь в это время был холмистым. В начале домера временное (на рубеже раннего и позднего плинбасха) отступление моря сменилось трансгрессией. Наступление моря сопровождалось активным воздействием на вулканогенно-осадочные накопления волновой эрозии, особенно на относительных поднятиях. Этот процесс мог в ряде случаев приводить к отрыву, обрушению, соскальзыванию с поднятий масс вулканогенно-осадочного материала. В одних случаях (при дезинтеграции этого материала в процессе гравитационного перемещения) образовались олистостромовые горизонты, в других (при частичном сохранении первичной структуры отложений) — крупные олистолиты. О том, что в это время происходил размыв вулканогенно-осадочной толщи, свидетельствует появление в разрезе глинисто-алевролитовой нижнедомерской толщи пачки песчаников, сложенных продуктами разрушения вулканогенных пород. На последующем этапе, когда море выработало новый профиль рельефа и осадконакопление происходило на дне достаточно ровного новообразованного шельфа, оползневые процессы проявились в минимальной степени, и такие крупные гравитационные формирования, возникавшие на начальной трансгрессивной стадии, в разрезе уже не встречаются. Следует отметить, что образованию олистостромового горизонта и олистолита в значительной степени способствовало литологическое строение вулканогенно-осадочной толщи в этом районе — ее отчетливая стратификация, наличие прослоев углистых сланцев, вдоль которых мог происходить срыв материала. В более северных районах, вне пределов развития вулканогенно-осадочной толщи, там, где отложения трансгрессирующего моря налегают на палеозойские кристаллические сланцы и гранитоиды, следы гравититов, подобные рассмотренным выше, не наблюдаются. Заметим, что некоторые исследователи [6] вообще связывают с эпохами трансгрессий появление олистостром. Нам представляется, что это утверждение справедливо лишь отчасти, так как их образование в этих условиях регламентируется целым рядом обстоятельств.

Сравнивая оползневые образования, возникшие, с одной стороны, в зонах крутых перегибов морского дна, а с другой — на относительно пологой наклоненной поверхности, видим, что они существенно различаются по морфологии, размеру, положению во вмещающих толщах, а также, видимо, по причинам, проводившим развитие процесса.

Рассмотрим теперь одно из проявлений оползневых процессов, происходивших в зоне подножия склона водоема.

В пределах Ингушетии в тоарских, сравнительно монотонных глинисто-алевролитовых отложениях залегают толща, известная под названием *пуйских песчаников*, впервые описанная В.П. Ренгартеном [9] в районе с. Пуй. По простиранию этот горизонт прослеживается более чем на 10 км, и его строение можно наблюдать по крайней мере в двух местах — в долине р. Асса и на правобережье р. Армхи (правый приток р. Терек). По р. Асса горизонт представлен толщей чередования пачек песчаников с прослоями алевролитов и пачек глинистых алевролитов с



Фиг. 5. Песчаниковая толща ("пуйские песчаники"), залегающая аллохтонно в песчано-глинистых сланцах

***а* — общий вид толщи (правобережье р. Асса); *б* — фрагмент толщи с отчетливо выраженным горизонтом срыва (отмечен стрелками); *в* — перекрывающая "пуйские песчаники" флишондная толща (плоскость срезания отложений последующими эродирующими потоками показана стрелкой)**

прослоями песчаников (фиг. 5). В песчаниках нередко отмечаются линзы и прослои гравелитов, кварцевая и аргиллитовая галька. Мощность толщи здесь достигает 120 м. Изучение строения толщи показывает, что ее первоначальная седиментационная структура заметно нарушена: пласты песчаников часто обрываются, срезаются, глинисто-алевролитовые пачки местами резко выклиниваются. В целом строение толщи в этом разрезе достаточно сложное и выделить литологические пачки, которые можно было бы проследить по простираанию, трудно. Важно отметить, что здесь имеются слои, которые состоят из перемешанной массы осадочного материала. Наиболее четко выделяется внутри толщи слой мощностью 2–3 м (см. фиг. 5, а, б, слой отмечен стрелками), представляющий собой своеобразную брекчиевидную породу, в которой заключены обломки аргиллитов, диагенетических конкреций, в меньшем количестве — обломки песчаников. В одних местах этот слой залегает согласно с напластованием пород, в других — полого сечет пласты песчаников (см. фиг. 5, б); прослеживается он в пределах обнажения на многие десятки метров. Менее мощные и четко выраженные, но в общем схожие по строению слои встречаются и на других уровнях в этой толще. Строение и характер залегания этих слоев свидетельствуют о том, что они представляют собой горизонты срыва и перемещения разных частей толщи друг относительно друга. Слои с брекчиевидной структурой в значительной степени похожи на горизонты, подстилающие крупные песчаные пластины и вдоль которых происходило гравитационное перемещение пластин по склону крупного конуса выноса древней реки в пределах Дагестана [3]. В целом облик толщи указывает на то, что ее первоначальное седиментационное строение было нарушено и залегание слоев несколько изменено.

Горизонты срыва наблюдаются и в другом разрезе толщи — на правом берегу р. Армхи, отстоящем от первого на 12 км. Мощность "пуйских песчаников" здесь уменьшается (45–50 м). Нижний горизонт срыва залегает в основании толщи повсеместно, несколько меняясь в мощности по простираанию (1–2,5 м). Сложен он преимущественно песчаной массой, в которой заключены многочисленные обломки аргиллитов, конкреций, песчаных пластов и фрагментов подстилающих флишюидных отложений (от нескольких дециметров до 1,5 м). Включения как остроугольные, так и со следами пластических деформаций. В этом горизонте отмечен будинированный пласт песчаника. Цементирующей массой является песчаный материал: на то, что ранее он пребывал в разжиженном состоянии, указывает внедрение его в различные трещинки как в перекрывающих песчаниках, так и в крупных обломках пород.

Другой горизонт срыва, мощностью несколько метров (фиг. 6), в котором первичный осадочный материал существенно переработан, находится внутри толщи и сложен песчано-глинистыми алевролитами, в которых заключены редкие овальные песчаные тела (несколько дециметров). Образовался этот горизонт по флишюидной пачке переслаивания песчаников и глин, деформированные остатки которой наблюдаются в основании горизонта. Причем в момент срыва отложения были относительно слабо литифицированы, так как помимо пластических деформаций пород флишюидной пачки хорошо видны следы разжижения песчаного материала и заполнения им трещинок.

Таким образом, важно подчеркнуть, что в разрезах "пуйских песчаников", отстоящих друг от друга на значительное расстояние, обнаруживаются сходные черты строения, а именно приуроченность к толще ряда субгоризонтальных горизонтов срыва. Следует учитывать также, что песчаниковая толща с признаками накопления в условиях, характеризовавшихся активной гидродинамикой (присутствие в ней гравелитов, гальки), залегает в разрезе глинисто-алевролитовых отложений, образовавшихся в более глубоководной обстановке, т. е. песчаники этого типа являются как бы инородным членом разреза. Учитывая эти обстоятельства, нам представляется возможным считать, что наблюдается аллохтонное в целом залегание песчаниковой толщи.



Фиг. 6. Гомогенизированный горизонт срыва внутри песчаниковой толщи. В горизонте срыва прослеживается чешуйчато-надвиговая структура, плоскости которой наклонены в сторону перемещения перекрывающей песчаниковой пачки

При реконструкции условий, при которых произошло это масштабное перемещение осадочных масс, следует учитывать характер отложений, в которых залегает песчаниковая толща. В разрезе р. Армхи, в тех местах, где слои залегают спокойно, можно видеть, что песчаники подстилаются пачкой (около 45 м) флишюидного переслаивания песчаниковых и аргиллитовых пластов мощностью от нескольких сантиметров до нескольких дециметров. Толща песчаников перекрывается также пачкой флишюидного переслоя, в которой снизу вверх мощность песчаных прослоев постепенно уменьшается и, наконец, они вовсе исчезают из разреза. Здесь на подошве песчаных пластов хорошо прослеживаются бороздки размыва подстилающих глин временными потоками. Замеры ориентировки подошвенных знаков показывают на направление движения потоков в юго-юго-западном направлении ($190-200^\circ$). Если в разрезе по р. Армхи свидетельства активной потоковой гидродинамики ограничиваются подошвенными знаками, то по р. Асса, где мощность песчаникового горизонта максимальна, над ним во флишюидной толще с преобладанием песчаного материала прослеживаются песчаные линзы (мощностью до 2 м) заполнения эрозионных каналов, выработанных в накопившихся ранее отложениях достаточно активными потоками. Направление их движения также южное или юго-западное. Неоднократно отмечалось срезание с некоторым угловым несогласием одной пачки переслаивания другой (см. фиг. 5, в), т.е. мы видим, что толща "пуйских песчаников" ассоциирует с флишюидными отложениями, накопившимися в основном в результате привноса осадочного материала временными потоками, двигавшимися в направлении, примерно перпендикулярном к простиранию склона палеоводоема.

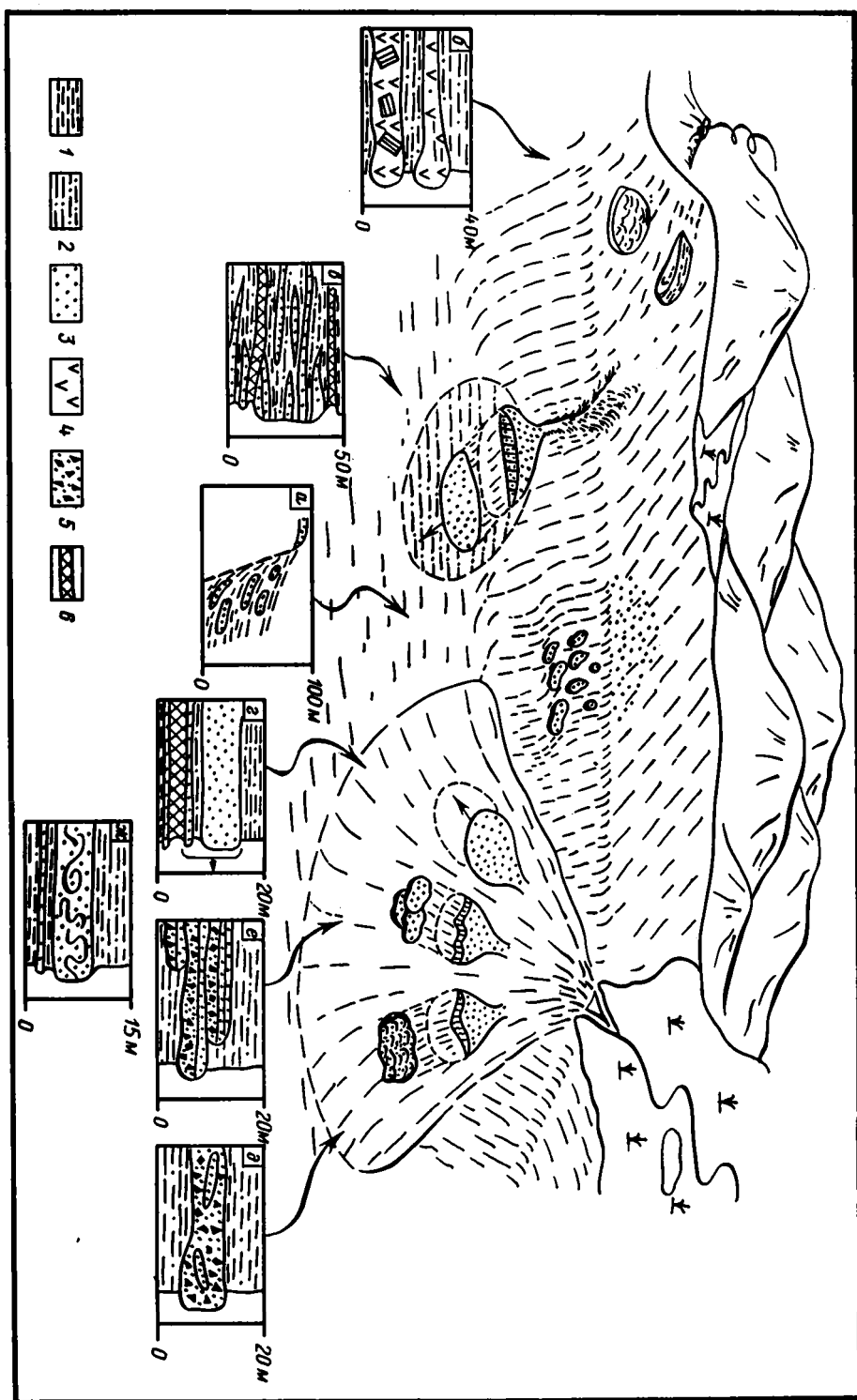
В общих чертах схема образования всей этой толщи нам представляется следующим образом. В позднелейасовое время в зоне склона (к северу от современного залегания песчаниковой толщи) существовала относительно небольшая каньонно-веерная система, по которой происходил сброс терригенного материала из зоны шельфа в более глубоководные части бассейна. При этом вблизи от устья

каньона (в верхней части этого конуса выноса) накапливались преимущественно песчаные отложения, в более удаленных его частях в результате выноса осадочного материала временными потоками формировалась флишюидная толща. Песчаные отложения накапливались на поверхности дна водоема, имевшего, видимо, заметный уклон к югу. На определенном этапе под действием возросшей нагрузки накопившейся осадочной массы, а также, возможно, спровоцированный землетрясением произошел срыв песчаниковой толщи (всей или ее части), которая переместилась вниз по склону в область, где ранее шло образование более удаленных (дистальных) фаций системы конуса выноса. В результате в разрезе возникло тесное соседство отложений, для которых были характерны несколько различные условия осадкообразования. В настоящее время выходы песчаниковой толщи соседствуют с разломом, протягивающимся на десятки километров в общекавказском направлении. Возможно, с ним были связаны конседиментационные структуры, неровности в рельефе дна водоема, которые могли повлиять на характер перемещения песчаной пластины. При движении нижние горизонты испытывали торможение, а при довольно значительной мощности толщи это неизбежно должно было привести к нарушению ее внутренней структуры — появлению внутренних субгоризонтальных срывов, срезанию слоев и другим деформациям. Поскольку мощность толщи к моменту срыва достигала многих десятков метров, отложения были уже частично литифицированы, в связи с чем поверхности, по которым происходило перемещение разных частей пластины относительно друг друга, иногда представляют собой горизонты брекчированных пород. Однако одновременно местами происходило частичное разжижение слаболитифицированных разностей: такая пульпообразная песчаная масса облегчала развитие плоскостных сдвиговых процессов. По неровностям, возникшим на подошве перемещающихся пластов, видно, что движение происходило в южном направлении.

Появление над песчаниковой толщей флишюидных пачек, иногда срезающих друг друга, а также подводных эрозионных каналов, заполненных песчаным материалом, свидетельствует о формировании этих отложений в условиях активной потоковой гидродинамики. Возникновение таких осадочных образований на этапе, следующем за оползанием крупных осадочных масс, не случайно. Как было показано в работе [4], в результате оползания осадочных накоплений в рельефе дна может возникнуть удлинённая депрессия, которая как бы продолжает каньонную систему в более глубокие части водоема и по которой происходит движение высокоэнергетических потоков, несущих осадочный материал. При этом образуются отложения такого облика, которые в нормальных условиях присущи более высоким частям склона конуса выноса. Очевидно, аналогичная картина характерна и для рассматриваемого случая.

На фиг. 7, а—в показано положение описанных выше различных оползневых образований в области северного склона лейасового водоема Большого Кавказа.

Рассмотренными примерами не ограничивается разнообразие проявлений гравитационных процессов этого типа. Относительно мелкие оползневые складочки, деформации отложений встречаются довольно четко. В разрезах литологически монотонных глинисто-алевролитовых толщ подножия северного склона Кавказского юрского водоема некоторые косвенные признаки указывают на существование весьма крупных тел, имеющих оползневое происхождение. Однако их выделение и оконтуривание существенно затруднены из-за развитых здесь интенсивных тектонических дислокаций. Вместе с тем следует отметить, что в пределах Центрального Кавказа крупные оползневые образования встречаются на разных и зачастую относительно небольших по объему стратиграфических интервалах, в то время как ниже и выше этого интервала они могут отсутствовать, т. е. их распространение носит спорадический характер (за исключением гравититов, приуроченных к зонам древних геоморфологических ступеней). Напротив, в области развития дагестанского тоарского конуса выноса гравититы являются неотъемлемой частью разреза. Размеры и морфология их зависят от характера перемещения



осадочных масс. Как ранее было показано в работе [3], неустойчивое положение на склоне крупных песчаных пластин (лопастей конуса выноса) приводило к их медленному перемещению вниз по склону, т. е. имело место явление, которое можно рассматривать как крипп [13]. При этом структура самой пластины практически не нарушалась, но под ней возникал своеобразный по строению слой, по которому происходили срыв и перемещение пластины: структура слоя обычно полностью теряла свой первоначальный облик, происходили перемешивание, перетирание, гомогенизация отложений (горизонты гомогенизации [3], см. фиг. 7, з). Иногда разрушались фронтальные части песчаных пластин, обломки отрывались и гораздо быстрее двигались вниз по склону. Результатом этого могло быть появление осадочных тел двух типов. При почти полном разрушении первоначальной структуры песчаных отложений (сопровождающимся их разжижением) возникали горизонты, в которых в песчаной цементирующей массе были заключены фрагменты отдельных пластов песчаников и многочисленные обломки аргиллитов (см. фиг. 7, д) [4]. Если же оторванные блоки частично сохраняли свою первоначальную структуру, то образовывались пластины с деструктурированной нижней частью и относительно хорошо сохранившейся верхней. При неоднократных отрывах песчаных блоков от песчаной лопастей могли возникнуть толщи, сложенные несколькими пластинами такого рода (см. фиг. 7, е) [4]. Наконец, иногда оползание песчаных накоплений происходило с пластическими деформациями, в результате чего возникали горизонты с хаотически смятыми в различного вида складки песчаными пластинами (см. фиг. 7, ж).

В целом в области распространения отложений конуса выноса (преимущественно в его средней части) условия осадконакопления были таковы (высокие темпы, наклонная поверхность, контрастные по гранулометрии типы отложений), что создавались предпосылки к частому и закономерному проявлению гравитационных процессов, носящих характер саморазвивающихся. Представляется весьма вероятным, что этому в определенной мере способствовал геохимический фактор. Действительно, в области конуса выноса накапливались значительные количества органического вещества (ОВ), как аллотигенного (принесенного рекой с суши), так и морского происхождения. Разложение этого ОВ в диагенезе сопровождалось генерацией значительного количества углекислоты, метана, что повышало газонасыщенность грунтов и уменьшало их устойчивость на склоне. Свидетельством того, что диагенетические процессы протекали здесь весьма активно, служит достаточно высокая конкреционность отложений.

В целом развитие гравитационных процессов в Кавказском осадочном бассейне обуславливалось различными причинами, среди которых, как и в современных водоемах [7], можно выделить седиментационные, геохимические, гидродинамические (в рассмотренном нами случае — воздействие волновой эрозии), тектонические (прежде всего сейсмические), а также эвстатические. Различное сочетание этих факторов определяло специфику и разнообразие гравитационных процессов в юрском водоеме Большого Кавказа.

Фиг. 7. Схема расположения различных оползневых образований в зоне склона осадочного бассейна

а — оползневые тела, приуроченные к крутым перегибам в рельефе дна; б — олистолит и олистостромовый горизонт в основании разреза шельфовых отложений; в — песчаниковая толща, накапливавшаяся у подножия склона и в дальнейшем перемещенная в область более удаленных от склона осадков; г — положение в разрезе горизонтов срыва (горизонты гомогенизации [3]), вдоль которых происходило перемещение песчаных лопастей конуса выноса; д — олистостромовый горизонт, образовавшийся при полной потере первичной структуры песчаных отложений; е — пластины с нарушенной осадочной структурой в нижней части; ж — горизонты песчаников с пластическими деформациями. 1 — аргиллиты; 2 — алевролиты; 3 — песчаники; 4 — породы вулканогенно-осадочной толщи; 5 — обломки аргиллитов и других пород, заключенные в цементирующую песчаную массу; 6 — горизонты срыва (гомогенизации)

Список литературы

1. *Ажгирей Г.Д.* Геологический очерк Центрального Кавказа в пределах Северной Осетии и сопредельных территорий // Геология Центрального Кавказа. М.: Гостоптехиздат. 1968. С. 3–37.
2. *Ажгирей Г.Д.* Проблема поисков скрытых свинцово-цинковых месторождений в Северной Осетии // Изв. вузов. Геология и разведка. 1958. № 4. С. 73–83.
3. *Гаврилов Ю.О.* Оползневые явления и образование горизонтов гомогенизации в области подводных конусов выноса (лейас, Северный Кавказ) // Литология и полез. ископаемые. 1990. № 1. С. 49–57.
4. *Гаврилов Ю.О.* Разрушение осадочных накоплений на подводном конусе выноса (лейас, Северо-Восточный Кавказ) // Литология и полез. ископаемые. 1990. № 5. С. 80–95.
5. *Гаврилов Ю.О., Гушин А.И., Стафеев А.Н.* Динамика накопления осадочных толщ в ранне- и среднеюрское время на Северном Кавказе (опыт реконструкции) // Литология и полез. ископаемые. 1989. № 5. С. 89–102.
6. *Копп М.Л.* Трансгрессивно-регрессивная цикличность позднего мела – палеогена и фазы олистостромообразования в пределах южного склона Восточного Кавказа. Статья 2 // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1991. Т. 66. Вып. 1. С. 13–23.
7. *Лисицын А.П.* Лавинная седиментация и перерывы в осадконакоплении в морях и океанах. М.: Наука, 1988. 309 с.
8. *Панов Д.И.* Стратиграфия, фации и структура нижне- и среднеюрских отложений в бассейнах рек Баксан и Чегем // Геология Центрального и Западного Кавказа. М., 1962. С. 74–110.
9. *Ренгартен В.П.* Горная Ингушетия. Геологические исследования в долинах рек Ассы и Камбилеевки на Северном Кавказе // Тр. Главного геол.-развед. управления ВСНХ СССР. Вып. 63. 1931. 195 с.
10. *Цветков А.А.* Мезозойский магматизм Центральной части Северного Кавказа. М.: Наука, 1977. 183 с.
11. *Andre J.-P.* Snowball structures and their slide origin in the Jebel Tekzim limestone (palaeozoic of the Jebilet Range, Morocco) // Sedimentology. 1989. V. 36. № 2. P. 363–369.
12. *Marine slides and other mass movements* // Eds Saxov S., Nieuwenhuis J.K. N.Y.: Plenum Press, 1982. 353 p.
13. *Watkins D.J., Kraft L.M.* Stability of continental shelf and slope off Louisiana and Texas: geo-technical aspects // Framework, facies and oil-trapping characteristics of the upper Continental Margin. Tulsa, 1978. P. 267–286.

Геологический институт АН СССР,
Москва

Поступила в редакцию
17.V.1991

УДК 553.985:551.71/72(470.22)

© 1992 г. Фирсова С.О.

**НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ И СОСТАВА
ПРОЖИЛКОВ С ШУНГИТОМ I* В КАРБОНАТСОДЕРЖАЩИХ
ПОРОДАХ ВЕРХНЕЗАОНЕЖСКОЙ ПОДСВИТЫ (КАРЕЛИЯ)**

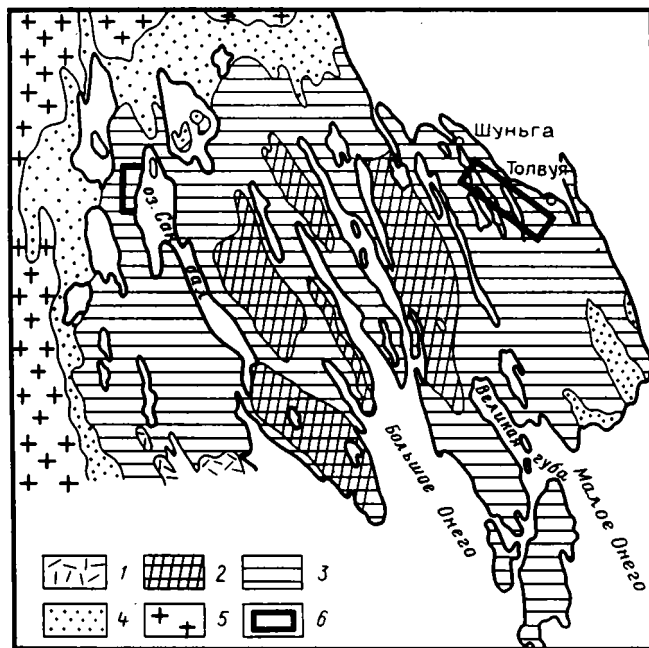
Описаны прожилки шунгита I в различных карбонатных породах верхнезаонежской свиты. Приведены рентгеновские, электронно-микроскопические, химические характеристики шунгита I и взаимоотношения между различными минералами прожилков; определена стадийность их образования. Выявлены черты сходства и различия между прожилками шунгита в карбонатных и высокоуглеродистых породах. Рассмотрены генетические вопросы.

Более века прошло со времени первых описаний шунгита [10] и антраксолита [15], и в настоящее время копилка находок этих минералов переполнилась [9, 11–18, 26]. Выявились определенные группы геологических объектов, на которых твердые битумы, шунгит или антраксолит, встречаются регулярно: например, урановые месторождения [9, 16–18], нефтегазоносные районы Северо-Востока СССР [11–13], различные докембрийские провинции Канадского щита [29]. Последний, как ранее отмечал В.А. Успенский [15], — место постоянных находок антраксолитов, но жилы встречаются только там, где во вмещающих породах есть рассеянное углеродистое вещество.

Уникальна по массе накопления свободного углерода заонежская свита в Карелии [3–5, 7, 27, 28]. Забогинское шунгитовое месторождение, сложенное высокоуглеродистыми и углеродсодержащими образованиями различного состава, туфами, сланцами и карбонатными породами заонежской свиты, поражает воображение минералога числом проявлений прожилкового углерода. Более всего их содержат высокоуглеродистые породы, так называемые шунгиты II–III [21–24]. Несколько реже (но с удивительным постоянством) на больших протяжениях они присутствуют в карбонатных породах, широко варьирующих по содержанию как основных оксидов (CaO , MgO , SiO_2 , Al_2O_3), так и свободного углерода от светло-серых безшунгитовых до таких, где количество $\text{C}_{\text{орг}}$ достигает 12%. Сопоставление состава и строения различных битумных прожилков [9, 11–13, 15–18, 26] с встреченными нами в карбонатных породах верхнезаонежской подсвиты на Забогинском месторождении шунгитов, его флангах и к западу от оз. Сандал (фиг. 1) показало, что в карбонатных породах они обладают некоторыми постоянными признаками, позволяющими выделить их в особую группу и рассмотреть отдельно.

Заонежская свита по классификации, принятой в работе [5], делится на две подсвиты. В составе нижней преобладают глинистые и карбонатно-глинистые сланцы, песчаники, доломиты, количество $\text{C}_{\text{орг}}$ не превышает первые проценты, прожилки миграционного шунгита отсутствуют. Мощность нижней части разреза составляет 50–70 м. Верхнезаонежская подсвита сложена туфами различного состава, глинистыми сланцами, алевролитами, карбонатными породами, лититами, высокоуглеродистыми разностями, где содержание $\text{C}_{\text{орг}}$ достигает 70%.

*Шунгит I — высший антраксолит (Геологический словарь, 1974 г.). В статье термины шунгит I, прожилковый шунгит, антраксолит, битумы используются как синонимы.



Фиг. 1. Схематическая геологическая карта района работ [28]

1 — порфириты, пикриты; 2 — туфоалевролиты, туфопесчаники, сланцы;
3 — площадь развития пород заонежской свиты; 4 — ятулийские образования;
5 — доятулийские образования; 6 — участки работ

Верхняя подсвита делится на три пачки [5]. В составе нижней доминируют туфы, туффиты, алевролиты, в меньшей степени присутствуют шунгитовые и карбонатные породы. Вторая пачка представлена туфами, туффитами, различными карбонатсодержащими разностями, алевролитами и высокоуглеродистыми породами. Наличие мощных пластов шунгитовых пород является ее отличительной особенностью. Третья пачка сложена шунгитсодержащими алевролитами, кварц-биотит-хлоритовыми породами и доломитами, прослои высокоуглеродистых пород здесь отсутствуют. Мощность верхней подсвиты достигает 700 м [5].

Повсеместно широко развиты прожилки разнообразного состава, включающие кварц, карбонат, хлорит, шунгит I, слюду, пирит и другие минералы. Покровы и силлы метагаббро и метадиабазов составляют значительную часть разреза заонежской свиты. Их распределение крайне неравномерно: они редко встречаются в нижнезаонежских образованиях, концентрируясь в верхнем заонежье, где приурочены в основном к контактам шунгитовых пород и туфов.

Среди карбонатных пород второй пачки верхнезаонежской подсвиты выделяются доломиты, известняки, известково-доломитовые разности, известковистые туфы, образующиеся при одновременном осаждении карбонатного и туфового материала и замещении обломочного материала карбонатом. Структура доломитов и известняков в большинстве случаев тонкозернистая, пелитоморфная, в углеродсодержащих разностях между кристалликами карбоната равномерно распределено углеродистое вещество, определяющее облик породы. Кроме карбоната в ней присутствуют кварц, слюда, хлорит, тальк, актинолит, полевой шпат, пирит. Мощность отдельных пластов карбонатных и карбонатсодержащих пород составляет 10–20 м.

Во всех разновидностях карбонатных пород развиты прожилки: кальцитовые, пиритовые, тальковые, амфиболовые, шунгитовые. Последние при средней мощности 3–5 мм, не превышающей, как правило, 10 мм, прослеживаются по всему

разрезу. В продольном разрезе они напоминают меандрирующую реку с пережимами и раздувами, извилистые границы и неровные очертания — характерная особенность морфологии таких прожилков. На это обращали внимание и другие исследователи в связи с изучением ураноносных битумов [9, 15–18]. В шунгитовых прожилках обязательно присутствует кальцит, широко представлен тальк, в подчиненном количестве встречаются кварц, слюда, хлорит, пирит, амфибол, сфалерит. По преобладанию тех или иных минералов можно выделить кальцит-шунгитовые, кальцит-тальк-шунгитовые, кварц-кальцит-шунгитовые, актинолит-кальцит-шунгитовые прожилки.

Кальцит-шунгитовые прожилки наиболее распространены. Соотношение минералов в них колеблется в самых широких пределах: от существенно шунгитовых до кальцитовых. Форма выделения шунгита I многоугольная, треугольная, характерны также многогранники разнообразного вида с вогнутыми сторонами. Трещины сокращения объема выклинивающейся формы относятся к наиболее постоянным признакам, определяющим шунгиты I.

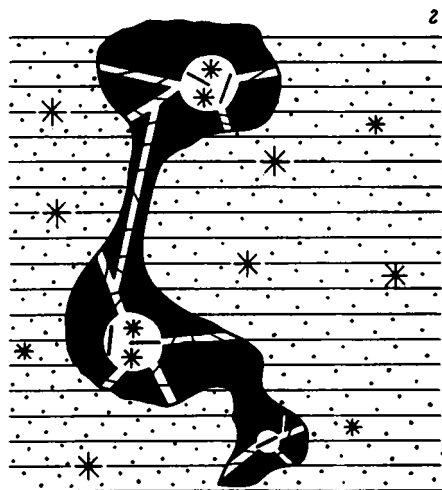
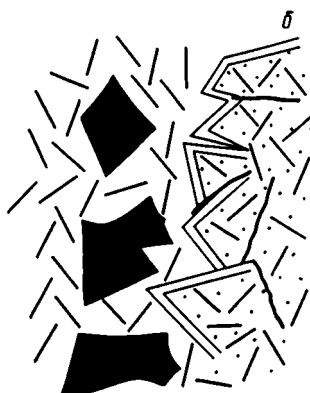
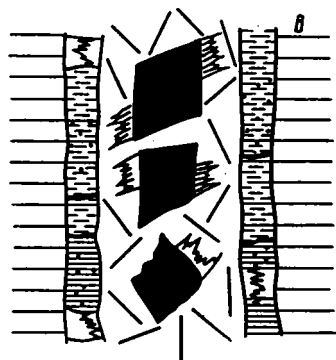
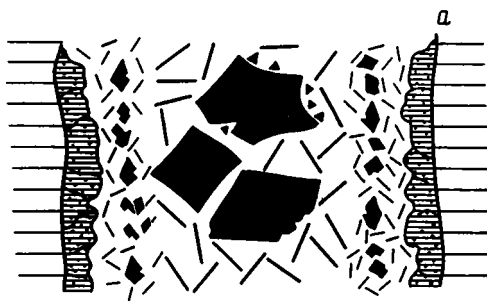
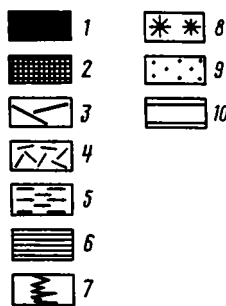
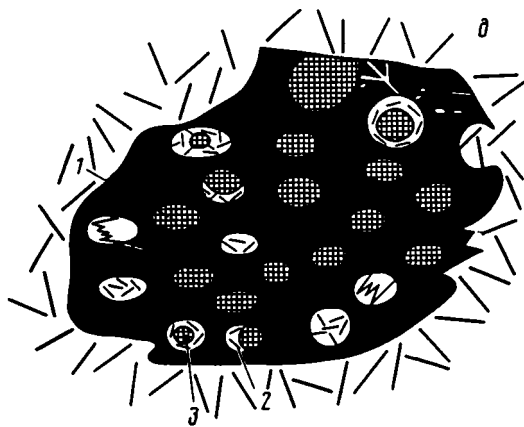
Внутреннее строение прожилков может быть симметричным, когда центральную часть составляют обособленные шунгиты I, цементирующиеся агрегатом крупнозернистого кальцита, размер отдельных кристаллов которого сопоставим или превышает шунгитовые выделения (фиг. 2, а). В крупных кристаллах кальцита тонкодисперсное углеродистое вещество, как правило, не содержится. Степень кристалличности кальцита постепенно убывает к границам прожилка (см. фиг. 2, а). В редких случаях кальцит образует не зернистые, а шестоватые агрегаты. Иногда блоки шунгита I проходят в центре прожилка, занимая $3/4$ объема, они погружены в массу чистого крупнокристаллического кальцита и частично обрастают слюдой, в зальбандах кальцит игольчатый с тонкораспыленным углеродистым веществом (см. фиг. 2, в). В прожилках с асимметричным строением одна из зон обычно выпадает.

Кальцит-тальк-шунгитовым прожилкам присущ ряд типических черт описанных выше: внутренняя симметрия, обломочная форма крупных выделений шунгита и пр. Тальк выполняет зальбанды и развивается вокруг больших обломков шунгита I (см. фиг. 2, в). Только совместно с тальком отмечаются слюда и хлорит. Листоватые агрегаты талька, чешуйки которого, иногда "запыленные" углеродом, имеют самую различную ориентировку, образуют вытянутые полосы на границе с породой (см. фиг. 2, а). Здесь, как правило, вместе с тальком развивается кальцит, в межкристаллических пространствах которого часто располагаются мелкие обломки шунгита I. В отдельных прожилках тальк образует псевдоморфозы по карбонату. Симметричное строение сохраняется и в том случае, если в центральной зоне прожилка располагается кальцит, затем крупные выделения шунгита I, а в зальбандах кальцит в сростании с тальком. Возможно двучленное строение, когда в центре кальцит, а блоки шунгита I располагаются в зальбандах, пространство между ними выполнено тальком и слюдой.

Кварц, амфибол, сфалерит встречаются в прожилках достаточно редко. Зернистый агрегат кварца, как правило, занимает ту же позицию в центральной зоне, что и кальцит.

В карбонатном туфе с актинолитом встречена серия извилистых прерывистых прожилков шунгита I, разбитого густой сетью разнонаправленных трещин, выполненных кальцитом с актинолитом. Последний в виде отдельных иголочек или пучков как бы плавает в кальците. Своеобразно распределение кальцитовых образований внутри шунгита I (см. фиг. 2, г): оно заключается в присутствии серии округлых или эллипсовидных выделений кальцита (от 0,2 до 1,2 мм), от которых, как лучи, расходятся прямолинейные жилки этого минерала. При повороте столика микроскопа весь кальцит гаснет одновременно.

В шунгитсодержащих доломитах с рассеянной пиритовой минерализа-



цией встречены шунгит-сфалеритовые прожилки, содержащие в подчиненном количестве (около 10 об.%) тальк, хлорит, кальцит. Прожилки имеют асимметричное строение: один из зальбандов сложен тальком, в средней части располагаются блоки шунгита I, между ними агрегат талька, хлорита, кальцита; выделения сфалерита (до 2 мм) вытянутой формы с неправильными извилистыми очертаниями тяготеют к противоположной стенке прожилка, здесь же находится тонкозернистый кальцит.

По форме, размерам, положению, занимаемому в пространстве прожилка, взаимоотношению с кальцитом различаются три типа твердого углеродистого вещества (см. фиг. 2, а): 1) большие выделения шунгита, их размер колеблется в зависимости от мощности прожилка от 0,1 до 4 мм, форма обломочная, располагаются чаще всего в центральной зоне прожилка в окружении кальцита; 2) мелкие, имеющие или такой же обломочный облик, или вытянутые, линзообразные, отличающиеся от первых в десятки раз по размерам, тяготеющие к средним частям прожилка и оперяющие большие выделения шунгита I; встречаются также в зальбандах; 3) мельчайшие частицы углеродистого вещества, маркирующие зальбанды полосой слабого почернения, ширина которой зависит от мощности самого прожилка, увеличиваясь вместе с последним. Иногда в раздувах прожилков, выполненных шунгитом I и окруженных ромбоэдрами кальцита, тонкорассеянное углеродистое вещество насыщает ядра ромбоэдров, в то время как периферийная зона остается чистой (см. фиг. 2, б). Анализ взаимоотношений шунгит I — кальцит показывает, что в центральных частях прожилка позиция кальцита всегда агрессивна: он проникает в шунгит I по трещинам, корродирует отдельные обломки и растаскивает их. Остановимся несколько подробнее на особенностях состава и строении отдельных минералов. В прожилках определены три слоистых силиката: тальк, слюда и хлорит. Два последних встречаются в резко подчиненных количествах. Известны случаи, когда три минерала сосуществуют вместе, но чаще это двойной парагенезис: тальк — хлорит, тальк — слюда. Тальк впервые был диагностирован при рентгенографическом изучении различных пород и минералов Загогинского месторождения; до этого его пропускали при полевом описании и, изучая в шлифах, ошибочно принимали за слюду. Его состав (табл. 1) мало отличается от данных, приведенных в работе [19]. На порошкограммах от ориентированных препаратов четко фиксируется три порядка базальных отражений, нм: $c\ d\ (002) = 0,937$, $d\ (004) = 0,468$, $d\ (006) = 0,311$. Параметр элементарной ячейки $b = 9,17\text{\AA}$.

Появление талька с кальцитом в составе шунгитовых прожилков с наибольшей вероятностью можно описать следующей реакцией:



Фиг. 2. Фрагменты строения различных шунгитовых прожилков из карбонатных пород

1 — шунгит Ic; 2 — шунгит Ib; 3–5 — кальцит (3 — крупнокристаллический, 4 — тонкокристаллический, 5 — шестоватый); 6 — тальк; 7 — слюда; 8 — актинолит; 9 — рассеянное углеродистое вещество; 10 — породы, вмещающие прожилки.

а — симметричное строение кальцит-тальк-шунгитового прожилка (степень кристалличности кальцита убывает к зальбандам); б — раздвиг кальцит-шунгитового прожилка (тонкорассеянное углеродистое вещество концентрируется в центральных частях кальцитовых ромбоэдров); в — обрастание тальком шунгита Ib центральной части прожилка (в зальбандах шестоватый кальцит в сростании с тальком и слюдой); г — шунгит-кальцит-актинолитовый прожилок в актинолитсодержащем карбонатном туфе; контур границ "порода-прожилок" проведен подчеркнuto резко; д — выделение шунгита Ic из раздува в кальцит-шунгитовом прожилке (в поле шунгита Ic наблюдается своеобразная "ликвационная" картина: в шунгите Ic равномерно распределены округлые, эллипсовидные обособления шунгита Ib, большинство из них не имеют резких границ (1), в отдельных случаях между ними наблюдается или полоса отслоения (2), или кольцо, выполненное кальцитом (3))

Химический состав талька и слюды

Образец	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO
1	59,78	Не обн.	Не обн.	1,84	Не обн.	0,01	1,0
2	38,47	0,25	12,1	5,73	0,82	0,08	3,64

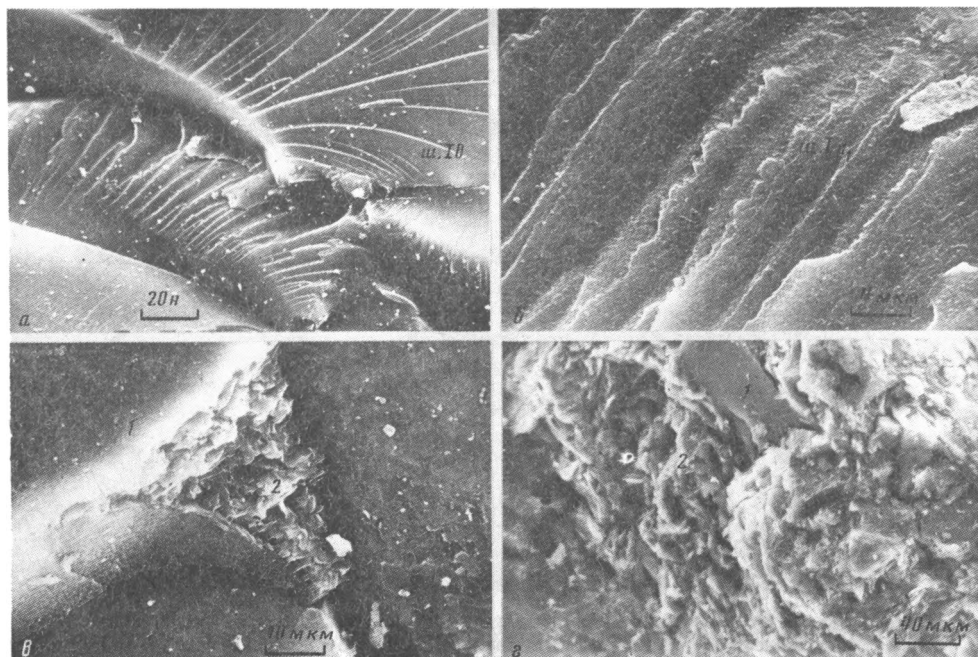
Образец	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻	CO ₂	П.п.п.
1	30,11	0,19	0,03	5,25	0,15	0,93	—
2	22,88	0,19	4,04	—	0,31	3,3	10,69

Примечание. 1 — тальк из тальк-кальцит-шунгитового прожилка в углеродсодержащем доломите, скважина 208; 2 — высокомагнезиальная слюда 1М (ЗТ) из кальцит-слюдистого прожилка в углеродсодержащем доломите, скв. 216.

В тальксодержащих породах переотложение талька могло происходить на месте под действием гидротермальных растворов. Совместно с тальком, занимая то же положение в пространстве прожилка, развивается слюда. Цвет минерала светло-желтовато-зеленый, плеохроизм слабый, такая окраска обусловлена составом слюды, низким содержанием в ней железа. Параметр элементарной ячейки *b* составляет 9,20 Å, что позволяет отнести слюду к Mg-Fe-триоктаэдрическому ряду. Ее состав близок к анализу, приведенному в табл. 1. Хлорит находится в резко подчиненном количестве по отношению к тальку и слюде; замещая их, он образует тонкозернистый чешуйчатый агрегат, цвет минерала бледно-зеленый. Анализ распределения интенсивностей базальных отражений на порошкограммах от ориентированных препаратов позволяет считать, что хлориты относятся к магнезиально-железистому ряду.

Особенности строения шунгита I изучались в отраженном свете, а также рентгеновскими и электронно-графическими методами, элементный состав определялся на приборе Перкин-Эльмер, модель 240С. В работах [21, 23] описаны четыре разновидности шунгита I, отличающиеся по структурным и оптическим характеристикам: 1) Ia — в отраженном свете коричневатого-серый, изотропный, обломочного облика; 2) Ib — анизотропный, светло-коричневый, с гладкой поверхностью, ΔR 2,6—4,8%, в образце черный блеск от стеклянного до металлического; 3) Ic — анизотропный, светло-коричневато-серый, чешуйчатый, двуотражение не удается замерить из-за чешуйчатого строения; 4) Id — сильно анизотропный, резко двуотражающий, светло-серый со слабым бежевым оттенком, образует сфероиды, ΔR 14—15%. В просмотренных шлифах определены шунгит Ib и Ic.

Исходя из особенностей структуры шунгита I и степени его однородности, все прожилки можно разбить на три группы: 1) однородного блестящего шунгита Ib; 2) шунгита (Ib + Ic), сочетавшегося в пределах одного выделения; 3) шунгита Ic, отличающегося по степени кристалличности слагающего его материала. Наиболее часто встречаются прожилки с шунгитом Ib. Этот тип можно назвать шунгским, по месту находки в районе пос. Шуньга, самой мощной в Заонежье жилы блестящего шунгита, имеющего характерный раковистый излом. Картина поверхности шунгита Ib показана на фиг. 3, а. Своеобразие прожилков второго типа заключается в том, что в них одновременно присутствуют собственно шун-

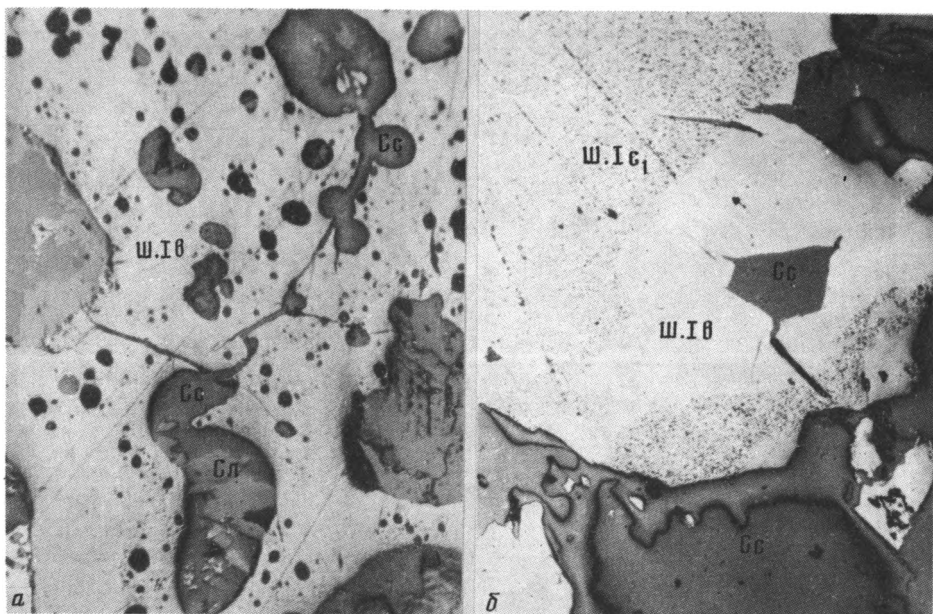


Фиг. 3. Картина поверхности различных проявлений шунгита I

а — стекловатая, с раковистым, ступенчатым изломом (шунгит Ib); *б* — тонкочешуйчатая (шунгит Ic₁); *в-г* — неоднородный характер поверхности шунгита I (1 — псевдостекловатый, 2 — чешуйчатый Ic)

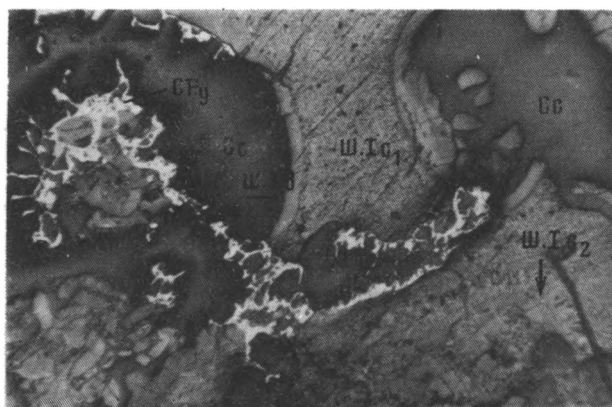
гит Ib и заключенные в одном объеме тонкочешуйчатый шунгит Ic и Ib (фиг. 4, б). Распределение и соотношение двух разновидностей может быть как хаотичным, так и закономерным, например, в виде регулярной "эмульсионной" вкрапленности (см. фиг. 2, д). Округлые и овальные обособления шунгита Ib размером 0,1–0,8 мм равномерно распределяются в тонкочешуйчатом шунгите Ic. Внутри отдельных его участков обнаружены шарики калыцита, слюды, сфалерита и халькопирита, а также двухфазовые включения, в центральной части выполненные шунгитом Ib и окруженные калыцитом; в отдельных случаях между двумя разновидностями битума проходит дужка "отслоения", в ней — калыцит. Размер чешуек у различных выделений шунгита Ic колеблется от 0,01 до 0,3 мм, вместе с их ростом увеличивается степень его двуотражения, анизотропии, структурной упорядоченности. В прожилках 3-го типа в пределах одного выделения шунгита I по оптическим характеристикам различаются до трех зон, причем они отделены друг от друга четкими границами, имеющими прямолинейные или извилистые очертания. Неоднородность строения подчеркивается закономерной приуроченностью трещин отдельности к участкам с крупночешуйчатым шунгитом Ic, а округлых и эллипсовидных "миндалин", выполненных калыцитом, — к зонам с тонкочешуйчатым шунгитом. Размер отдельных "миндалин" достигает 1,1 мм, иногда они соединены узкими перемычками (см. фиг. 4, а и фиг. 5).

Элементный состав различных прожилковых шунгитов приведен в табл. 2. Пересчет этих анализов на 100% повысил бы значения С до 98%, но с учетом данных, приводимых в работе [2], где есть определения кислорода, и наших микронзондовых исследований по определению серы [6], можно считать, что содержание S_{org} в прожилковом шунгите составляет 96–97%. Величина N/H всегда больше единицы. Все результаты анализов достаточно близки между собой.



Фиг. 4. Строение отдельных выделений шунгита I (отраженный свет, николи I)

а – многочисленные миндалины, выполненные кальцитом и слюдой в шунгите Іс. Увел. 40;
б – неоднородный характер шунгита I (серое – кальцит (Сс), слюда (Сл), светло-серое – шунгит І). Увел 40



Фиг. 5. Миндалины в шунгите I, выполненные кальцитом, халькопиритом (СРy). Шунгит I неоднороден: на границе с кальцитом во внутренней части миндалины – шунгит Ів, основная часть сложена шунгитом Іс разной степени кристалличности. Увел. 100, отраженный свет, николи I

Состав и структурные характеристики шунгитов I

Показатели	Номера образцов				
	1	2	3	4	5
<i>Элементный состав, %</i>					
C	97,38	94,30	94,99	93,97	95,79
H	0,84	0,93	0,82	0,85	0,93
N	1,22	1,16	1,33	1,05	1,13
Сумма	99,44	96,39	97,14	95,84	97,85
N/H	1,46	1,25	1,69	1,23	1,2
<i>Межплоскостные расстояния, нм</i>					
d(002)*	0,3411	0,3418	0,3406	0,3420	0,3437
d(100)**	0,2050	0,2059	0,2046	0,2075	0,2078

*Точность определения d(002) составляет $\pm 0,008$ нм.

**Точность определения d(100) составляет $\pm 0,005$ нм.

Исследование строения поверхности шунгита I, проведенное на растровом электронном микроскопе, показало: каждой выделенной ранее разновидности отвечает определенный тип структуры. Шунгиту Ib – стекловатая, шунгиту Ic – псевдостекловатая, чешуйчатая (см. фиг. 3, а–г). Здесь же хорошо виден неоднородный характер поверхности одного из выделений (см. фиг. 3, в). Для шунгитов из различных прожилков колебания значений d(002) по данным рентгеновского изучения составляют 0,0031 (от 0,3406 до 0,3437 нм), а d(001) 0,0032 (от 0,2046 до 0,2078 нм). Это свидетельствует о различной степени упорядоченности, которая фиксируется также в разбросе величин оптических характеристик и в неоднородности морфоструктур поверхности битумов [23, 24].

Присутствие в составе многих прожилков талька с кальцитом, а также дифракционные характеристики шунгита I позволяют высказать предположения о температурных условиях их образования. Из диаграммы, построенной Н.Н. Перцевым по данным, приведенным в работе [30] для системы $\text{CaO}-\text{MgO}-\text{SiO}_2$ в координатах $T-X_{\text{CO}_2}$, следует: парагенезис $\text{Ta}-\text{Cs}$ устойчив в узком температурном интервале, составляющем при $P_{\text{общ}} 1-2 \cdot 10^8$ Па 25–30°C. Считая, что X_{CO_2} в водно-углекислом флюиде не превышает 0,1, можно определить область существования тальк-кальцитовых парагенезисов не выше 330–390°C. Значения d(002), определенные для шунгитов I (см. табл. 1), и общий характер их дифракционной картины позволяет предположить, что температура образования тальковых прожилков с шунгитом I составляла ~350°C.

Прежде чем перейти к выявлению главных закономерностей генезиса прожилков, описанных выше, сравним их с другими подобными образованиями. Из табл. 3 следует, что шунгитовые прожилки в карбонатсодержащих и высокоуглеродистых породах обладают как индивидуальными признаками, определяющими их специфику, так и общими. У прожилков, развитых в шунгитах II–III и выполненных кварцем, диоктаэдрической $\text{Al}-\text{Mg}$ слюдой, хлоритом, шунгитом I, реже кальцитом, пиритом, доминирует прямолинейная форма, их внутреннее строение характеризуется развитием шестоватых текстур и преимущественным нахождением шунгита I в зальбандах [22]. В высокоуглеродистых породах (по сравнению с карбонатсодержащими) значительно реже развиты собственно шунгитовые прожилки. Общим для самых разнообразных проявлений твердых битумов является морфология отдельных выделений, их неоднородность и своеоб-

Особенности состава и строения битумных прожилков

Характер породо- вмещающей прожилки	Минеральный состав прожилка	Преобладающая форма прожилка	Текстура минерального агрегата	Типы твердого битума	Морфология и форма выделения твердого битума	Объект изучения
Карбонатные, карбонат-содержащие	<u>Кальцит, тальк, триоктаэдрическая слюда, хлорит, актинолит, кварц, пирит, сфалерит</u>	<u>Неровная, извилистая</u>	Зернистая	Шунгит Ib, Ic	<u>Обломки неправильной формы, собственно прожилки</u>	Верхнезаонежская подсвита
Высокоуглеродистые	<u>Кварц, хлорит, диоктаэдрические Al-Mg-слюды 2M₁-2M₂, кальцит, пирит</u>	<u>Ровная, прямолинейная</u>	Преобладают <u>шестоватые агрегаты</u>	Шунгит Ib, Ic, Id	<u>Собственно прожилки, обломки неправильной формы</u>	Верхнезаонежская подсвита
Доломиты, известняки	<u>Кальцит, дисульфиды Fe</u>	<u>Извилистая</u>	Зернистая	Антракосолиты, ксериты, выщипанные	<u>Собственно прожилки, обломки неправильной формы</u>	Уранобитумные проявления [17, 18]

Примечание. Подчеркнуты определяющие минералы и признаки для каждого типа прожилков.

разная трещиноватость. Таким образом, черты сходства в основном определяются свойствами самого твердого битумного вещества. От чего зависят черты различия? Нам представляется, что они детерминируются особенностями вмещающих пород: 1) составом минеральной части и содержанием органического углерода; 2) физическими свойствами.

1. Сопоставление минеральных парагенезисов прожилков с составом вмещающих пород свидетельствует об их несомненной и четкой связи. Так, в высокоуглеродистых породах кроме кварца, составляющего значительную часть породы, диагностируются хлорит, слюды, эти же минералы являются основными в прожилках. Только в амфиболсодержащих породах встречены прожилки с актинолитом. Сложнее обстоит дело с тальком. В карбонатсодержащих породах из слюдяных силикатов присутствуют триоктаэдрические слюды, тальк, хлорит, а в прожилках всегда преобладает тальк, вплоть до образования мономинеральных разностей. Появление талька с кальцитом в составе шунгитовых прожилков в доломитсодержащих породах можно описать приведенной выше реакцией. Кроме того, в тальксодержащих известняках переотложение талька могло происходить на месте под действием гидротермальных растворов. К аналогичному выводу о превалирующей роли состава пород на характер прожилковых парагенезисов

пришел ранее В.А. Клубов [12, 13], анализируя особенности распространения антраксолитов в палеозойских и мезозойских образованиях Северо-Востока СССР.

Необходимым условием для возникновения любых битумов является способность какого-то объекта к их генерации [12, 13]. Анализ разреза заонежских образований показывает, что в низах и верхах заонежской свиты, где количество $S_{орг}$ в вулканогенно-осадочных породах незначительно (на более 1–2%), шунгитовые прожилки отсутствуют, нет их и в нигозеритах суйсарской свиты. Максимум шунгитовых прожилков приходится на высокоуглеродсодержащие породы. Характерная особенность такого рода образований – четко фиксируемые следы связи шунгита I (а–с) с вмещающей породой [22].

2. Несходство в структурах минеральных агрегатов прожилков в значительной мере обусловлено физическими особенностями вмещающих пород. Сравнивая текстурно-структурные особенности прожилков, легко заметить, что в высокоуглеродистых породах преимущественно развиты вытянутые, игольчатые формы кварца и кальцита, здесь же встречен редкий политип мусковита – гюмбелит, асбестовидный минерал, обладающий шестоватым габитусом [25]. В карбонатных породах кварц и кальцит, как правило, имеют зернистое строение. Ранее отмечалось [8], что в карбонатных породах практически не встречаются прожилки, обладающие параллельно-шестоватой текстурой (наиболее благоприятными для их образования являлись песчаники, кварциты, т.е. относительно хрупкие породы при условии залегания среди пластичных разностей). Карбонатные породы Заонежской свиты слабо трещиноваты, напротив, высокоуглеродистые отличаются высокой трещиноватостью, брекчированностью. Только при наличии приоткрытых трещин возможно образование сфероидальных форм шунгита Id [22], ни разу не обнаруженного в карбонатных породах; с ними, видимо, связано также возникновение шестоватых текстур.

В настоящее время большинство исследователей [1, 13, 16, 20, 22] склоняются к тому, что битумы (кериты, антраксолиты) могут образовываться в гидротермальных условиях, об этом прежде всего свидетельствует весь комплекс минералов прожилков. Рассматривая ранее прожилки с шунгитом I в высокоуглеродистых породах [22], авторы предположили, что в рамках гидротермальной гипотезы выделяются три случая их образования. В карбонатсодержащих породах реализуется лишь один из них, связанный с обогащением растворов, проходящих через углеродсодержащую породу, жидкими или газообразными соединениями углерода и длительными путями их миграции. Широкий диапазон составов прожилков (от собственно шунгитовых до таких, где битум представлен единичными вкраплениями) заставляет считать их происхождение различным. Исходным материалом для собственно битумных прожилков могли послужить мигрирующие природные дериваты углеродистого вещества. О реальности таких процессов говорят прямые наблюдения, когда на границе высокоуглеродистых пород и доломитов видно проникновение шунгитовых прожилков в последние.

Разнообразие форм проявления шунгита в пределах прожилка объясняется несколькими причинами. Например, в определенный момент времени могли существовать условия для какого-то эволюционного изменения исходного вещества, в результате чего из него отлагалась не одна, а несколько разновидностей битума, как это отмечено в прожилках, развитых в пределах урановых рудных полей молодого возраста [9, 16–18]. Так, В.Ф. Пеньков [17] фиксирует одновременно, с постепенными переходами, 3 разновидности твердого битума (антраксолит – керит – низший керит), что позволяет сделать вывод об их отложении в единую стадию минералообразования. Существование эмульсии "черного в черном", округлых, каплевидных выделений шунгита Ib в шунгите Ic, наблюдаемые между ними переходы (см. фиг. 2, d), непрерывные границы, дужки "отслоений", плавающие шарики наводят на мысль о возможной ликвиации битумного вещества.

В формировании прожилков представляется возможным выделить две стадии,

разделенные отрезком времени, связанным с полимеризацией битума. На первой, при прохождении растворов, обогащенных углеродистым веществом, происходили отложение шунгита и кристаллизация мелкозернистого кальцита или кальцита и талька с включениями тонкодисперсного углеродистого вещества. Если предположить, что в породе проникали непосредственно битумы, перекристаллизация породы вызывалась растворами, идущими по путям миграции. При затвердевании битума в процессе его полимеризации образовывались трещины и поступали новые порции раствора, с ними связаны формирование крупнокристаллического кальцита центральных частей прожилков, талька (сплюды) вокруг больших выделений шунгита I, а также переотложение битума в междукристаллических пространствах кальцита. Очевидно, флюид или мигрирующий битум были газонасыщены, что привело в определенных условиях (при падении давления) к отделению газов и образованию миндалитов. Об этом свидетельствуют правильные, эллипсоидные, довольно регулярно распределенные в объеме миндалиты с различным минеральным выполнением (см. фиг. 4, а, 5), встреченные в ряде выделений шунгита I.

Таким образом, в разрезе верхнезаонежской подсвиты, где широко представлены высокоуглеродистые образования, в карбонатных породах присутствуют различные прожилки с шунгитом I. Их минеральный парагенезис и текстурные особенности в значительной степени обусловлены составом и физическими особенностями вмещающих пород, а масштабы проявления прямо пропорциональны обогащению пород разреза углеродистым веществом. Образование шунгитовых прожилков с тальком происходило при температурах около 350°С из флюидов существенно углеводородного состава, имеющих жидко-вязкую консистенцию и битумов, непосредственно мигрирующих из высокоуглеродистых пород. Специфическими особенностями таких флюидов и битумов являются их газонасыщенность, способность к ликвации и предрасположенность к эволюционным изменениям в ходе минералообразования.

Список литературы

1. Борисов П.А. Карельские шунгиты. Петрозаводск: Гос. изд-во Кар.-фин. ССР, 1956. 92 с.
2. Волкова И.Б., Богданова М.В. О новых растительных структурах в шунгитах Карелии // Докл. АН СССР. 1983. Т. 270. № 2. С. 410—414.
3. Галдобина Л.П., Горлов В.И. Шунгитосодержащие толщи докембрия, их литологические особенности и условия формирования // Проблемы осадочной геологии докембрия, М.: Недра, 1975. С. 161—163.
4. Галдобина Л.П. Металлогения шунгитосодержащих и шунгитовых пород онежской мульды // Материалы по металлогении Карелии. Петрозаводск: Карельск. фил. АН СССР, 1987. С. 100—113.
5. Геология шунгитоносных вулканогенно-осадочных образований протерозоя Карелии / Под ред. В.А. Соколова, Петрозаводск: Карелия, 1982. 204 с.
6. Годлевский М.Н., Фирсова С.О., Лапутина Л.П. Изучение на рентгеновском микроанализаторе углеродистого вещества из продуктивной толщи печенгской серии // Докл. АН СССР, 1981. Т. 260. № 2. С. 448—451.
7. Горлов В.И., Филиппов М.М. Сравнительное геохимическое исследование шунгитоносных пород протерозоя Южной Карелии с первично-осадочным и переотложенным углеродистым веществом // Тез. докл. II всесоюз. совещ. по геохимии углерода, М., 1986. С. 253—255.
8. Жабин А.Г. Онтогенез минералов. М.: Наука, 1979. 275 с.
9. Зубов А.И. Урансодержащие твердые битумы // Геология рудных месторождений, 1960. № 5. С. 5—12.
10. Иностранцев А.А. Новый крайний член в ряду аморфного углерода // Горн. журн. 1979. Т. 2. С. 314—342.
11. Иванов В.В., Клубов Б.А. Нафтиды и нафтоиды Северо-Востока СССР. М.: Наука, 1979. 148 с.
12. Клубов Б.А. Природные битумы Севера. М.: Наука, 1983. 208 с.
13. Клубов Б.А. Возможные пути образования природных антраксолитов // Литология и полезные ископаемые. 1985. № 4. С. 121—131.
14. Марченко Л.Г., Лавриненко И.И., Шибко В.С., Сибирякова Н.Я. Находка шунгита в палеозойских породах Восточного Казахстана // Докл. АН СССР. 1979. Т. 246. № 2. С. 455—459.

15. Орлов Н.А., Успенский В.А. Минералогия каустобиолитов. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1936. 195 с.
16. Пеньков В.Ф. О признаках образования ураноносных битумов из углеводородно-водной эмульсии // Докл. АН СССР. 1980. Т. 250. № 4. С. 941–945.
17. Пеньков В.Ф. Прожилки ураноносных битумов в карбонатных породах // Литология и полез. ископаемые. 1982. № 5. С. 69–80.
18. Пеньков В.Ф. О последовательности процесса уранобитумного минералообразования // Докл. АН СССР. 1983. № 5. Т. 273. С. 1217–1221.
19. Смолин П.П. Современный статус минерального семейства талька // Геология и генезис важнейших эндогенных неметаллических ископаемых. М.: Наука, 1983. С. 5–87.
20. Успенский В.А., Радченко С.А., Глебовская Е.А. и др. Основы генетической классификации битумов // Тр. ВНИГРИ. 1964. Вып. 230. 267 с.
21. Фирсова С.О., Черкашин В.И., Ципурский С.И. Классификация шунгитов I // Докл. АН СССР. 1985. Т. 283. С. 452–457.
22. Фирсова С.О., Якименко Е.Ю. Еще раз к вопросу о шунгите // Литология и полез. ископаемые. 1985. № 1. С. 88–95.
23. Фирсова С.О., Бочек Л.И., Сидоренко С.А. Оптическое изучение углеродистых веществ, шунгитов и графитов // Геохимия горючих сланцев (тез. докл. III всесоюз. совещ.). Таллинн, 1982. С. 184–186.
24. Фирсова С.О., Салынь А.Л. Морфологические и структурные особенности шунгитов I Забогинского месторождения (Карелия) // Геохимия, минералогия и литология черных сланцев. Сыктывкар: Коми филиал Института геологии АН СССР, 1987. С. 101–102.
25. Фирсова С.О., Ципурский С.И. Гюмбелит. Новые находки в шунгитсодержащих породах Карелии, проблемы диагностики и генезиса // Литология и полез. ископаемые. 1989. № 1. С. 93–104.
26. Чеботарев Г.М., Василевский Б.Б., Чеботарева Г.П. и др. К минералогии углерода золоторудных месторождений западного Узбекистана (графиты и антраксолиты) // Узб. геол. журн. 1979. № 3. С. 44–52.
27. Шунгиты Карелии и пути их комплексного использования / Под ред. В.А. Соколова и др. Петрозаводск: Карелия, 1975. 239 с.
28. Шунгиты – новое углеродистое сырье / Под ред. В.А. Соколова, Петрозаводск: Карелия, 1984. 198 с.
29. Mancuso Joseph J., Kneller William A., Quick Jeff C. Precambrian Vein polybitumen: Evidence for petroleum generation and migration 2Ga ago // Precambrian Res. 1989. V. 44. N 2. P. 137–146.
30. Skippeu G.B., Experimental data for reaktion in siliceous marbles // J. Geol. 1971. V. 79. N 4. P. 457–481.

Геологический институт АН СССР,
Москва

Поступила в редакцию
23.X.1990

УДК 553.32 (470.5)

© 1992 г. Гурвич Е.М., Рогов В.С., Кудьяров И.С.,
Гончаров С.М., Пикалова О.В., Рукина Г.А.,
Алексеев А.А.

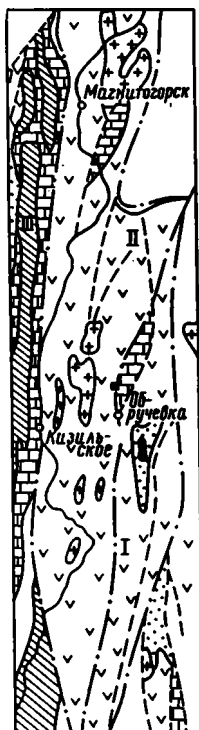
МАРГАНЦЕНОСТЬ КАРБОНАТНЫХ ПОРОД МОХОВОЙ СИНКЛИНАЛИ (ЮЖНЫЙ УРАЛ)

Установлено гетерогенное строение марганценовых разрезов визе Моховой синклинали с участием автохтонных, преимущественно кремнистых, в меньшей мере карбонатных и глинистых осадков и аллохтонных образований, представляющих собой отложения турбидных потоков. Впервые в марганценовых породах этого района обнаружен алабандин. На основании литолого-минералогических, геохимических данных делается вывод об участии гидротермальных процессов в формировании марганцевых и вмещающих пород. Рассматриваются вопросы формационной принадлежности этих образований.

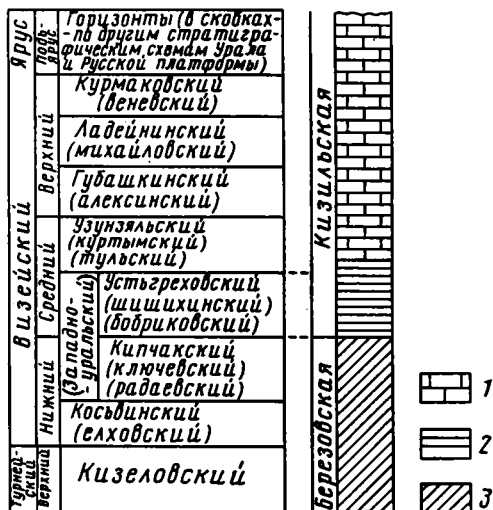
В Уральской рудной провинции (включая Мугоджары, собственно Урал, Пай-Хой и о-ва Новая Земля) в широком временном интервале — от докембрия до кайнозоя на всем протяжении с севера на юг устанавливаются проявления и месторождения марганценовых пород и руд, связанных с разными формациями и обязанных своим существованием различным рудогенерирующим процессам. В строении Уральской рудной провинции выделяются [6] комплексы доуралид, формировавшиеся в докембрии и кембрии, и уралид (ранний ордовик—пермь). Уральский пояс подразделяется на внешние зоны, развивавшиеся на восточной окраине Восточно-Европейского континента, и внутренние зоны, в которых уралиды слагают крупные синклинозные структуры. Среди уралид выявляются палеоокеанические и палеоостроводужные комплексы и по осадочно-вулканогенным образованиям и их взаимоотношениям прослеживаются различные стадии развития Уральского палеобассейна [5]. Марганценовые породы обнаруживаются как во внешних, так и во внутренних зонах, в толщах, относящихся к разным стадиям развития зон континентального и океанического секторов и области перехода континент—океан.

Марганцепроявления Моховой синклинали располагаются во внутренней зоне Урала, в толще нижнего карбона, отвечающей переходной стадии развития этой зоны. Моховая синклиналь находится на восточном крыле Магнитогорского мегасинклинория, в пределах Кизильского синклинория, где марганцепроявления визейского возраста известны, кроме того, в Базарской и Измайловской структурах. Южнее, в Акжаро-Джусинской грабен-синклинали есть Кульминское проявление, также связанное с породами визе. Марганцевая минерализация установлена в визе и западнее, в Березовской синклинали, а на западном крыле Магнитогорского мегасинклинория стратиграфически несколько выше располагаются марганценовые породы Аккермановского месторождения. Все эти проявления тяготеют к восточной полосе Южно-Уральской провинции марганценовых нижнекарбонатных известняков, выделенной еще в 40-х годах А.Г. Бетехтиным.

Марганценовость пород Моховой структуры изучалась начиная с 1932 г. Г.А. Соколовым, А.А. Гузовским, Г.И. Чайко, Ю.К. Сидоровым, В.В. Павловым, А.А. Шарковым и их соавторами и другими исследователями. В результате было установлено наличие марганцевого и железомарганцевого карбонатного оруде-



Фиг. 1



Фиг. 2

Фиг. 1. Схема расположения каменноугольных отложений восточной части Южного Урала. (по А.А. Плосниной, м-б 1:1 000 000)

1 — средний карбон (конгломераты, брекчии, песчаники, известняки); 2–4 — нижний карбон (2 — известняки, доломиты, мергели, 3 — песчаники, травертины, конгломераты, сланцы, 4 — порфириты, туфы, туффиты, туфочесаники, туффиты с прослоями известняков); 5 — гранитоиды; 6 — серпентиниты; 7–8 — главные зоны разломов; 9 — район исследования. I–III — структурно-фациальные зоны (I — Кипчакская, II — Магнитогорская, III — Кизильская)

Фиг. 2. Схема литолого-стратиграфического строения района

1 — преимущественно известняки; 2 — марганценовые породы и руды, карбонатные и кремнистые породы, сланцы, алевролиты, туффиты, песчаники; 3 — базальтовые, андезитобазальтовые порфириты, туфы основного состава, известняки, сланцы, песчаники

нения в усть-греховском горизонте визе, а также полуокисленных и окисных гипергенных руд, развитых по марганценовым породам карбона. Авторы стремились детально изучить марганценовые и вмещающие породы, с тем чтобы найти подходы к решению проблемы генезиса оруденения.

СТРАТИГРАФИЯ И ЛИТОЛОГИЯ

Нижнекаменноугольные толщи, слагающие Моховую синклиналь, относятся (снизу вверх): к кизеловскому горизонту турне, косьвинскому, кипчакскому, усть-греховскому, узунзяльскому, курмаковскому, губашкинскому и ладейнинскому горизонтам визе (фиг. 1, 2). В косьвинском горизонте визе, как и в верхнем турне, терригенные и карбонатные, иногда окремненные породы сочетаются с вулканитами кислого и основного состава. Для более верхних горизонтов собственно эффузивы не характерны, но осадочные породы содержат меняющуюся долю пирокластики. Западнее (в пределах Магнитогорской структурно-фациальной зоны) вулканическая активность продолжалась и в усть-греховское время.

Породы усть-греховского горизонта изучались по скв. 400, 412, 422, 445. В наиболее глубокой части разреза по скв. 412 помимо однокамерных фораминифер присутствуют только уралодискусы, а архaedискусы появляются на наиболее высоких стратиграфических уровнях. Возможно, что в этой скважине вскрыта более низкая часть усть-греховского горизонта, чем в скв. 400, где архaedискусы обнаруживаются с самых глубоких слоев. Комплекс фораминифер скв. 412 отвечает усть-греховскому горизонту, а с глубины 385 м вверх — узунзальскому.

Для разреза марганценосного усть-греховского горизонта типичны сочетание и частая перемежаемость контрастных типов пород. Нередко грубообломочные породы с обломками псефитовой размерности разделяются слоями углеродистых пелитоморфных или тонкозернистых пород (кремнистых, карбонатных, глинистых), обогащенных сульфидами. В составе горизонта наиболее распространенным типом пород являются органодектритусовые, полидектритовые известняки, которые в значительной мере представляют собой отложения гравитационных потоков. Характерны горизонты (фиг. 3—5) с градационным изменением размера (от 1,5—3,4 до 0,032—0,08 мм) слабоокатанного, угловатого обломочного материала, иногда сменяющиеся тонкослойным элементом, однако полные серии Боу-ма не наблюдались. Устанавливаются как маломощные (от долей до 5 см), так и крупные (до 0,7 м) градационные элементы. Более мощные перекрываются тонкослойным элементом (первые и десятки сантиметров), сложенным алевритистым или шламовым известняком, сменяя который, а иногда непосредственно на градационном залегает тонкослойчатая углеродисто-глинисто-кремнистая, в разной мере обогащенная пиритом и карбонатом порода, реже пелитоморфный известняк. Вероятно, имелись и более мощные ритмы, судя по наличию гравелитов с обломками размером до 5 см, сменяющихся вверх по разрезу более мелкообломочными разностями, и по повторяемости и большой мощности флишoidных пачек.

В крупнообломочных породах были встречены псефитовой размерности обломки карбонатных турбидитов, аналогичных описанным, с хорошо выраженным градационным элементом. В этих обломках детрит может располагаться как в карбонатном, так и в кремнистом цементе.

Фораминиферы, наблюдающиеся в обломках известняков и обнаруженные в основной массе породы, имеют близкий возраст в рамках усть-греховского горизонта. Ю.К. Сидоровым отмечалось наличие в обломках известняков также фауны кипчакского возраста. А.А. Алексеев обнаружил в трех образцах единичные сильно измененные конодонты верхнедевонского возраста (*Palmatolepis* sp., *Protoguathodus* sp., *Ozarkodina* sp., *Hindeodella* sp.). Очевидно, материал поступал в основном из усть-греховских, отчасти из кипчакских и в малой степени из девонских образований. В ряде случаев устанавливается разнофациальность известняков, слагающих обломки. Например, грубообломочные (до гравелитов) породы содержат в обломках и цементе крупные толстостенные фораминиферы и в то же время обломки сферовых известняков, т.е. пород, формировавшихся в условиях низкой гидродинамической активности. В органодектритусовых известняках в большом количестве встречается водорослевый детрит.

Градация устанавливается также в породах, в некоторой мере условно названных карбонатными граувакками. В составе кластов помимо органодектритусового материала и обломков карбонатных пород наблюдаются лейстовидные кристаллы плаггиоклазов, обломки эффузивов различного состава. Доля их в обломочной части пород колеблется от единичных зерен до 60% всех кластов. Эффузивы в обломках часто карбонатизированы, сульфидизированы, развита лейкоксенизация. Имеются следы пеплового материала.

Градация наблюдается и в спикуловых фтанитах, и в спикуловых карбонатно-кремнистых (глинистых) сланцах. В таких породах большая часть спикул ориентирована в пространстве сходно, и в шлифах видны либо близкие к круговым по-

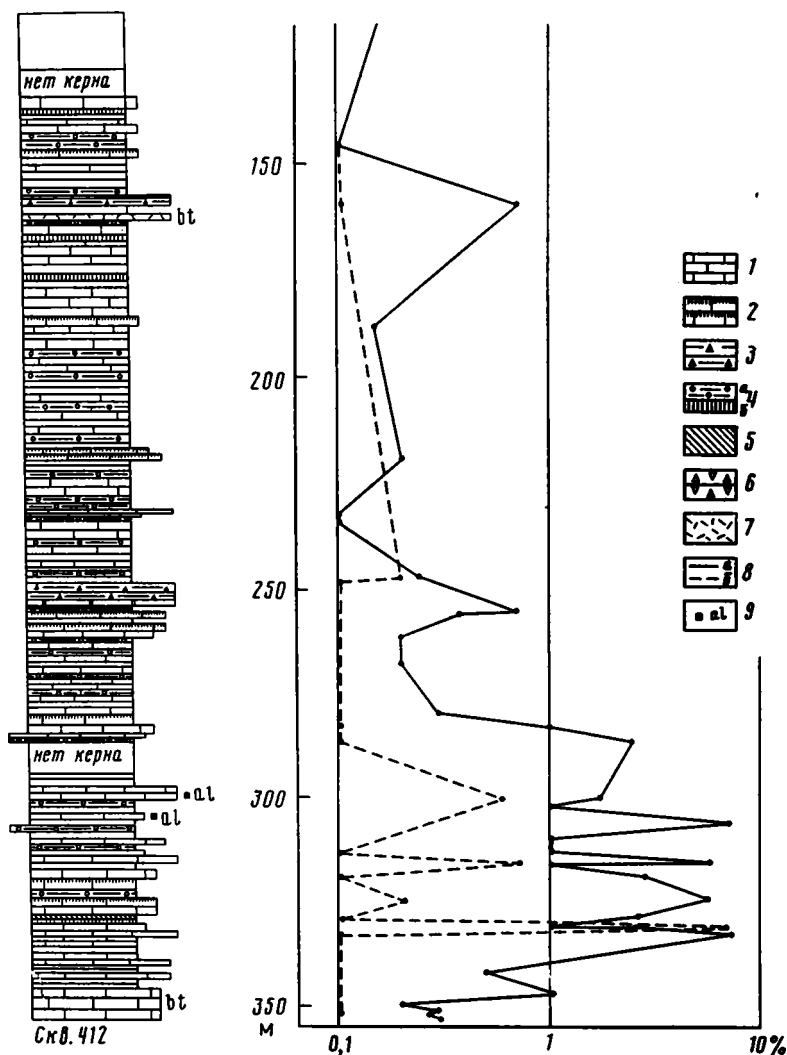


Фиг. 3. Градационная текстура в органодектритусовом известняке

Наиболее тонкая часть градационного элемента заключена в кремнистый цемент и переходит выше в тонкослойчатый фтанит с "тенями" мелкого детрита и линзочками с несколько более крупным детритом (выполнение промоин?) (скв. 400, гл. 361,2 м, проходящий свет, увел.4.2)

перечные их сечения, либо продольные разрезы. Размер их меняется градационно. Иногда спикулы замещаются пиритом и возникает пиритовая "градация". Нередко спикулы полностью или частично замещены карбонатом. В слойках с более крупными спикулами участвует и обломочный, в том числе органодектритусовый карбонатный материал.

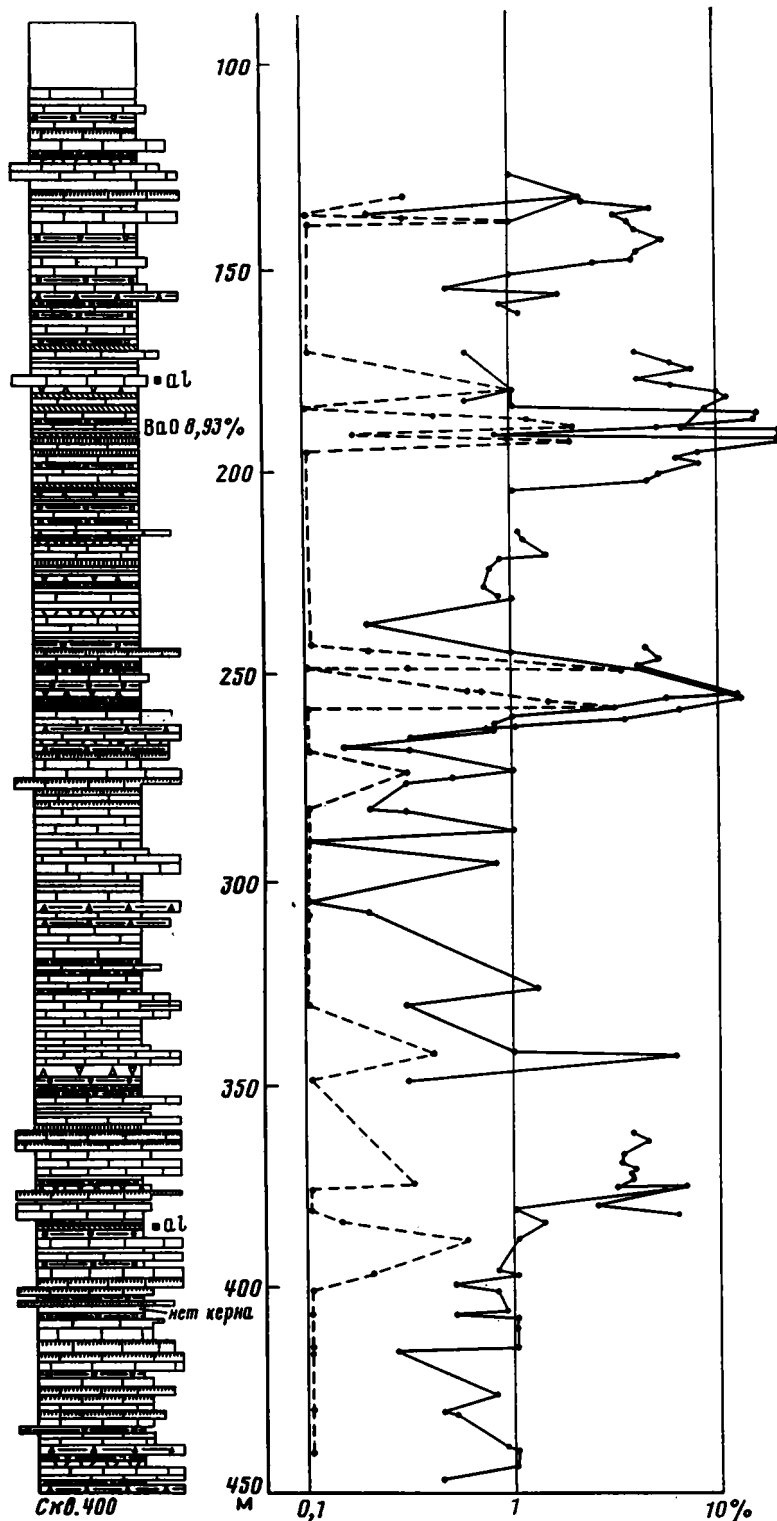
Гравитационные потоки поступали в область преимущественно кремненакопления, и нередко на смену градационному приходит тонкослоистый элемент, представленный тонкослойчатым фтанитом. В этих случаях наиболее тонкая часть градационного элемента имеет кремнистый цемент. Мелкий карбонатный детрит замещен в этих породах кремнистым веществом с сохранением тонких деталей строения, что, очевидно, свидетельствует о замещении на ранней седиментацион-



Фиг. 4. Литологический разрез (скв. 412)

1 – органодетритусовые известняки; 2 – то же, кремнистые; 3 – карбонатные граувакки и орто- и паратUFFиты; 4 – кремнистые и кремнисто-карбонатные породы (а – с большим количеством спикул, б – без спикул, но с тенями карбонатного детрита); 5 – пиритовые ритмиты; 6 – брекчии; 7 – туфопесчаники и туфоалевролиты; 8 – содержание окислов марганца (а) и фосфора (б); 9 – присутствие алабандина; bt – наличие биотита в обломочной части. Выступами влево выделяются слои, обладающие градационным текстурами; выступы вправо характеризуют размер детрита органодетритусовых известняков и карбонатных граувакк; величина выступов увеличивается по ступеням: 0,1–0,2; 0,2–0,5; 0,5–1 мм, >1 мм. Основная ширина колонки соответствует органодетритусовым известнякам и карбонатным грауваккам с размером детрита менее 0,1 мм и остальным разностям карбонатных пород

но-диагенетической стадии. В результате на кремнистом фоне видны лишь "тени" органического детрита. Иногда кремнистый цемент без видимых следов замещения карбонатного материала наблюдается и в начале градационного элемента. В остальной части градационных элементов обломочный материал заключен в матрикс из более мелкого и тонкого карбонатного детрита и в микритовый, реже спаритовый карбонатный цемент, в различной мере испытавший воздействие разновременных процессов окремнения.



Фиг. 5. Литологический разрез по скв. 400. Условные обозначения см. на фиг. 4

Как в карбонатных граувакках турбидного облика, так и в органодектритусовых гравититах карбонатный цемент и секущие слоистость прожилки представлены часто не кальцитом, а карбонатами переменного состава, обогащенными марганцем и железом. Содержащие Mn и Fe карбонаты, кроме того, замещают фаунистические остатки и обломки карбонатных пород. Такие породы по содержанию марганца колеблются от марганцовистых до малорудных (MnO 5–10%). Рентгеноструктурный анализ показывает, что в одних случаях карбонаты относятся к ряду родохрозит–кальцит–сидерит, в других – к ряду кутнагорит–доломит–анкерит и помимо представителей конечных членов этих изоморфных рядов имеется множество промежуточных (d_{211} 2,866; 2,8736; 2,8756; 2,9214; 2,9252; 2,7985 и т.д.). Окрашивание шлифов по методике Л.Е. Штеренберга выявило быструю изменчивость состава карбонатов, слагающих цемент и прожилки, а также карбонатов, замещающих обломки и органический детрит. Исследование с помощью рентгеновского микроанализатора "Микроскан-5" подтвердило пеструю картину распределения металлов. На небольшом участке шлифа в цементе органодектритусового известняка содержание колеблется, %: марганца от 2,31 до 6,34; железа от 2,23 до 10,40; магния от 0,87 до 7,45; из малых элементов заметно меняется содержание Co – от фона до 0,33.

Маломощные слои густковых и пелитоморфных известняков, очевидно, отвечают тем периодам, когда в бассейне накапливались не кремнистые, а карбонатные осадки.

Обнаружены небольшой мощности (первые сантиметры – доли сантиметра) слои туфопесчаников и туфоалевролитов, окремненных, сульфидизированных.

В разрезе усть-греховского горизонта встречены пиритовые – ритмиты. В их строении принимают участие органодектритусовые слои, сложенные карбонатами разного состава, в том числе и марганцевыми; фтаниты с тенями карбонатного детрита или, реже, спикуловые; кремнистые и карбонатные слои, обогащенные фосфатным веществом, и слои, насыщенные пиритом. Последние имеют углеродисто-глинистый, реже чисто пиритовый состав, часто с присутствием карбоната. Пирит в них образует тонкодисперсные выделения или замещает спикулы. Эти породы представляют собой тонкоперемежающиеся бассейновые (кремнистые, глинистые, карбонатные, железистые) отложения, сочетающиеся с аллохтонными осадками, возникшими в результате поступления материала с потоками малой интенсивности, которые отложили маломощные слои с преобладанием тонкого карбонатного детрита и обломков спикул. Некоторые слои, возможно, возникли в результате диагенетической дифференциации.

Очевидно, разрез усть-греховского горизонта имеет гетерогенный характер. В бассейне, где в котловинах в отдаленной части шельфа или на склоне вулканической с карбонатным шельфом суши происходило накопление углеродистых, преимущественно кремнистых и в меньшей мере глинистых и карбонатных автохтонных осадков, поступал с гравитационными потоками турбидного типа вулканический и органодектритусовый (карбонатный и кремнистый – спикулы) аллохтонный материал. Наличие в некоторых обломках псефитовой размерности градиционных текстур свидетельствует о том, что ранее (но также в усть-греховское время) отложенные и литифицированные гравититы подвергались разрушению и поставляли материал для молодых турбидитов. Карбонатные турбидиты с карбонатным мелкодетритовым матриксом являются отложениями потоков высокой концентрации. Когда концентрация снижалась и начинали отлагаться наиболее тонкие части градиционных элементов и тонкослоистые компоненты, возобновлялось (или в меньшей степени разбавлялось) кремненакопление. Это приводило к растворению попадавшего в кремнистый или карбонатный детрит и замещению его кремнеземом на ранней седиментационно-диагенетической стадии, благодаря чему возникали равномерно-зернистые мелкозернистые структуры с "тенями" органического детрита. Предполагаемая глубина ограничивается

полным отсутствием, с одной стороны, мелководных текстур, с другой — мелководной фауны. Однако во флишах и флишонах вообще редки фаунистические остатки, накапливающиеся *in situ*. Не исключено, что глубина колебалась вблизи палеограницы карбонатной компенсации, так как среди автохтонных осадков преобладали кремнистые, хотя известны случаи накопления кремнистых осадков и в зонах выше этой границы [8].

Обилие карбонатов и кремнезема, господство восстановительных условий (в породах C_{org} 0,5–5,8%) со значительными колебаниями Eh и pH приводили в ходе диагенеза к смещению равновесия то в сторону растворения карбоната и отложения кремнезема, то, наоборот, в сторону растворения кремнезема и отложения карбоната, а следовательно, к чередованию процессов окремнения и карбонатизации, начиная с самых ранних этапов диагенеза. В породах разреза наблюдаются карбонатизация кремнистых спикул и силификация карбонатного детрита, образование крупных кристаллов карбоната (с ромбовидным сечением в шлифах) и окремнение карбонатного цемента. Время и уровень развития процессов окремнения различны. Кремнезем может выполнять лишь пустоты в карбонатных раковинах, оставляя нетронутым карбонат раковины, подчеркивая ее строение, или замещает органический детрит полностью, оставляя лишь "тени", сохраняющие мелкие детали строения этих фаунистических остатков. Очевидно, что кремнезем в этом случае откладывался на ранней стадии существования осадка. Но кремнезем замещает также возникший ранее карбонатный цемент и детрит, который на предшествующей стадии был замещен карбонатом с утерей тонких деталей строения, что происходит на разных, в том числе и поздних, этапах формирования породы.

МАРГАНЦЕНОСНЫЕ КАРБОНАТНЫЕ ПОРОДЫ И РУДЫ

Карбонатные марганцевые и железомарганцевые породы и руды содержат FeO до 22,1% и MnO 24% (в штучных пробах) и до 15% в средних пробах по рудному интервалу. В рудном горизонте марганценозные породы образуют пачки с частой перемежаемостью марганценозных органодегритусовых известняков и тонкослоистых пакетов, состоящих из органодегритусовых известняков, карбонатно-глинисто-кремнистых сланцев и кремнистых пород, часто сульфидно-кремнистых. Отбор средних проб методом лунктирной борозды (одной — из интервалов органодегритусовых известняков, а второй — из слоистых пакетов) показал, что уровень марганценосности этих частей разреза одинаков ($MnO \sim 14\text{--}15\%$, табл. 1, обр. 6, 7). По минеральному составу руды практически не отличаются от марганцовистых пород. Они, по данным предшествующих исследователей и нашим материалам, сложены большим комплексом марганцевых и железомарганцевых минералов — родохрозита (в том числе Fe-родохрозита и цинкистого родохрозита), манганокальцита, кутнагорита, манганосидерита, манганоанкерита и множеством переходных членов изоморфных рядов карбонатов. По своим текстурно-структурным особенностям руды весьма разнообразны. Это обогащенные карбонатами марганца органодегритусовые известняки; согласные со слоистостью линзы и прослои марганцевых карбонатов мощностью в несколько сантиметров в полидегритусовых или шламовых известняках; тонкозернистые прослои или пятнистые выделения родохрозита в пелитоморфных известняках. Развиты и тонкослоистые руды, где в чередовании участвуют слои (0,2–2 см) родохрозит- или Fe-родохрозит-сидеритового карбоната, марганцовистого органодегритусового известняка, а также кремнистые и обогащенные пиритом, а иногда и сфалеритом слои. Г.И. Чайко отмечены сферолитовые родохрозитовые руды.

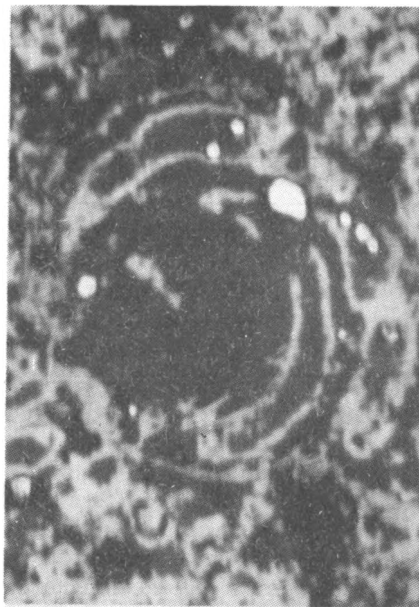
Помимо марганцевых карбонатов нами впервые на этом проявлении установлен марганцевый моносulfид алабандин, широко распространенный в породах усть-греховского горизонта. В органодегритусовых известняках наблюдаются вытянутые и изометричные агрегатные скопления мелких кристаллов алабанди-

Химический состав визейских пород марганценосных разрезов Моховой синклинали

Компонент	Номера образцов										
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO ₂	26,50	34,32	12,22	21,06	38,60	20,10	24,88	14,33	He опр.	13,80	28,32
TiO ₂	0,2	0,02	0,02	0,04	0,04	0,02	0,1	0,02	"	0,22	0,41
Al ₂ O ₃	4,54	0,99	0,56	0,65	1,69	0,83	1,96	1,80	"	5,32	6,99
Fe ₂ O ₃	1,37	2,36*	2,15*	7,21*	1,12	3,30	6,09	8,19*	"	2,04	1,97*
FeO	0,35	—	—	—	0,35	2,69	1,97	—	"	0,53	—
CaO	33,62	31,17	43,09	34,38	27,83	25,10	18,78	22,22	"	39,89	28,44
MgO	1,76	2,07	1,24	2,95	3,22	3,12	2,97	4,39	"	0,10	4,11
MnO	0,27	3,49	4,30	3,60	0,45	15,01	14,84	15,08	"	0,20	0,18
Na ₂ O	0,24	0,05	0,00	0,10	0,09	0,11	0,12	0,07	"	0,16	1,42
K ₂ O	1,26	<0,10	<0,10	<0,10	0,30	0,01	0,03	<0,10	"	1,28	1,49
P ₂ O ₅	0,09	0,04	0,04	0,80	0,05	0,42	1,20	0,33	"	0,07	0,07
CO ₂	—	—	35,94	28,71	—	—	—	33,08	—	—	—
П.п.п.	28,86	25,04	—	—	24,85	27,25	24,30	—	He опр.	33,55	26,10
Сумма	99,66	99,50	99,50	99,50	99,66	99,78	99,61	99,50	"	99,53	99,50
SO ₃	0,60	—	He опр.	—	1,07	1,82	2,37	He опр.	"	2,37	He опр.
S _{сульф}	He опр.	2,71**	"	3,73	0,39	0,73	0,84	1,72	"	0,92	0,23**
H ₂ O*	0,31	He опр.	"	He опр.	0,88	0,24	0,39	He опр.	"	1,19	He опр.
La	19,8	39,8	10,4	18,5	22,9	2,16	64,3	23,4	18,4	27,8	14,9
Ce	17,4	106,0	10,2	31,9	46,4	3,74	152,0	20,9	15,0	37,3	26,2
Nd	12,8	33,8	5,0	12,9	17,0	5,0	30,4	7,0	5,0	16,0	18,2
Sm	2,03	5,93	0,38	1,82	3,28	0,18	6,86	1,11	0,81	3,90	3,28
Eu	0,49	1,36	0,17	0,44	1,29	1,64	1,30	0,33	0,43	0,86	1,29
Tb	0,29	0,87	0,12	0,31	0,62	0,10	0,98	0,14	0,14	0,53	0,62
Yb	0,49	1,90	0,31	0,87	2,66	0,19	2,19	0,32	0,41	1,20	2,66
Lu	0,07	0,17	0,03	0,15	0,33	0,02	0,3	0,04	0,05	0,14	0,33

* Все Fe как Fe₂O₃.** Сульфидная сера как SO₃.

Примечание. Обр. 1, 5–7, 10 – данные силикатного анализа; обр. 2–4, 8, 11 – данные рентгеноспектрального анализа; РЗЗ – нейтронно-активационный анализ; окислы – в вес. %, РЗЗ – в $\mu \cdot 10^{-6}$. Обр. 1–4 – скв. 412, глубина, м: 1 – 352,2; 2 – 310,0; 3 – 305,7; 4 – 302,6; обр. 5–11 – скв. 400, глубина, м: 5 – 430,0; 6–9 – 183,4–191,4; 10 – 307,1; 11 – 304,3. Обр. 1 – органодеитритусовый известняк с кремнисто-карбонатным цементом, с участием биотита в обломочной части. Обр. 2 – углеродисто-карбонатно-кремнистый сланец с чередованием органодеитритусовых с кремнистым цементом слоев со слоями, обогащенными спиккулами, с участием карбонатного детрита и кремнисто-карбонатным цементом. Обр. 3 – органодеитритусовый известняк с кальцитовым, слабомагганцовистым цементом, с крупными ксеноморфными выделениями алабандина в жилках и в цементе, где он отчасти замещается пиритом. Обр. 4 – то же с ксеноморфными выделениями алабандина в кальцистовом цементе и агрегатом мелких зерен алабандина, замещающих цемент и органический детрит в альбандах пиритовой жилки. Обр. 5 – то же с карбонатно-кремнистым цементом и большим количеством спиккул. Обр. 6 – бороздовая проба из пластиков карбонатных пород по рудному интервалу; органодеитритусовый известняк, в котором цемент и органический детрит замещены железомарганцевыми карбонатами меняющегося состава, с образованием карбонатных марганцевых руд (цемент карбонатно-кремнистый). Обр. 7 – бороздовая проба с рудного интервала из пакетов частого переслаивания органодеитритусовых пород с цементом марганцево-железистого минерала анкеритового ряда, кремнисто-карбонатных пород, спиккуловых фтанитов с теньями органического детрита, а также глинисто-Мп-карбонат-кремнистых пород с пиритом. Обр. 8, 9 – интенсивно брекчированная порода со следами микро-сдвигов и синседиментационных микроползней, состоящая из обломков органодеитритусового известняка с марганцево-железистыми карбонатами в цементе (обр. 8) и углеродисто-карбонатно-кремнистого, обогащенного пиритом сланца (обр. 9). Обр. 10 – органодеитритусовый известняк с небольшим количеством обломков эффузивов, плагиоклаза и хлоритизированной слюды. Обр. 11 – карбонатная граувакка со слабомагганцовистым и железистым кальцитовым цементом.



Фиг. 6. Алабандин, замещающий карбонатный детрит. Белое — пирит, светло-серое — алабандин, серое — карбонат, темно-серое — кварц (скв. 412, гл. 302,0 м, полированный шлиф, отраженный свет, увел 280)

на, без каких-либо следов замещения ими цемента. В тонкослойчатых разностях таких известняков с чередованием слоев мощностью 1–2 мм, различающихся величиной детрита (в одних 0,13–0,32, в других 0,08–0,13 мм), размер выделений алабандина коррелируется с размером обломков (вероятно, с величиной межзерновых промежутков) и в более крупнозернистых слоях наблюдаются его более крупные выделения. Наряду с рассеянными в породе зернами и агрегатными скоплениями встречены тонкие прожилки карбонат-алабандинового состава. Алабандин отчетливо зеленого цвета. В грубообломочных (размер детрита 0,35–2 мм) органодектритусовых известняках помимо мелких ксеноморфных выделений и агрегатов кристаллов в цементе алабандин слагает скопления (до 0,7 мм диаметром) в зальбандах пиритовых прожилков, где замещает и цемент и карбонатные фаунистические остатки (фиг. 6). Кроме того, марганцевый сульфид образует зональные кристаллы (0,15–0,3 мм) с зеленой центральной, переполненной включениями частью и буровато-черной периферией, а также ксеноморфные крупные (0,5 мм) черные выделения в карбонатных жилках. Рентгеноструктурные данные приведены в табл. 2. Как показали исследования с помощью рентгеновского микроанализатора "Микроскан-5" содержание железа в алабандине колеблется от 0,12 до 3%, меняясь в пределах одного зерна умеренно (0,12–0,18%) или значительно (0,5–3%), увеличиваясь к периферии кристаллов; Ti, Co, Cu, Zn, As, Ni, Ag, Au в его составе не обнаружены. В алабандине присутствует значительное количество мелких реликтовых зерен карбоната. Пирит карбонат-пиритового прожилка, в зальбандах которого наблюдаются скопления алабандина, содержит Mn 0,21%, As 0,15%, а карбонат прожилка — Fe 16,2%, Mn 0,70%; Co, Ni и Zn в нем не обнаружены.

В ряде слоев на алабандин нарастает и частично его замещает пирит. Доля алабандина в некоторых образцах довольно велика, в частности, в породе, состоящей из безмарганцевого кальцита и алабандина, содержание марганца достигает 7%.

Рентгеновская характеристика алабандина

Из основной массы породы (скв. 422, гл. 421 м)		Из скоплений в зальбандах пиритовой жилки (скв. 412, гл. 302,6 м)		Кристалл из карбонатного прожилка (скв. 412, гл. 305,7)		Рентгенометрический определитель минералов (по В.И. Михееву)		Картотека ASTM	
I	d	I	d	I	d	I	d	I	d
		1	4,74						
1	4,67								
3	4,19								
1	3,77								
0,5	3,29	1	3,318	4	3,31				
1	3,03	2	3,01	4	3,00	0,5	3,019	13	3,015
						2	2,848		
				1	2,64				
10	2,602	10	2,601	10	2,58	10	2,603	100	2,612
		0,5	2,44						
0,5	2,349			1	2,38				
		1	2,29	1	2,27				
		1	2,053	1	2,06				
				1	1,903				
10	1,853	8	1,851	10	1,838	10	1,843	48	1,847
						1	1,791		
				1	1,755	1	1,761		
		0,5	1,674						
						1	1,634		
				1	1,539				
1	1,508	5	1,513	4	1,504	5	1,504		
						1	1,476		
						1	1,445		
						1	1,370		
1	1,306					2	1,303		
						1	1,261		
						1	1,197		
5	1,171			4	1,168	7	1,165	19	1,1682
				1	1,154				
2	1,068			4	1,066	7	1,063	15	1,0662
				1	1,045				

Примечание. Для наших образцов: камера $d = 57,3$ мм, $\text{Fe-K}_{\alpha\beta}$ -излучение. В обр. 6 установлены, кроме того, следующие межплоскостные расстояния (в скобках — интенсивность линий): 0,9235 (1); 0,8705 (7); 0,8260 (8); 0,7875 (3).

Таким образом, в рудах и марганценосных породах обнаруживается несколько генераций алабандина, от раннедиагенетической, образующей выделения в тонкослойчатых органодегитусовых известняках, до эпигенетической, слагающей скопления в зальбандах поздних пиритовых (карбонат-пиритовых) жил и крупные кристаллы в алабандин-карбонатных прожилках.

Образование марганцевых и железомарганцевых карбонатов также происходило неоднократно. Железистые и марганцевые карбонаты, слагающие тончайшие слойки в пиритовых ритмитах, очевидно, относятся к наиболее ранней генерации, свидетельствуя о поступлении Mn и Fe на седиментационно-диагенетической стадии, так как трудно предположить развитие более поздних процессов, приведших к внедрению этих металлов в уже сформировавшиеся тонкие пакеты. К ранней генерации относятся и железомарганцевые карбонаты, выполняющие пустоты в раковинах. Однако замещение марганцевыми и железомарганцевыми карбона-

тами ранее образованного карбонатного цемента и детрита свидетельствует о миграции марганца на более поздней стадии.

Доказательством дальнейшего переотложения вещества является присутствие жил и прожилков, сложенных Mn- и Fe-Mn-карбонатами. Лишь наиболее поздние, секущие и слоистые, и более ранние жилки, жилы и прожилки, представленные практически чистыми кальцитом. Очевидно, на заключительном этапе формирования пород марганец был пассивен.

Марганценовые породы обогащены $S_{\text{сульф}}$ до 10,4% благодаря присутствию пирита, алабандина, сфалерита.

В некоторых разностях пород встречен барит. По данным количественного спектрального анализа, содержания Ba не превышают 0,5–0,95% и, если породы разбить на группы с содержанием Mn 0–0,99%; 1–1,99; 2–9 и 10% и более, то среднее содержание Ba меняется от 0,084% в первой выборке пород до 0,375% в последней группе. В одном образце установлено BaO 8,93%.

Многие породы обогащены фосфором в пределах 1%. При максимальном содержании P_2O_5 3,9–6,9% среднее меняется от 0,08% для 1-й выборки пород до 0,83% для 4-й. Повышенная доля фосфора в марганценовых породах приводит к обогащению и возникающих по этим породам гипергенных окисных руд, что ухудшает промышленную характеристику последних. По данным Ю.К. Сидорова, наблюдается тесная корреляция Fe и P, а корреляционная связь Mn и P, Mn и Fe прослеживается в интервале содержаний марганца от 0 до 3%. Что касается других элементов, то с увеличением доли марганца среднее для группы содержание Pb, Sr, Mo уменьшается, а Zn, Co, Ni увеличивается.

На вопрос об источнике марганца обычно достоверно ответить трудно. Общая геологическая ситуация (недавняя активная вулканическая деятельность в этом районе, продолжающаяся к западу от него, присутствие неокатанного вулканомиктового материала, неизмененных лейст плагноклаза (кристаллокласты?), следов пеплового вещества, ряд особенностей химизма) подсказывает идею гидротермально-осадочного генезиса оруденения. Исследование конодонтов усть-греховского яруса свидетельствует в пользу участия гидротерм, так как конодонты сильно изменены, индекс окраски (ИОК) достигает 4–7, что говорит о воздействии температур 300–500 °C. Действие гидротерм подтверждается и интенсивной перекристаллизацией карбоната в отдельных слоях известняков, ассоциирующих с марганценовыми породами, с образованием крупнокристаллических, иногда обогащенных Mg, Mn и Fe карбонатных пород. В них на фоне перекристаллизованного вещества сохраняются контуры органического детрита, размер которого позволяет установить независимость перекристаллизации от величины обломочного материала первичной породы.

Для уточнения генезиса марганценовых пород было предпринято исследование ассоциации РЗЭ (содержание РЗЭ определено методом нейтронной активации). Сумма РЗЭ в изученных образцах колеблется в широких пределах — от $256,33 \cdot 10^{-6}$ до $8,03 \cdot 10^{-6}$ (табл. 1, обр. 6 и 7).

По составу ассоциации РЗЭ породы марганценовых разрезов делятся на несколько групп. В одной из них содержания хорошо нормализуются по сланцам (NASC [12]), что типично для осадочных, в том числе карбонатных пород. На графиках обнаруживается положительная или слабая отрицательная аномалия Се, что свойственно прибрежным карбонатным осадкам, состав ассоциации РЗЭ которых в большей мере зависит от континентального стока, обогащенного Се, чем от состава морской воды, для которой характерна интенсивная отрицательная аномалия Се. Для одной части образцов величина Се/La составляет 2,03–2,66, что считается обычным для пород с преобладанием литогенного фонда [4], для другой — 1,34–2,72, что говорит о существенном вкладе РЗЭ, связанных с биогенным карбонатом. Отметим, что обнаруживается положительная зависимость величины Се/La и содержания кремнезема в породах (что справедливо и для второй группы), причем наиболее обогащены Се породы, насыщенные спикулами.

Вид графиков нормализованных по сланцам содержаний РЗЭ пород этой группы сходен с таковыми близких по возрасту карбонатных пород миссисипия (Колорадо, США [11]), хотя содержания РЗЭ в уральских породах на порядок выше.

Во второй группе содержания плохо нормализуются по сланцам, часть пород, входящих в нее, обладает низким (0,81–0,96) значением Ce/La , и, следовательно, вклад иных (кроме гидрогенного) источников РЗЭ снижен в них по сравнению с породами первой группы. Для этой группы характерна выраженная отрицательная аномалия Ce и положительная аномалия Eu . Наличие последней является характерной чертой гидротермальных образований даже если воды находятся в равновесии с плагиоклазом [13]. По данным А. Мичарда [14], положительная аномалия Eu обнаруживается в кислых ($pH < 6$) гидротермах с температурой $> 230^\circ C$.

Графики нормализованных содержаний РЗЭ пород второй группы близки таковым ряда гидротермальных образований, океанических карбонатных илов, как металлоносных, так и неметаллоносных [4], и осадков впадины Атлантик II Красного моря [9]. Обращает на себя внимание то, что именно те породы, в которых наблюдается наиболее интенсивная аномалия Eu , обладают наиболее измененными конодонтами. Как нам кажется, это позволяет отвести возможное сомнение относительно момента изменения конодонтов — не подверглись ли они гидротермальному воздействию еще в девонских породах-источниках.

Как видно, исследование РЗЭ подтвердило гетерогенный характер разреза, сочетание аллохтонного мелководного органодебитритусового материала и автохтонного бассейнового, и выявило участие гидротермальной составляющей в формировании пород.

Однако в таких многокомпонентных и испытывавших неоднократное перераспределение вещества породах однозначная генетическая интерпретация данных по РЗЭ невозможна без детального фракционного анализа, который, как предполагается, будет проведен в дальнейшем.

В результате изучения пород кипчакского горизонта (по скв. 410), подстилающих марганценовый усть-греховский разрез, на предмет выявления в них следов гидротермальной деятельности установлены интенсивные процессы селадонитизации и гематитизации органодебитритусовых известняков и туфопесчаников. Наблюдается неоднократное чередование слоев, где селадонит замещает цемент, органический детрит, обломки карбонатных пород и эффузивов, со слоями, в которых процессы замещения не обнаруживаются, но имеются обломки ранее селадонитизированных пород, и со слоями без селадонита, что свидетельствует о пульсационном развитии процессов селадонитизации в период накопления и литификации осадков кипчакского горизонта. Мы называем минерал из ряда глауконит — селадонит селадонитом, так как у него $d_{060} = 1,507 \text{ \AA}$, что обычно для селадонита, хотя известно, что увеличение доли Al в октаэдрах и уменьшение доли катионов K приводит к уменьшению d_{060} и у глауконита [4], и отсутствие пока данных по химическому составу не дает возможности сделать окончательное заключение.

Таким образом, имеется ряд данных, подтверждающих предположение о гидротермально-осадочном образовании марганценовых карбонатных пород с поступлением вещества на седиментогенно-диагенетической стадии и последующим частичным перераспределением его.

Марганценовые породы и руды вскрыты рядом скважин, пробуренных по нескольким профилям. Они встречаются, в частности, в более чем 100-метровом интервале глубин по скв. 400 и 422, где образуют несколько марганцевых уровней. Существуют две точки зрения на строение рудного горизонта. У сторонников одной из них сложилось представление о наличии единого рудного пласта со средней мощностью 6,2 м, испытывавшего (как и вмещающие породы) смятие в изоклинальные складки, в результате чего пласт неоднократно пересечен скважиной.

Сторонники второй точки зрения считают, что имеется серия разновозрастных рудных линз в разбитом разрывными нарушениями и имеющем чешуйчатое строение разрезе. Полученный материал не позволяет прийти к окончательному выводу.

Имеющийся литологический и палеонтологический материал не позволяет также с уверенностью решить вопрос: один и тот же или несколько горизонтов вскрыты разными профилями? Некоторые геохимические данные, рассмотренные А.А. Плюсниной, в частности тот факт, что графики распределения Mn, Ti, Cu, Zn, Co, Ba и P хорошо согласуются в рудных интервалах в скважинах по разным профилям, а также установление сходного ряда зональности Mn, P, Ba в породах разреза по этим скважинам и отрицательной связи Mn с Cu, Zn, Ga позволяют высказать предположение о наличии единого горизонта, состоящего из линз карбонатных и сульфидно-карбонатных марганцевых и марганцево-железистых руд.

Как отмечает Ю.К. Сидоров, в рудном горизонте наблюдается переход от карбонатных марганцевых руд к обогащенному сидеритом, а затем пиритом известняку. Иными словами, осуществляется смена карбонатной, а по нашим данным и карбонатно-сульфидной марганценозных фаций на карбонатную и, наконец, сульфидную железистые фации.

Окисные гипергенные руды нами не изучались. В отобранных образцах максимальные содержания MnO достигают 24,6%, MnO₂ 34,53%.

ОСОБЕННОСТИ ФОРМАЦИОННОГО СТРОЕНИЯ

Марганценозные разрезы Моховой синклинали представляют собой проявления углеродистой марганценозной формации [2] как в узком смысле этого слова — марганцеворудной формации, для которой характерно обогащение углеродистым веществом матрикса карбонатных и сульфидно-карбонатных марганцевых руд и межрудных слоев в рудных горизонтах, так и в широком смысле — рудоносной (рудовмещающей) формации, разновидности металлоносных черных сланцев с марганцевой геохимической и рудной специализацией. В Уральской рудной провинции углеродистая марганценозная формация известна на разных уровнях. Визе кроме проявлений Моховой синклинали к ней относится Кульминское проявление в Акджаро-Джусинской грабен-синклинали, Багарякское в Алапаевско-Теченской зоне и др. С этой же формацией связаны марганценозные породы от нижнего карбона до перми на Северном, Полярном Урале и Пай-Хое. Формация эта — мощный накопитель марганца и встречается от докембрия до кайнозоя, но промышленными объектами, как правило, являются окисные гипергенные руды, возникшие в корях выветривания, развитых по этим породам. Именно они служат объектами добычи во многих странах (Габон, Гана, Мадагаскар, Мексика — Моланго, Бразилия — Амапа, Азул). С этой формацией связаны проявления полиметаллической, преимущественно цинковой, минерализации. Она часто включает фосфатные горизонты, причем в одних случаях Mn и P встречаются совместно (как в породах Моховой синклинали), в других — разобщены в разные горизонты в рамках единой толщи.

Углеродистая марганценозная формация обнаруживает теснейшую связь с полифациальными железистыми (собственно марганцево-железистыми) формациями, частью которых, как правило, и является. Помимо собственно марганценозных фаций она вмещает сульфидную и (или) карбонатную, сидеритовую и (или) анкеритовую, иногда и силикатную, фации железистой формации и располагается либо на том же стратиграфическом уровне, что и окисная и (или) окисно-карбонатная и окисно-силикатная фации железистой формации, либо наблюдается на более высоком уровне, отделяясь от них перерывом. В этом смысле в Моховой синклинали мы также видим марганцево-железистую формацию, представленную карбонатными марганцевой, железистой и марганцево-железистой фациями; суль-

фидно-карбонатной марганцевой, марганцево-железистой и сульфидными марганцевой и железистой фациями. Однако окисных фаций, которые можно было бы с уверенностью соотнести с этой формацией, мы пока не знаем.

Имеется еще один представляющий интерес формационный аспект. Марганценозные толщи визе Моховой синклинали принадлежат к типу гетерогенных толщ, состоящих из автохтонных, собственно бассейновых осадков, и аллохтонных, принесенных гравитационными потоками отложений, т.е. к типу флишевых, флишеидных формаций, к типу осадков, содержащих турбидиты, развитых во многих современных седиментационных бассейнах. Это заставило нас обратиться к проблеме марганценозности подобных образований. Марганценонакопление в них известно от докембрия до кайнозоя. В частности, в области подножия материкового склона и в абиссальных частях бассейнов (Аравийское, Японское море, зона Мендосино, Тихий океан [7]) содержание марганца в автохтонных осадках в 2–3 раза ниже, чем в турбидитах из тех же монолитов, а в пелитовых частях градационных слоев имеются обогащенные (до 10%) марганцем слойки. До 3% MnO отмечено в калькаренитах и кальцютитах турбидных осадков Ангольского бассейна [10]. В эоценовом "пестром" и "черном" флише Карпат Скибовой, Силезской и Дуклянской зон карбонаты марганца образуют конкреции в аргиллитовых пачках флишевых ритмов, слои в прослоях сланцев в песчаниках с иероглифами, в аргиллитовых пачках флишевых ритмов, в битуминозных известняках, мергелях, в известняках второго элемента флиша (6,2 – 44% MnO , см., например [1]). Рудоносной фацией Порожинского марганцевого месторождения (венд, Енисейский край) является градационно-слоистый туф с прослоями родохрозитовых и доломит-родохрозитовых пород. Примеры можно продолжать. Как и в нижнекарбонатовых толщах Урала, в этих образованиях часто помимо марганцевой наблюдается и железистая минерализация.

* * *

1. Марганценозные толщи визе Моховой синклинали имеют гетерогенное строение. В котловины в отдаленной части шельфа или на склоне вулканической с карбонатным шельфом суши, где осуществлялось накопление автохтонных углеродистых кремнистых, в меньшей мере карбонатных и глинистых осадков, поступал обломочный органодеитритусовый (карбонатный, кремнистый) и вулканомиктовый материал с гравитационными потоками, приносившими его с шельфового мелководья и с мелководных, но затишных фаций. Происходило и разрушение ранее отложенных и литифицированных турбидных осадков.

2. В рудной ассоциации помимо марганцевых карбонатов присутствует моносульфид марганца алабандин.

3. Поступление марганца происходило на седиментационно-диагенетической стадии с последующим перераспределением на более поздних этапах существования породы.

4. Комплекс данных свидетельствует об участии гидротермальных процессов в формировании пород и позволяет рассматривать гидротермальную деятельность в качестве основного источника марганца, а также активизатора его перераспределения, хотя обогащенность углеродистым веществом сама по себе способствует интенсивному протеканию различных диа- и эпигенетических процессов, приводящих к перераспределению рудного и нерудного вещества.

5. Марганценозные породы и руды кроме марганца обогащены железом, фосфором, а в некоторых случаях цинком и барием.

6. Марганценозные породы и руды визе Моховой синклинали относятся к проявлениям углеродистой марганценозной формации, широко распространенной в палеозое Уральской рудной провинции и известной в мире в широком интервале времени — от докембрия до кайнозоя. Как и в других случаях, углеродистая марганценозная формация является здесь членом марганцево-железистой форма-

ции. Существенно и сочетание автохтонных и аллохтонных осадков, ибо герценность разреза создает дополнительные химические и физические барьеры, способствующие концентрации рудного вещества. В углеродистых толщах палеозоя Уральской провинции многие марганцевые проявления связаны с разрезами, содержащими графититы и имеющими флишеидное строение.

Список литературы

1. *Афанасьева И.М.* Литогенез и геохимия флишевой формации северного склона Советских Карпат. Киев: Наук. думка, 1983. 184 с.
2. *Гурвич Е.М.* Углеродистая марганцевая формация докембрия // Геология руд месторождений. 1980. № 2. С. 76–84.
3. *Дриц В.А., Коссовская А.Г.* Генетические типы диоктаэдрических слюд. Сообщение 1 // Литология и полез. ископаемые. 1986. № 5. С. 119–133.
4. *Дубинин А.В., Волков Н.И.* Редкоземельные элементы в металлоносных осадках Восточно-Тихоокеанского поднятия // Геохимия. 1986. № 5. С. 645–661.
5. *Зоненшайн Л.П., Кориневский В.Г., Казьмин В.Г. и др.* Строение и развитие Южного Урала с точки зрения тектоники литосферных плит // История развития Уральского палеоокеана. М.: ИОАН СССР, 1984. С. 6–56.
6. *Херасков Н.П., Перфильев А.С.* Основные особенности геосинклинальных структур Урала // Тр. ГИН АН СССР. 1963. Вып. 92. С. 25–30.
7. *Чайников В.И.* Марганец и железо в турбидитах современных водоемов // Геохимия. 1974. № 11. С. 1739–1743.
8. *Castellari A., Sartori R.* Quaternary iron-manganese deposits and associated pelagic sediments (radiolarian clay and chert gypsiferous mud) from Tyrrhenian Sea // Sedimentology. 1978. V. 25. N 6. P. 801–821.
9. *Courtois Ch., Trouil M.* Distribution des terres rares et de quelques éléments en trace dans les sédiments récents des fosses de la mer Rouge // Chem. geol. 1977. V. 20. N 1. P. 57–72.
10. *Dean W.E., Hay W.W., Sibuet J.C.* Sedimentation and paleoenvironments of Angola basin and adjacent Walvis ridge: synthesis of result of Deep Sea Drill Project, Leg. 75 // Initial Reports. DSDP. V. 75. Pt. 1, 1984. C. 509–544.
11. *Jarvis J.C., Wildeman T.R., Banks N.G.* Rare Earths in Leadville limestone and its marble derivatives // Chem. Geol. 1975. V. 16. N 1. P. 27–37.
12. *Haskin M.A., Haskin L.A.* Rare Earths in European shales, a redetermination // Science. 1966. V. 154. N 3748. P. 507–509.
13. *Kerrish R., Frayer B.J.* Archaean precious metall hydrothermal systems Dome Mine Abitibi greenstone Belt. II. REE and oxygen isotope relations // Canad. J. Earth Sci. 1979. V. 16. N 3. P. 440–458.
14. *Michard A.* Rare earth elements systematics in Hydrothermal fluids / Geochim et cosmochim acta. 1989. V. 53. N 3. P. 745–750.

Институт литосферы АН СССР,
Москва

Поступила в редакцию
29.VI.1990

УДК 552.14:553.495

© 1992 г. Кондратьева И.А., Боброва Л.Л., Нестерова М.В.

**РОЛЬ ПОСТРУДНЫХ ПРОЦЕССОВ В ПРЕОБРАЗОВАНИИ
ДРЕВНЕГО ИНФИЛЬТРАЦИОННОГО УРАНОВОГО
МЕСТОРОЖДЕНИЯ**

Рудовмещающие породы и руды уранового месторождения, образованного в аллювиальных сероцветных отложениях в результате процессов пластового окисления в конце юрского периода, подверглись глубоким преобразованиям. Воздействие термальных углекислых растворов на инфильтрационное урановое оруденение привело к частичному растворению и переосаждению урана совместно с кальцитом и гематитом. На восстановительной стадии эпигенетических изменений, в условиях сульфидно-глеевой гидрохимической среды, уран концентрируется совместно с новообразованными дисульфидами и гидроксидами железа, что приводит к изменению морфологии оруденения.

Практически для всех экзогенных эпигенетических урановых месторождений характерны не только изменения вмещающих пород, сопутствующие рудообразованию, т.е. рудоконтролирующая эпигенетическая зональность, но и неоднократная смена зональных комплексов изменений во времени. На это обстоятельство обращалось внимание уже в первые годы изучения урановых месторождений в осадочном чехле [20].

В связи с тем что эпигенетическая минералого-геохимическая зональность пород водоносных горизонтов является отражением гидрогеохимической зональности пластовых вод, смена гидрогеохимических обстановок во времени, связанная с изменениями тектонического режима, находит отражение в смене направленности эпигенетических изменений, т.е. в смене их зональности, что можно считать проявлением новой стадии эпигенетических процессов и связанного с ними минералообразования. Близким по существу образом определяет стадийность эпигенетических процессов Е.М. Шмариович [18, 19].

Спецификой пластовых водоносных горизонтов на глубинах, доступных для проникновения в них свободного кислорода, является контрастная смена окислительно-восстановительных обстановок в подземных водах. Так как окислительно-восстановительные условия определяют миграцию и концентрацию урана и ряда других элементов переменной валентности, то именно при изучении месторождений этих элементов намечен своеобразный подход к определению стадий эпигенетических процессов: они, как правило, выделяются по признакам наступления (развития) окислительной или восстановительной обстановки в подземных водах, показателем которой в породах являются минеральные формы железа. При этом окислительные стадии соответствуют периодам усиления инфильтрационного режима для данной территории, восстановительные — периодам его ослабления и, соответственно, расширения областей восстановительных (бескислородных) обстановок в подземных водах.

Вопрос о роли "окислительных" и "восстановительных" стадий в формировании конкретных месторождений, а следовательно, о генетической природе последних различными исследователями часто решается по-разному и вызывает острую дискуссию. При этом выводы во многом зависят от интерпретации пространственно-временных взаимоотношений минеральных новообразований, прежде всего

от правильного решения вопроса, являются ли они парагенетическими (близодновременными), т.е. зональными, или относятся к разным стадиям эпигенетических процессов. Вопрос этот не всегда решается однозначно по ряду причин.

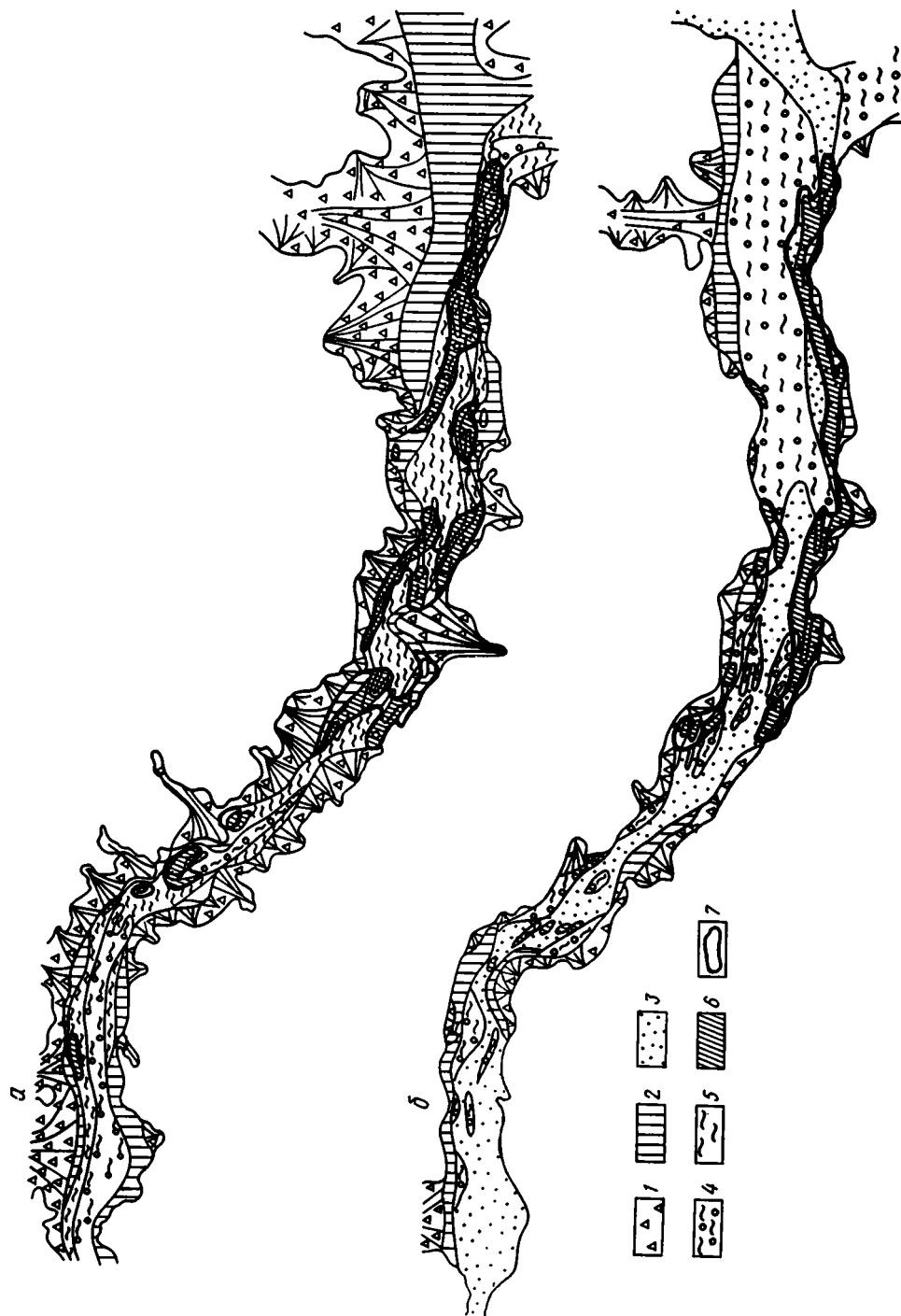
Одна из них заключается в методической сложности установления соотношений новообразованных минералов в нелитифицированных осадочных породах, что неоднократно отмечалось ранее [7, 10, 18].

Другая, не менее важная причина заключается в недостаточном учете того обстоятельства, что окислительно-восстановительные процессы имеют относительный характер. Так, в пластовых водоносных горизонтах окислением железа окислительные процессы не заканчиваются: зона аэробного окисления (лимонитизации) по направлению движения пластовых вод сменяется зоной анаэробного биохимического окисления органического вещества, где восстанавливаются и накапливаются рудные элементы. В результате в окислительной зональности неизбежно возникает зона восстановительных преобразований минеральной части пород, часто с обильными выделениями эпигенетических сульфидов [3, 5, 17]. Не учитывая этого обстоятельства, можно прийти к ошибочному выводу о проявлении самостоятельной восстановительной стадии эпигенетических процессов. Ниже будет показано, что при определенных условиях на стадии восстановительных преобразований могут возникать гидроксиды железа, что также необходимо учитывать при интерпретации условий минералообразования.

Кроме того, в осадочных отложениях, где в разрезе резко меняются пористость и проницаемость пород, водоносные горизонты служат путями фильтрации как экзогенных вод, связанных с земной поверхностью, так и вод, поступающих из более глубоких горизонтов осадочного чехла или из кристаллического фундамента; правильная интерпретация соотношения минеральных новообразований, связанных с разными типами вод, имеет принципиальное значение при генетических построениях.

Многостадийные эпигенетические процессы и соответствующие преобразования рудовмещающих пород наиболее характерны для инфильтрационных урановых месторождений, где геохимическая восстановительная обстановка создается эпигенетическими (жидкими и газообразными) восстановителями, причем пространственные и временные соотношения между окислительными и восстановительными преобразованиями пород могут быть весьма сложными, а разнонаправленные процессы могут неоднократно сменять друг друга [3]. Для месторождений в породах с углистым органическим веществом многостадийные эпигенетические изменения менее характерны, хотя также могут быть проявлены [14].

Изученное авторами урановое месторождение сформировано инфильтрационными водами в аллювиальных отложениях, обогащенных углистым органическим веществом. В то же время в рудоносных отложениях проявлены не только рудо-сопровождающие окислительные, но и разноплановые пострудные изменения. Выводы об условиях формирования и преобразования этого месторождения получены в результате взаимной увязки данных различных методов исследований: литолого-фациальных, литолого- и минералого-геохимических, гидрогеохимических, что позволяет рассматривать их как результат комплексного подхода к решению генетических вопросов на месторождениях с многостадийными преобразованиями пород, опыт применения которого может иметь общее методическое значение.



**ЛИТОЛОГО-ФАЦИАЛЬНЫЕ И ЛИТОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ
ЗАКОНОМЕРНОСТИ ЛОКАЛИЗАЦИИ УРАНОВОГО
ОРУДЕНЕНИЯ В РУДОНОСНОЙ ТОЛЩЕ**

Месторождение расположено в узкой эрозионно-тектонической депрессии, которая является наиболее приподнятой частью системы палеодолин, выполненных толщей верхнеюрских — нижнемеловых осадков. Ее положение и форма определяются разломами в фундаменте, сложенном в основном гранитоидами силурийского и девонского возраста. Рудовмещающая свита J_3-K_1 возраста сложена двумя генетическими типами отложений: аллювиальными и делювиально-пролювиальными (склоновыми).

Склоновые отложения, включающие потоковую и веерную группы фаций, распространены в прибортовых частях палеодолины, образуя в плане полосы, параллельные ее бортам, а также конуса, расширяющиеся к ее центру (фиг. 1). Они характеризуются разнородным, преимущественно глинистым составом, слабой проницаемостью, пестрыми и красными окрасками, почти полным отсутствием растительных остатков, высокой карбонатностью.

Аллювиальные отложения составляют центральную часть депрессии и включают две группы фаций: русловую и пойменную.

Русловые отложения характеризуются разнотекстурным, преимущественно грубозернистым, составом, различным содержанием глинистой фракции и разной степенью цементации, следствием чего является их неоднородная проницаемость. Пойменные отложения характеризуются мелкозернистым алевритоглинистым составом, плотным сложением; они образуют водоупорные и слабопроницаемые пачки, а также линзы внутри водоносных горизонтов.

Все аллювиальные отложения обладают серыми, темно-серыми окрасками, обогащены растительными остатками, вплоть до маломощных прослоев углей; содержание $C_{орг}$ в них колеблется от 0,2 до 7% и более.

На основе литолого-фациального и циклического анализов отложений рудоносной свиты S в ее составе выделены две подсвиты, подразделяющиеся на шесть литолого-стратиграфических горизонтов; их фациальный состав, а также соотношение с водо- и рудоносными горизонтами приведены в табл. 1.

Урановое оруденение сосредоточено в нижнем рудоносном горизонте (НРГ), объединяющем конгломератовый и песчаниковый горизонты нижней подсвиты, и в верхнем рудоносном горизонте (ВРГ), соответствующем алевролитопесчанковому горизонту верхней подсвиты. Разделяющие их отложения глинистого горизонта и вышележащие алевролитоглинистый и песчаниково-глинистый горизонты оруденения практически не содержат.

В целом в рудоносной аллювиальной толще основное промышленное оруденение локализуется преимущественно в тонкозернистых русловых и пойменных отложениях (глинистые песчаники фации заиляющихся русел; глинистые песчаники, алевролиты, глины фаций приречной части поймы; сложное и частое чередование песчаных осадков русел с глинистыми песчаниками заиляющихся русел). В склоновых отложениях оруденение приурочено к прослоям сероцветных глин и алевролитов веерной фации.

Урановое оруденение образует сильно уплощенные, прерывистые стратиформные залежи с весьма неравномерным распределением полезного компонента. Форма их в основном линзообразная, иногда более сложная, роллоподобная (фиг. 2).

В разрезе рудовмещающей толщи рудные залежи располагаются в кровле

Фиг. 1. Литолого-фациальные карты верхнего (а) и нижнего (б) рудоносных горизонтов свиты I — склоновые гравийно-песчаные и алевритоглинистые пестроцветные отложения; 2 — переслаивание склоновых и аллювиальных отложений; 3–5 — сероцветные аллювиальные отложения с содержаниями русловых осадков, %: 3 — > 90, 4 — 90–50, 5 — < 50; 6 — урановое оруденение; 7 — контуры участков с реликтами пластово-окисленных пород

Соотношение литолого-стратиграфических, водоносных и рудоносных горизонтов

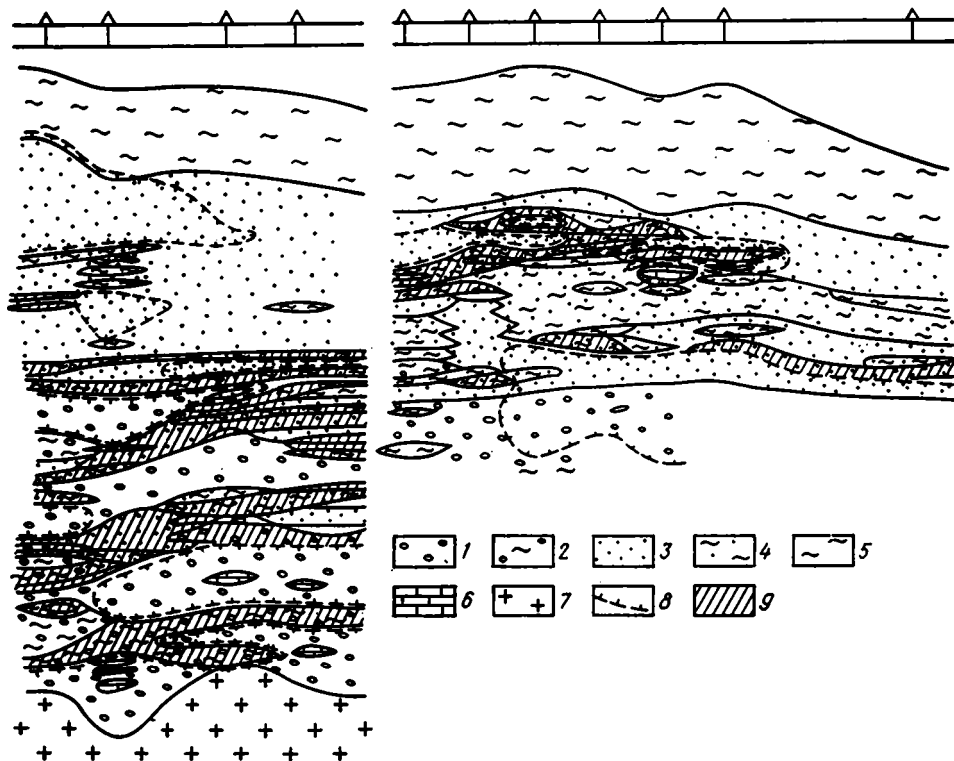
Свита	Подсвита (преобладающий генетический тип отложе- ний)	Литолого-стратиграфические гори- зонты			Водоносные и водоупор- ные гори- зонты	Рудоносные горизонты
		наименова- ние	фация и группа фаций			
			преоблада- ющие	подчинен- ные		
Рудовмещающая S		Песчанико- во-глинис- тый S ₂ ³	Веерная	Потоковая	Верхний во- доупор	—
	Верхняя подсвита S ₂ (склоновые отложения)	Алеврогли- нистый S ₂ ²	Потоковая, веерная			
		Алевропес- чаниковый S ₂ ¹	То же	Русловая, пойменная	Верхний во- доносный горизонт	Верхний (ВРГ)
		Глинистый S ₁ ³	Пойменная	Русловая, потоковая, веерная	Промежу- точный во- доупор	—
	Нижняя подсвита (аллювиаль- ные отложе- ния)	Песчанико- вый S ₁ ²	Русловая	Пойменная, потоковая	Нижний во- доносный горизонт	Нижний (НРГ)
		Конгломе- ратовый S ₁ ¹	”	Потоковая		

или подошве водоносных горизонтов, породы которых несут признаки прошедшего в них окисления и последующего восстановления, приурочиваясь к пластам и пачкам пород, обогащенных углефицированными растительными остатками (фиг. 2). В проницаемых грубозернистых (песчано-гравийных) породах, практически не содержащих углистых остатков, за контурами бывших зон окисления балансовое оруденение отсутствует, т.е. здесь наблюдается "безрудное выклинивание" этих зон. Подобная морфология оруденения и аналогичные закономерности его локализации характерны для инфильтрационных пластовых урановых месторождений в породах с углистым органическим веществом [3, 6].

Пластовые окислительные изменения первично-сероцветных аллювиальных отложений визуально проявляются темно-желтой, желто-бурой, коричневой, вишневой окрасками наиболее плотных алевроглинистых разностей пород. Прямыми признаками прошедших в них окислительных процессов служит присутствие окисленных растительных остатков, окисленных сидеритовых линзочек и конкреций, окисленных стяжений пирита. Пестроокрашенные разности тонкозернистых пород по сравнению с их сероцветными аналогами характеризуются пониженными содержаниями $C_{орг}$, при близких значениях $Fe_{общ}$. Изучение окисленных пород методом ЯГР [8] показало присутствие в них широкого набора минералов Fe^{3+} -гидрогетита, гетита, гематита, а также недиагностируемых тонкодисперсных гидроксидов (табл. 2). Подобные окислительные изменения характерны для приконтактных частей слоев и пачек алевроглинистых отложений, располагающихся в подошве и кровле песчаных проницаемых горизонтов или образующих линзы внутри последних.

Грубозернистые гравийно-галечные и песчаные породы, слагающие водоносные горизонты, в настоящее время полностью восстановлены, обладают серовато-зелеными, белесыми окрасками; в зоны древнего пластового окисления включаются как те, так и другие разности пород.

Наиболее интенсивно процессы окисления первично-сероцветных аллювиальных



Фиг. 2. Морфология уранового оруденения в сероцветных аллювиальных отложениях нижнего рудоносного горизонта

Литологический состав отложений: 1 – галька, галечники; 2 – конгломераты глинистые; 3 – пески; 4 – глинистые песчаники; 5 – глина; 6 – карбонатный цемент; 7 – граниты; 8 – контуры участков с реликтами пластово-окисленных пород; 9 – урановое оруденение

отложений проявились в самом нижнем водоносном горизонте рудоносной свиты, менее интенсивно – в верхнем водоносном горизонте, что полностью определилось их проницаемостью. В НРГ пластово-окисленные породы образуют полосу вдоль южного борта депрессии, максимальная ширина которой отмечается вблизи конусов выноса склоновых отложений, сложенных грубозернистыми породами (см. фиг. 1). У северного борта депрессии в этом горизонте выявлены лишь отдельные изолированные участки окисленных пород. В ВРГ участки сероцветных пород с признаками пластового окисления картируются в виде прерывистой полосы, протягивающейся вдоль контактов аллювия с красноцветными склоновыми отложениями.

Все рудные залежи НРГ укладываются в полосу, которая протягивается вдоль южного борта депрессии и в плане практически совпадает с реконструированной древней зоной пластового окисления. Промышленное оруденение ВРГ, образуя мелкие разрозненные залежи, в плане также совмещается с участками развития пластово-окисленных пород.

Таким образом, локализация промышленного оруденения в рудоносной свите определилась развитием древней зоны пластового окисления в благоприятной литолого-фациальной обстановке, что позволяет утверждать, что пластовое окисление было основным рудообразующим процессом, а время его проявления – основной рудообразующей стадией, т.е. изученное месторождение относится к широко распространенному типу инфильтрационных (гидрогенных) урановых месторождений.

Распределение железа по минеральным фазам по данным ЯГР* (окислительные изменения пород)

Номер пробы	Характеристика проб	Минеральная фаза	Относительный процент
12-1615	Окислительный сидерит вишнево-красный с включениями пирита	Гематит Пирит Силикаты	78 12 10
8-902	Алеврит вишнево-красный с порошковатыми гидроксидами железа	Гематит Гидрогетит Пирит Тонкодисперсные гидроксиды Силикаты	7,3 25,3 29 38,4
3-903	Алеврит вишневый с пятнами осветления	Гематит Пирит Тонкодисперсные гидроксиды Гетит Гидрогетит	52 34 14
5 ^a -903	Окислительный сидерит вишнево-красный с желтыми гидроксидами	Гематит Сидерит Гетит	18 73 9
6-905	Алеврит пестроокрашенный	Гематит Гетит Гидрогетит Пирит Тонкодисперсные гидроксиды Силикаты	14 28 35 23
3-908	То же	Гетит Гидрогетит Сидерит	90 10
5-908	Алеврит вишнево-красный	Гематит Гетит Гидрогетит Тонкодисперсные гидроксиды Силикаты	28 28 21 23
6 ^a -908	То же	Гематит Гетит Гидрогетит Пирит Тонкодисперсные гидроксиды Силикаты	37,5 12,5 44 6,0

*Анализы выполнены в физической лаборатории ВИМСа В.В. Коровушкиным.

При этом особенности вещественного состава руд не противоречат представлению об их формировании инфильтрационными водами — основная масса урана в сероцветных породах находится в тонкодисперсной минералогически недиагностируемой форме, что вообще характерно для руд экзогенных месторождений. Минеральные выделения урана, определяемые оптическими методами, представлены настураном и коффицитом. Исследования пород методом осколковой радиографии показали, что тонкорассеянный уран обогащает углистые остатки, глинистую массу пород; некоторые терригенные обломки. Наиболее активно ураном

пропитываются обломки, сложенные криптозернистым кремнеземом, а также обломки глинизированных полевых шпатов.

Однако в отличие от инфильтрационных месторождений, руды которых контролируются современной окислительной зональностью, окисление рудовмещающих сероцветных аллювиальных отложений и связанное с этим рудообразование на изученном месторождении относятся к более древнему этапу. Наиболее вероятное время развития процесса пластового окисления — ранний мел, до баррема, возможно, части апта включительно. Об этом свидетельствуют распространение признаков пластового окисления только в пределах рудовмещающей свиты S, верхи которой соответствуют валанжину, отсутствие отложений готерив-баррема, связанное с региональным перерывом в осадконакоплении в условиях семиаридного климата, формирование вышележащих отложений апта — альба уже в условиях гумидного тропического климата, когда инфильтрационные воды, по-видимому, не могли быть кислородсодержащими. Этому возрастному интервалу не противоречат данные по абсолютному возрасту оруденения (110–120 млн. лет), определенному методом радиационных дефектов [4].

ПОСТРУДНЫЕ ЭПИГЕНЕТИЧЕСКИЕ ИЗМЕНЕНИЯ ПОРОД И УРАНОВОЕ ОРУДЕНЕНИЕ

На протяжении длительного пострудного этапа рудовмещающие породы, а также урановое оруденение подверглись существенным преобразованиям. При этом в рудовмещающей толще проявлены как эпигенетические изменения, связанные с деятельностью инфильтрационных пластовых вод, так и минеральные новообразования, связанные с термальными растворами, внедрявшимися в осадочную толщу по тектоническим нарушениям из гранитного основания депрессии, что дало основание для выделения двух стадий пострудных процессов (гидротермальной и пластовой восстановительной) и связанного с ними минералообразования.

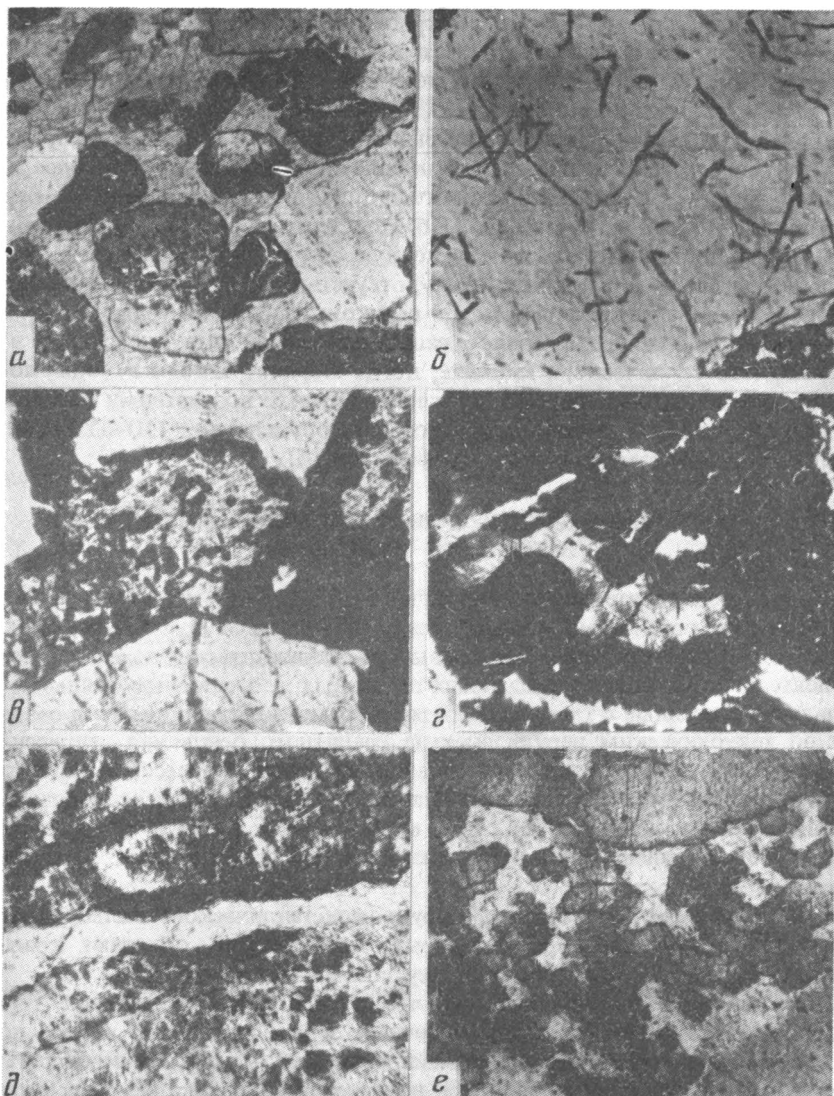
Минерализация гидротермальной стадии в рудовмещающей толще представлена двумя парагенетическими ассоциациями: гематит-кальцитовый и гётит-хлоритовой.

Первая из них проявлена в виде крупнокристаллического кальцитового цемента песчано-гравийных пород, которые, как правило, обладают красными, вишневыми окрасками, обязанными присутствию в них гематита.

Микроскопически устанавливается, что глобулярные выделения гематита концентрируются по контактам обломочных зерен, проникают внутрь последних по микротрещинкам, интенсивно импрегнируют обломки микроагрегатного строения; иногда гематит наблюдается непосредственно в кальците в виде мелких удлинённых выделений или концентрически-зональных образований (фиг. 3, а, б). В тех случаях, когда гематит отсутствует, карбонатизированные породы имеют светло-серую окраску.

В крупнокристаллическом кальците находятся двухфазные газово-жидкие включения неправильной угловой формы; гомогенизация их происходит в жидкую фазу в интервале температур 196–216°C (пять определений выполнены в лаборатории ИГЕМ Т.Л. Крыловой). В крупных медово-желтых кристаллах кальцита из прожилка, секущего карбонатизированные песчаники, обнаружены гомогенные включения, заполненные жидкостью, что свидетельствует о том, что в этом случае минералообразование происходило из относительно холодных (< 84°C) растворов. Сравнительно малый разброс полученных значений температур гомогенизации в первом случае, а также то, что ГЖВ из кальцитов разных генераций показали разную температуру минералообразования, позволяет учитывать результаты этого метода при обсуждении условий образования эпигенетической карбонатизации.

Наиболее широко гематит-кальцитовая минеральная ассоциация развита в конгломератовом горизонте, где она образует невыдержанные по простираанию



Фиг. 3. Проявление гидротермальных минеральных ассоциаций в осадочных породах и гранитах фундамента депрессии (микрофотографии прозрачных шлифов при одном николе)
а — песчаник с пойкилитовым кальцитовым цементом и гематитом, импрегнирующим обломочные зерна, увел. 80; *б* — выделения гематита в крупнокристаллическом кальците, цементирующем песчаник, увел. 250; *в* — колломорфные выделения шамозита (черные поля) и волокнистые выделения хлорита (серое), корродирующие и замещающие крупнокристаллический кальцит в цементе песчаника, увел. 125; *г* — концентрически-зональные выделения хлорита и гётита в межзерновом пространстве песчаника, увел. 200; *д* — прожилки кальцита с хлоритом (темное) в граните, увел. 250; *е* — выделения темно-зеленого хлорита, корродирующего и замещающего кальцит в граните, увел. 100

линзы крепких карбонатизированных пород мощностью в первые метры, иногда "столбы" мощностью до 12 м. В песчанковом горизонте распространены отдельные маломощные карбонатизированные линзы. В целом интенсивность карбонатизации и гематитизации увеличивается в базальных слоях толщи, вблизи фундамента. В плане карбонатизированные породы (подсчитывались их суммарные мощности по разрезам скважин) образуют извилистые полосы, одна из которых

находится вблизи южного борта депрессии, другая тяготеет к северному. В западной части депрессии карбонатизированные породы отсутствуют. Характерно, что в ее восточной части вдоль южного борта фиксируются основные тектонические нарушения в фундаменте, что позволяет предположить связь с ними описанной минерализации.

Помимо карбонатизированных, с гематитом, песчаников в рудовмещающих отложениях встречаются песчаники буровато-зеленого цвета, в межзерновых пространствах которых развит целый ряд железосодержащих минералов: темно-бурый, практически непрозрачный шамозит, от темно- до светло-зеленых разновидности хлорита, аллофан, гидроксиды железа (главным образом гётит), сидерит. Все эти минералы встречаются практически совместно, образуют единую ассоциацию, которую можно определить как гётит-хлоритовую.

Формы выделения этой минеральной ассоциации достаточно разнообразны (см. фиг. 3, в, г). Иногда коллоидные выделения темно-бурого, практически непрозрачного шамозита выполняют все межзерновые пространства песчаника (обломки при этом остаются незамещенными). Иногда же хлориты различной окраски образуют концентрически-зональные сферолиты, полусферические почки, корочки, обрастающие обломки, выполняют микротрещины. Центральные части сферолитов, а также отдельные зонки в этих образованиях сложены гётитом. Между концентрически-зональными гётит-хлоритовыми выделениями обычно остаются свободные поровые пространства, которые иногда выполняются светло-зеленым аллофаном; в ряде случаев в пустотках наблюдаются скаленоэдрические кристаллы сидерита.

Формы нахождения всего этого набора минералов обладают вполне определенными признаками образования из коллоидных растворов и свидетельствуют о последовательной раскристаллизации единого силикатно-железистого геля.

Минералы гётит-хлоритовой ассоциации накладываются на карбонатизированные породы с отчетливо выраженными признаками коррозии и замещения кальцита; при этом калыцит на контактах с ними обычно замещается сидеритом.

Как в разрезе рудовмещающей толщи, так и на площади депрессии породы с гётит-хлоритовой ассоциацией развиты более локально, чем карбонатизированные, образуя отдельные линзовидные тела в нижней подсвите, вблизи фундамента.

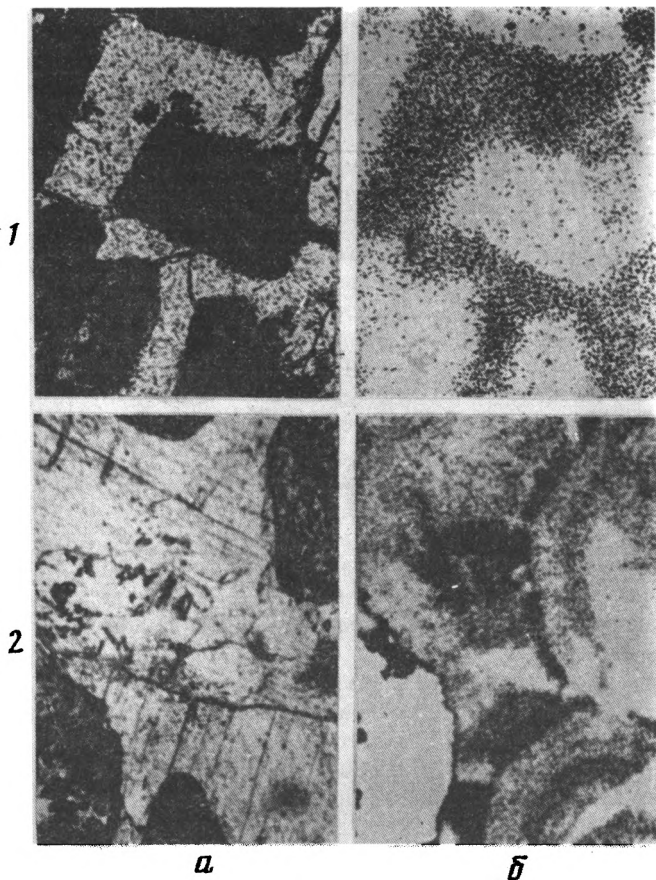
Установлено, что минеральные образования двух описанных выше ассоциаций прослеживаются и в измененных гранитоидах фундамента депрессии, где для них характерны метасоматический и прожилковый способы развития (см. фиг. 3, д, е).

Калыцит в гранитах образует тонкие секущие прожилки, а также гнезда; совместно с калыцитом иногда встречаются мелкие дендритоподобные выделения пирита.

Хлорит зеленого, бледно-зеленого цвета развивается по микротрещинам, которые являются секущими по отношению к калыцитовым прожилкам. Устанавливаются коррозионные соотношения хлорита с калыцитом. Вместе с хлоритом в микротрещинах встречаются гематит и гётит. При этом гематит, очевидно, выделяется раньше хлорита, гётит же почти одновременно с ним.

В целом существует несомненное сходство описанных минеральных образований в породах осадочного чехла и гранитного фундамента депрессии, что служит одним из доказательств их гидротермального генезиса.

В пределах осадочной толщи гидротермально измененные породы могут быть как рудоносными, так и безрудными; в гранитном фундаменте депрессии зоны гидротермальных изменений полностью безрудны. Повышенные концентрации урана в чехле депрессий связаны с гематит-карбонатной минеральной ассоциацией; песчаники с гётит-хлоритовой ассоциацией практически безрудны. Установлено, что карбонатизированные и гематитизированные породы содержат повышенные (до кондиционных) количества урана лишь в контурах либо вблизи рудных залежей, локализованных в сероцветных породах, на контактах с древ-



Фиг. 4. Распределение урана в крупнокристаллическом кальците, по данным осколковой радиографии

а, б — микрофотографии соответственно прозрачных шлифов и детекторов; 1 — равномерное распределение урана в крупнокристаллическом кальците; 2 — концентрически-зональное распределение урана в кальците

ними зонами окисления; аналогичные породы на удалении от рудных тел, в том числе и вблизи фундамента депрессии, совершенно лишены урана.

Методом осколковой радиографии выявлено, что в карбонатизированных породах ураном обогащены кальцит и гематит. При этом в крупнокристаллическом кальците уран, как правило, распределен весьма равномерно, иногда же наблюдается неравномерное концентрически-зональное его распределение (фиг. 4). Подчеркнем, что в карбонатизированных породах на удалении от рудных залежей кальцит той же генерации совершенно "пуст".

Можно констатировать, что на этапе позднемезозойской тектонической активизации из гранитного фундамента депрессии в осадочный чехол внедрялись горячие углекислые воды. Температура растворов при формировании гематит-кальцитовый ассоциации достигала $\sim 200^{\circ}\text{C}$, но впоследствии снижалась до нормальной пластовой. Внедрявшиеся растворы не были рудоносными — с ними не связан привнос урана и других рудных элементов (кроме железа). В то же время воздействие горячих углекислых растворов на рудные залежи, сформированные процессами пластового окисления, привело к частичному растворению и пере-

осаждению урана совместно с новообразованными кальцитом и гематитом; при формировании гётит-хлоритовой ассоциации такого активного воздействия на залежи урана, по-видимому, не происходило.

Установленное на этом месторождении явление — единственный изученный случай непосредственного воздействия гидротермальных растворов на экзогенное урановое оруденение в орогенных впадинах. В то же время повышенные содержания урана в карбонатных травертинах были установлены В.С. Серебренниковым и И.Г. Максимовой [15] на Малом Кавказе. Эти авторы пришли к выводу о соосаждении урана с карбонатами кальция и отметили, что факт равномерного распределения урана в карбонатах может быть использован для установления генетической связи ураноносных карбонатов с углекислыми водами. Известно также, что на гидротермальных месторождениях широко проявлено переотложение урана совместно с флюоритом и кальцитом пострудных стадий; при этом уран фиксируется в кальцийсодержащих минералах в изоморфной форме [12].

Очевидная аналогия ураносодержащего кальцита описанного месторождения с заведомо гидротермальными образованиями служит дополнительным доводом в пользу предложенного механизма его формирования.

Стадия восстановительных процессов проявлена разнообразным комплексом минеральных новообразований, которые сложно сочетаются друг с другом и имеют специфические особенности в различных литолого-геохимических типах отложений. Они отмечаются во всем разрезе мезозоя-кайнозоя (вплоть до четвертичных) по всей площади депрессии.

В *первично-красноцветных отложениях* восстановительные изменения хорошо фиксируются по тонким каемкам зеленоватого цвета в алевритоглинистых разностях пород на контактах с проницаемыми песчано-гравийными отложениями. Осветление плотных разностей красноцветных пород прослеживается также вдоль трещин. Микроскопически осветление выражается главным образом освобождением пород от оксидов и гидроксидов железа, тонко импрегнирующих красноцветные разности. Восстановление красноцветных пород сопровождается перераспределением железа с образованием порошковатых скоплений гидроксидов железа ржаво-желтого цвета, которые концентрируются в песчаных линзочках и тонких простойках, по плоскостям трещин, напластований, по контактам крупных терригенных обломков и в других проницаемых участках пород. Содержание железа в участках, импрегнированных порошковатыми гидроксидами, намного превышает его содержание в окружающих породах и может достигать десятков процентов. Методом ЯГР здесь определен гётит, иногда в смеси с гидрогётитом и тонкодисперсными (ближе не определяемыми) гидроксидами (табл. 3). Присутствие Fe-силикатов в проанализированных пробах объясняется примесью терригенного материала.

Несомненно, что в данном случае новообразованные гидроксиды железа формируются не вследствие окисления компонентов пород, а являются результатом перераспределения железа при бессульфидном восстановлении, что, как известно, характерно для процессов оглеения [2, 13]. Условно, в отличие от гидроксидов железа окислительной стадии (гидроксидов замещения), они могут быть названы гидроксидами осаждения.

В *первично-сероцветных отложениях* процессы восстановительной стадии выражены интенсивным развитием эпигенетических дисульфидов железа — пирита и марказита. В пластах проницаемых русловых песчаников они замещают крупные углефицированные обломки или развиваются вблизи них. В пойменных пачках алевритоглинистого состава пирит и марказит локализируются только на контактах с песчаниками; при удалении от контактов количество дисульфидов железа резко убывает.

Определения изотопного состава сульфидной серы, выполненные Л.П. Носиком (ИГЕМ АН СССР), показали, что значения $\delta^{34}\text{S}$ преобладающей части проб

Распределение железа по минеральным фазам по данным ЯГР* (восстановительные изменения пород)

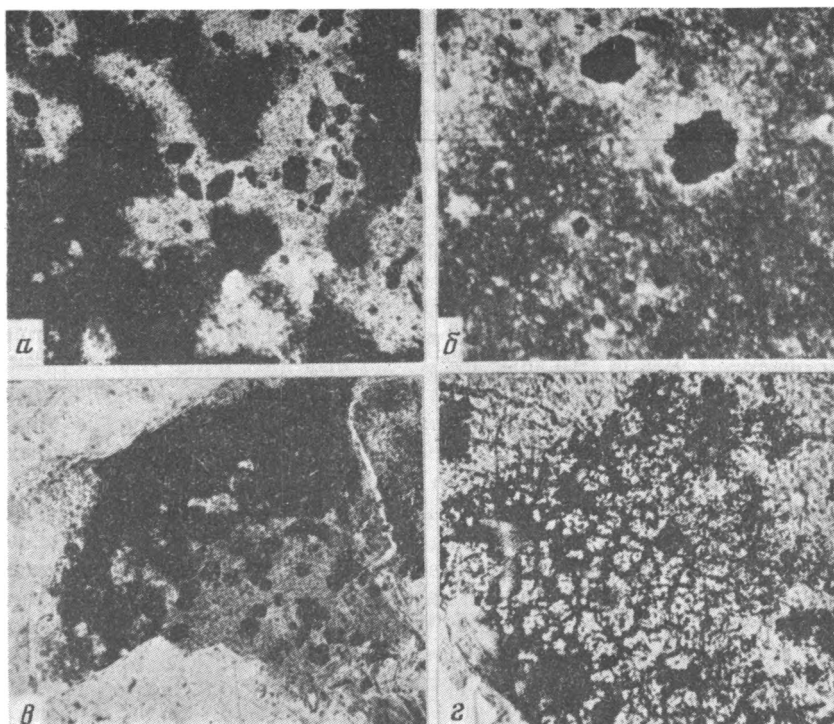
Номер пробы	Характеристика проб	Минеральная фаза	Относительный процент
5-902	Ржаво-желтые порошковые гидроксиды из пестроокрашенного алевролита	Гётит Гидрогётит Тонкодисперсные гидроксиды Силикаты	17 47 15 21
11-902	Алевролит зеленый среди осветленного песчаника	Тонкодисперсные гидроксиды Пирит Силикаты	} 61 39
8-903	Ржаво-желтые порошковые гидроксиды из зеленоватого песчаника	Гётит Гидрогётит Тонкодисперсные гидроксиды Силикаты	} 71 14 15
2-905	То же из скоплений в сером песчанике	Гётит Гидрогётит Тонкодисперсные гидроксиды Силикаты	17 47 15 21
1 ^а -906	То же из зеленоватого песчаника	Гётит Гидрогётит Тонкодисперсные гидроксиды	} 47 53
2-906	Песчаник мелкозернистый, светло-зеленый, с реликтами карбоната	Сидерит Тонкодисперсные гидроксиды Пирит Силикаты	24 } 51 25
5 ^а -908	Желтые порошковые гидроксиды из скоплений в сером песчанике	Гётит Гидрогётит Тонкодисперсные гидроксиды	} 38 62
7-908	Ржаво-желтые гидроксиды из скоплений среди серого алевролита	Гётит Гидрогётит Тонкодисперсные гидроксиды	} 73 27
11-908	То же	Тонкодисперсные гидроксиды	100
18-908	Алевролит зеленый со скоплениями желтых гидроксидов	Тонкодисперсные гидроксиды Силикаты	74 26

*Анализы выполнены в физической лаборатории ВИМСа В.В. Коровушкиным.

дисульфидов Fe (проанализировано 38 проб) находятся в интервале от -30 до -43% , с разбросом по отдельным пробам до 10% . Следовательно, по изотопному составу серы изученные дисульфиды аналогичны дисульфидам экзогенных эпигенетических месторождений урана, где показано, что появление сероводорода обязано процессу биогенной сульфатредукции [1].

Таким образом, как закономерности локализации эпигенетических дисульфидов железа (связь с углистым веществом и повышенной проницаемостью отложений), так и изотопный состав серы свидетельствуют о местном источнике сероводорода при их формировании.

В зонах эпигенетически-окисленных пород наблюдается наиболее пестрая и сложная картина восстановительных преобразований. Макроскопически восстановление окисленных пород выражено каемками зеленоватого цвета мощностью от нескольких миллиметров до первых сантиметров на контактах пестроокрашенных прослоев и катунув глинисто алевролитовых разностей с песчано-гравийными



Фиг. 5. Минеральные новообразования восстановительной стадии (микрофотографии прозрачных шлифов при одном никеле)

а — кристаллы пирита и марказита, развивающиеся по прослою окисленного сидерита (черные поля) с осветлением последнего, увел. 100; *б* — осветление лимонитизированного глинистого алевролита вокруг кристаллов новообразованного пирита, увел. 125; *в* — скопление новообразованных порошковатых гидроксидов железа (темное поле) вокруг осветленного, с кристаллами пирита, участка лимонитизированного глинистого цемента песчаника, увел. 100; *г* — скопление гидрогётита среди корродированного крупнокристаллического калычита, увел. 100

породами, которые в этих зонах имеют светлую зеленоватую, иногда белесую окраску. В отличие от первично-красноцветных восстановление эпигенетически-окисленных пород, как правило, сопровождается формированием дисульфидов железа, которые образуются позднее и за счет минералов Fe^{3+} , пропитывающих окисленные разности — "гидроксидов замещения" (фиг. 5, *а, б*). В то же время здесь присутствуют ржаво-желтые порошковатые гидроксиды Fe, образующие скопления на контактах глин и песчаников, вокруг окисленных растительных остатков и т.п. ("гидроксиды осаждения"). Одновременное присутствие в породах неокисленных кристаллов пирита и марказита, а также гидроксидов железа двух разных генераций придает этим зонам весьма своеобразный облик. При этом однозначно устанавливается наложение дисульфидов на гидроксиды Fe, связанные со стадией окислительных изменений; вопрос же о соотношении дисульфидов и "гидроксидов осаждения" требует дополнительного рассмотрения, так как от его решения зависит интерпретация геохимической обстановки восстановительной стадии.

Результаты химических определений содержания $\text{Fe}_{\text{вал}}$ и $\text{Fe}_{\text{сульф}}$ в окисленных и восстановленных участках одних и тех же пород показали, что при отсутствии $\text{Fe}_{\text{сульф}}$ в восстановленных участках происходит значительный вынос железа из них с привносом в участки, импрегнированные порошковатыми гидroxидами.

В присутствии $\text{Fe}_{\text{сульф}}$ вынос железа уменьшается, но все же имеет место, т.е. и в этих случаях существует возможность образования его гидроксидов, но в меньшей степени, чем в бессульфидной обстановке.

Об одновременном формировании дисульфидов и гидроксидов железа свидетельствуют и наблюдения в шлифах (см. фиг. 5, в). На микрофотографии видно, что осветленный участок лимонитизированного глинистого цемента песчаника с мелкими кристаллами пирита окружен плотной каймой (темное поле на фотографии) желтых порошковатых гидроксидов железа. Подобные соотношения можно объяснить только тем, что формирование дисульфидов сопровождается частичным выносом железа и переосаждением его в виде гётита и гидрогётита, т.е. практически одновременным образованием его дисульфидов и гидроксидов. Это означает, что между процессами оглеения и сульфидного восстановления не существует четкой границы; их можно выделять лишь условно, как крайние проявления природных восстановительных обстановок. Соотношение между количеством новообразованных дисульфидов и гидроксидов Fe определяется балансом между количеством реакционноспособного железа в породах и количеством сероводорода, поступающего в раствор.

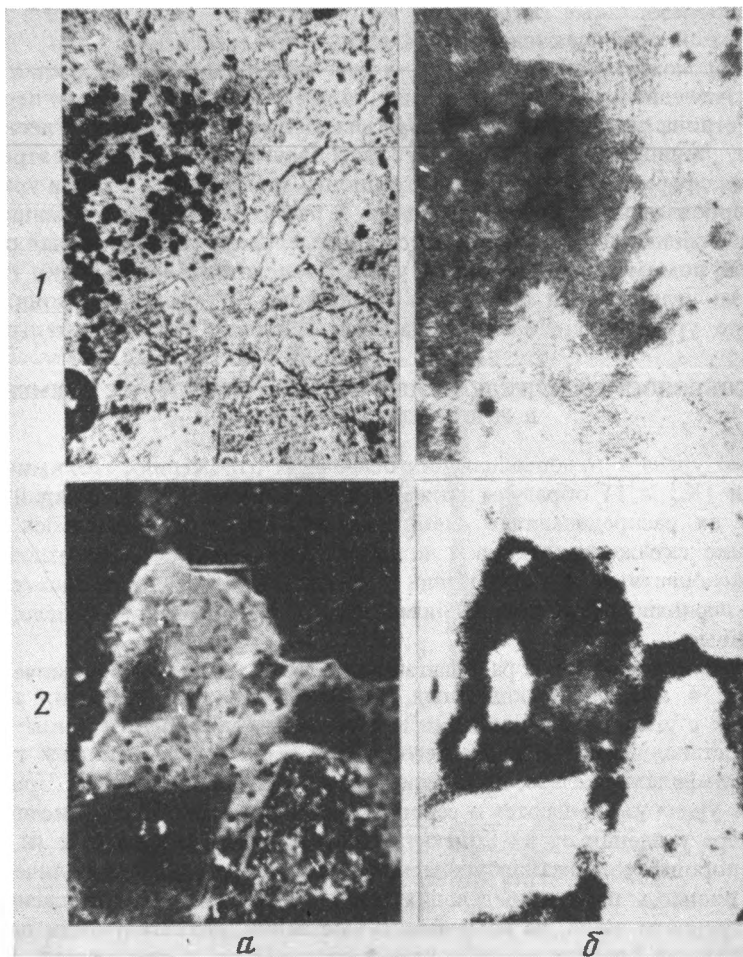
Дополнительную информацию о геохимических особенностях процессов восстановительной стадии дают наблюдения над карбонатизированными породами. Установлено, что формирование минеральных новообразований этой стадии сопряжено с интенсивной коррозией и частичным выносом карбонатов, в частности крупнокристаллического калыцита. В породах, обогащенных углистым веществом, декарбонатизация сопровождается формированием пирита и марказита, на удалении от таких пород она протекает в основном с образованием гидрогётита (см. фиг. 5, з). Часто те и другие минеральные формы Fe в участках декарбонатизации встречаются совместно — среди порошковатых гидроксидов находятся свежие кристаллы пирита, без видимых следов окисления.

В целом преобладающим процессом восстановительной стадии является регионально проявленное бессульфидное восстановление окисленного железа первично-красноцветных и эпигенетически-окисленных пород, которое сопровождается его частичным выносом из слабопроницаемых пород и переотложением в виде гидрогётита в более проницаемых участках. В отложениях, обогащенных углистым органическим веществом, в эту же стадию происходит генерация сероводорода, в результате чего формируются дисульфиды Fe; благодаря диффузии сероводорода образование последних не ограничивается только сероцветными отложениями, ореол их распространения шире, они образуются и в зонах эпигенетически-окисленных пород (где к тому же частично сохраняются органические остатки).

Наиболее поздние восстановительные преобразования пород коррелируются с современной гидрогеохимической обстановкой в депрессии. По данным А.К. Лисицина, ослабленная гидродинамика современного гидрогеологического этапа и пестрый литологический состав отложений рудовмещающей свиты обуславливают неоднородность химического состава подземных вод и отсутствие четкой гидрохимической зональности по площади. Величина pH современных вод колеблется от 6,3 до 9,2, Eh — от +245 до -300 мВ. Спорадически в водах отмечается присутствие H_2S .

Отмеченное выше перераспределение железа при восстановлении пород согласуется со слабощелочной средой, в которой закисное железо при слабо отрицательных величинах Eh легко окисляется и гидролизуется с выпадением гидроксидов железа. Локальное развитие дисульфидов Fe объясняется неравномерным очаговым распределением сероводорода в пластовых водах.

Современные воды депрессии не обладают агрессивными свойствами по отношению к карбонатам. В то же время разрушение и вынос карбонатов (декарбонатизация), интенсивно протекавшие в начале восстановительной стадии, свиде-



Фиг. 6. Распределение урана в минеральных новообразованиях восстановительной стадии по данным осколковой радиографии

а, б – микрофотографии соответственно шлифов и детекторов; *1* – концентрация урана в участке декарбонатизации совместно с пиритом (*а* – микрофотография прозрачного шлифа); *2* – концентрация урана в гидроксидах железа (*а* – микрофотография полированного шлифа в отраженном свете)

тельствуют об относительно кислом характере растворов, что могло быть связано с внедрением в толщу сульфатсодержащих вод в связи с аридизацией климата в регионе на границе J_3 и K_1 . По-видимому, интенсивно протекавшие процессы сульфатредукции в это время приводили к генерации большого количества кислых газов, следствием чего могли быть подкисление растворов и разрушение карбонатов. Очевидно, впоследствии кислотно-щелочная характеристика вод постепенно менялась в сторону их нейтрализации и слабого подщелачивания.

Методом осколковой радиографии установлено, что с минеральными продуктами восстановительной стадии в определенных условиях ассоциирует уран. Так, уран может концентрироваться в участках выделения пирита и марказита, время формирования которых однозначно определяется наложением на окисленные породы или коррозией крупнокристаллического калыдита (фиг. 6, 1). Не менее интенсивно уран концентрируется с "гидроксидами осаждения" (см. фиг. 6, 2). Иногда можно наблюдать, как при растворении урансодержащего каль-

цита новообразованные гидроксиды железа обогащаются ураном. На этой стадии дополнительно обогащаются ураном также углистые остатки.

В целом можно констатировать, что на восстановительной стадии эпигенетических изменений урановое оруденение подверглось дальнейшему переформированию. Регионально развитые в депрессии бессероводородные (глеевые) воды, вероятно, приводили к частичному растворению урана, сконцентрированного в залежах, сформированных инфильтрационными водами, а также и урана, связанного с карбонатизированными породами. В очагах активно протекавшей сульфатредукции возникала слабокислая восстановительная сероводородная обстановка, в которой помимо восстановления урана происходила его сорбция гидроксидами железа, углистыми и глинистым веществом [9]. Наиболее активно перераспределение урана происходило в начальный период восстановительной стадии.

ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ УРАНА И РЯДА ДРУГИХ ЭЛЕМЕНТОВ В РУДОНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ

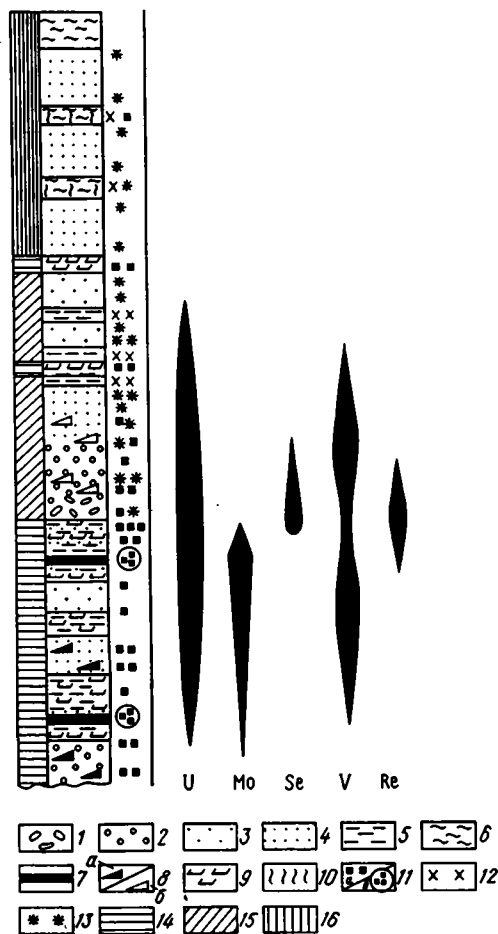
Помимо урана в рудовмещающих осадочных отложениях геохимические концентрации ($K_k > 1$) образуют также молибден, селен, рений, ванадий, германий. Характер их распределения в схематизированном виде представлен на фиг. 7. На колонке скважины показаны литолого-геохимические типы отложений: первично-красноцветные (впоследствии восстановленные), первично-сероцветные, а также первично-сероцветные эпигенетически-окисленные и впоследствии восстановленные.

Урановые концентрации располагаются в двух литолого-геохимических типах отложений: в первично-сероцветных, где урановая минерализация ассоциирует в основном с углистыми остатками и дисульфидами железа, а также в окисленных и восстановленных, где она ассоциирует с новообразованными гидроксидами и дисульфидами железа, наложенными на окисленные породы. При этом концентрации урана уменьшаются в сероцветных и эпигенетически-окисленных породах по мере удаления от их контакта. В первично-красноцветных (и восстановленных) породах содержания урана не превышают кларковых количеств. Таким образом, процессы перераспределения урана, протекавшие на протяжении длительного пострудного этапа, не изменили существенно закономерности первоначальной локализации оруденения на контакте сероцветных и эпигенетически окисленных пород, но привели к появлению новых минеральных ассоциаций и усложнению морфологии рудных залежей за счет наложения урана на окисленные породы. Отмеченные особенности распределения урана значительно отличаются это месторождение от близких по генезису близсовременных инфильтрационных месторождений, где рудные концентрации локализуются только в сероцветных (неокисленных) породах.

Определение молибдена спектральным методом показали широкий диапазон его содержаний от 10^{-4} до $2 \cdot 10^{-1}\%$. При этом в вышекларковых количествах молибден встречается только в сероцветной части рудовмещающей толщи. В эпигенетически-окисленных (впоследствии восстановленных) породах, как правило, его содержания не превышают $2 \cdot 10^{-4}\%$ (что соответствует кларку в осадочных породах).

Как известно, молибден является одним из спутников урана на пластовых инфильтрационных месторождениях. В изученном случае, концентрируясь в породах, богатых органическим веществом, на первой, окислительной стадии эпигенетических преобразований молибден не участвует в процессах перераспределения, чем отличается от урана, образующего разностадийные концентрации. Характерно, что молибден не концентрируется в гидротермально измененных карбонатизированных породах.

Химическое определение селена показало, что его содержание в рудовмещающих отложениях колеблется от 10^{-6} до $10^{-2}\%$, преобладают значения $10^{-5} - 10^{-4}\%$.



Фиг. 7. Схема распределения элементов в рудовмещающей толще.

Литологический состав отложений: 1 – галька, галечники, конгломераты; 2 – гравий, гравийники, гравелиты; 3 – песок, песчаники средне- и крупнозернистые; 4 – песок, песчаники мелкозернистые; 5 – алевроит, алевролиты; 6 – глина; 7 – углистые прослои; 8 – углефицированные растительные неокисленные (а) и окисленные (б) обломки; 9 – растительный детрит; 10 – корневые остатки. *Основные аутигенные минералы:* 11 – пирит: мелкокристаллические (а) и крупнокристаллические (б) выделения; 12 – гидроксиды Fe окислительной стадии; 13 – гидроксиды Fe восстановительной стадии. *Литолого-геохимические типы отложений:* 14 – первично-сероцветные; 15 – первично-сероцветные эпигенетически-окисленные и восстановленные; 16 – первично-красноцветные эпигенетически-восстановленные

Установлено, что пробы с содержанием селена $n \cdot 10^{-2}\%$ встречаются в пределах ураноносных интервалов, вблизи контактов сероцветных, обогащенных органическим веществом отложений с зеленовато-серыми (эпигенетически-окисленными и восстановленными) песчаниками; иногда селеноносные породы обогащены гидроксидами железа. Известно, что селен, как и молибден, является членом окислительной зональности пластовых инфильтрационных месторождений. Закономерности локализации селена, по-видимому, определились на окислительной стадии эпигенетических преобразований; последующие процессы не привели к его перераспределению.

По данным химических определений рения, выполненных в лаборатории РО ИГЕМ АН СССР под руководством В.Д. Сидельниковой, содержания его в рудовмещающих отложениях находятся в пределах от $< 1 \cdot 10^{-5}$ до $5,3 \cdot 10^{-5} \%$ при кларке в осадочных породах $10^{-7} \%$. Все пробы, в которых содержания Re превышают $1 \cdot 10^{-5} \%$, расположены вблизи контакта сероцветных и эпигенетически-окисленных пород, в пределах интервалов с повышенными содержаниями урана. Одна проба относится к карбонатизированным породам.

Установлено, что Re в пластово-инфильтрационных месторождениях концентрируется на восстановительном геохимическом барьере совместно с ураном, хотя прямой количественной связи между этими элементами не обнаруживается [11]. Положение концентраций рения ($> 1 \cdot 10^{-5} \%$) вблизи границы эпигенетически-окисленных и неокисленных пород не противоречит предположению о том, что этот элемент являлся спутником урана в инфильтрационном процессе: последующие преобразования пород, по-видимому, не изменили пространственного положения его концентраций.

Спектральным анализом ванадия в рудовмещающих отложениях определяется практически повсеместно в пределах $10^{-3} \%$ (при кларке $1,3 \cdot 10^{-2} \%$). На этом фоне встречаются отдельные интервалы пород, где содержание ванадия повышается до 0,01%, достигая в отдельных пробах 0,15%. Такие содержания связаны с сероцветными породами, обогащенными углистым детритом, но, кроме того, отмечаются в породах, обогащенных скоплениями гётита ("гидроксидов осаждения"). При этом они могут совмещаться с урановым оруденением, а также встречаться и вне его контуров.

Поведение ванадия в геохимических процессах определяется тремя его особенностями: переменной валентностью и различными свойствами разновалентных атомов; биофильностью; химическим родством с элементами семейства железа, что приводит к большому разнообразию обстановок его концентрирования [16]. Известно также, что руды ряда урановых пластово-инфильтрационных месторождений обогащены ванадием.

Отмеченные особенности распределения ванадия в рудовмещающих отложениях позволяют считать, что этот элемент являлся спутником урана при инфильтрационном рудообразовании; он также соосаждался с гидроксидами Fe на восстановительной стадии эпигенетических преобразований.

Для рудовмещающих отложений характерна очень высокая контрастность в содержаниях германия. Если фоновые содержания в породах рудоносной свиты находятся за пределами чувствительности спектрального анализа ($< 1 \cdot 10^{-4} \%$) или составляют $1 - 3 \cdot 10^{-4} \%$, то в маломощных прослоях углей его содержание увеличивается на три порядка и достигает 0,02–0,08%.

Свойство германия концентрироваться в углях на разных стадиях преобразования пород широко известно. В разбираемом случае концентрирование германия в угольных прослоях соответствующих благоприятных фаций также, по-видимому, не связано с эпигенетическим урановорудным процессом.

Таким образом, основную группу химических элементов, образующих геохимические концентрации в рудоносных горизонтах, контурах или вблизи урановорудных залежей, составляют элементы — характерные спутники урана в пластовом инфильтрационном процессе: Mo, Se, Re, V, что еще раз указывает на принадлежность месторождения к этому генетическому типу.

Локализация повышенных содержаний молибдена, селена, рения в рудовмещающей толще, вероятно, полностью определилась на стадии окислительных процессов; концентрация ванадия, помимо того, происходила и на восстановительной стадии. Германий, образующий высокие концентрации в угольных прослоях, вероятно, накапливался в них при диагенезе осадков, вне связи с урановорудным процессом.

На протяжении длительного пострудного этапа (K_1-Q) урановое оруденение, сформированное в аллювиальных сероцветных отложениях процессами пластового окисления, так же как и рудовмещающие породы, подверглось воздействию различных процессов и претерпело существенные преобразования.

На этапе тектонической активизации из гранитного фундамента депрессии в осадочный чехол произошло внедрение гидротермальных углекислых растворов. С деятельностью этих растворов связано формирование двух минеральных ассоциаций: гематит-кальцитовой и гётит-хлоритовой, имеющих локальное развитие в осадочной толще. Внедряющиеся растворы не были рудоносными, с ними не связано привноса урана и других рудных элементов (кроме железа), образующих геохимические концентрации в осадочной толще. В то же время под их воздействием происходили частичное растворение ранее сформированного уранового оруденения и переосаждение урана совместно с кальцитом и гематитом, что привело к некоторому пространственному перемещению урановых концентраций, так как отдельные рудоносные интервалы, связанные с карбонатизированными породами, располагаются вне контуров первоначальных рудных залежей.

После периода активизации и внедрения термальных трещинных вод в условиях платформенного тектонического режима урановое оруденение подверглось дальнейшему преобразованию.

Гидрогеохимическая обстановка в депрессии на протяжении этого этапа несколько менялась в кислотно-щелочном отношении, но оставалась восстановительной (бескислородной), сульфидно-глеевой. При этом происходили частичное растворение ранее созданных (как на стадии гипергенных окислительных, так и гидротермальных процессов) концентраций урана и активное концентрирование его совместно с новообразованными дисульфидами и гидроксидами железа. Это привело не только к появлению новых рудных ассоциаций, но и к изменению морфологии рудных залежей в результате наложения урана на ранее окисленные породы.

Таким образом, современный облик рудовмещающих пород и характер оруденения изученного месторождения являются результатом сложного сочетания и взаимодействия различных эпигенетических процессов, как экзогенных, так и гипогенных (гидротермальных), причем на разных этапах геологического развития роль этих процессов была различной.

Список литературы

1. Белый В.М., Виноградов В.И., Зеленова О.И. и др. Поведение изотопов серы при формировании экзогенных эпигенетических месторождений урана // *Очерки геохимии отдельных элементов*. М.: Наука, 1973. С. 335–349.
2. Борисенко Е.Н. Геохимия глеевого катагенеза в породах красноцветной формации. М.: Наука, 1980. 163 с.
3. Гидрогенные месторождения урана. Основы теории образования / Под ред. А.И. Перельмана. М.: Атомиздат, 1980. 270 с.
4. Данилевич А.М., Кириков А.Д., Пашуков В.В. Метод радиационных дефектов // *Методы изучения урановых месторождений в осадочных и метаморфических толщах*. М.: Недра, 1985. С. 242–248.
5. Кондратьева И.А. Строение окислительной рудоконтролирующей зональности пластовых инфильтрационных урановых месторождений // *Генезис редкометалльных и свинцово-цинковых стратиформных месторождений*. М.: Наука, 1986. С. 199–214.
6. Кондратьева И.А., Зеленова О.И., Комарова Г.В., Лисицын А.К. Морфология уранового оруденения на пластовых гидрогенных месторождениях // *Условия образования месторождений редких и цветных металлов*. М.: Наука, 1982. С. 234–245.
7. Кондратьева И.А., Комарова Г.В. Изучение эпигенетических изменений рудовмещающих осадочных пород // *Методы изучения урановых месторождений в осадочных и метаморфических толщах*. М.: Недра, 1985. С. 86–95.

8. *Коровушкин В.В.* Применение ядерного гамма-резонанса для решения урановых месторождений в осадочных и метаморфических толщах. М.: Недра, 1985. С. 239–242.
9. *Лисицин А.К.* Гидрогеохимия рудообразования. М.: Недра, 1975. 247 с.
10. *Лисицин А.К., Кондратьева И.А., Комарова Г.В.* О методах генетической интерпретации эпигенетических изменений осадочных пород // Литология и полез. ископаемые. 1975. № 4. С. 100–105.
11. *Максимова М.Ф., Шмариович Е.М., Рехарская В.М.* Рений – сопутствующий компонент урановых инфильтрационных месторождений // Разведка и охрана недр. 1983. № 8. С. 12–16.
12. *Мельников И.В., Берзина И.Г.* Некоторые особенности поведения урана при формировании уран-молибденовых месторождений // Атомная энергия. 1973. Т. 35. Вып. 1. С. 37–41.
13. *Перельман А.И.* Геохимия эпигенетических процессов (зона гипергенеза). М.: Недра, 1968. 330 с.
14. *Расулова С.Д., Яшунский Ю.В., Максимов И.Б.* Роль вмещающих пород в формировании пластово-инфильтрационного месторождения в аллювиальных песчанниках // Литология и полез. ископаемые. 1982. № 3. С. 80–93.
15. *Серебренников В.С., Максимова И.Г.* К механизму осаждения урана из углекислых минеральных вод // Геохимия. 1976. № 10. С. 1542–1549.
16. *Холодов В.Н.* Осадочный рудогенез и металлогения ванадия. М.: Наука, 1973. 261 с.
17. *Холодов В.Н., Лисицин А.К., Комарова Г.В., Кондратьева И.А.* Об эпигенетической зональности уранового оруденения в нефтеносных карбонатных породах // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. № 11. С. 50.
18. *Шмариович Е.М.* Методические приемы выделения эпигенетических новообразований окислительного и восстановительного характера в осадочных породах // Сов. геология. 1973. № 4. С. 63–73.
19. *Шмариович Е.М., Кисляков Я.М., Столяров А.С.* О диагностике зон пластового окисления // БМОИП. Отд. геол. 1977. Т. 52. Вып. 3. С. 87–98.
20. Экзогенные эпигенетические месторождения урана (условия образования) / Под ред. А.И. Перельмана. М.: Атомиздат, 1965. 324 с.

Институт геологии рудных
месторождений, петрографии,
минералогии и геохимии АН СССР,
Москва

Поступила в редакцию
15. IV. 1991

УДК 552.14:553.495:556.114,679

© 1992 г. Шмариович Е.М., Гольдштейн Р.И., Салмин Ю.П.,
Фишелева Л.И., Бровин К.Г., Натальченко Б.И.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ МИКРОЭЛЕМЕНТОВ В РУДОФОРМИРУЮЩИХ ПЛАСТОВЫХ ВОДАХ ИНФИЛЬТРАЦИОННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

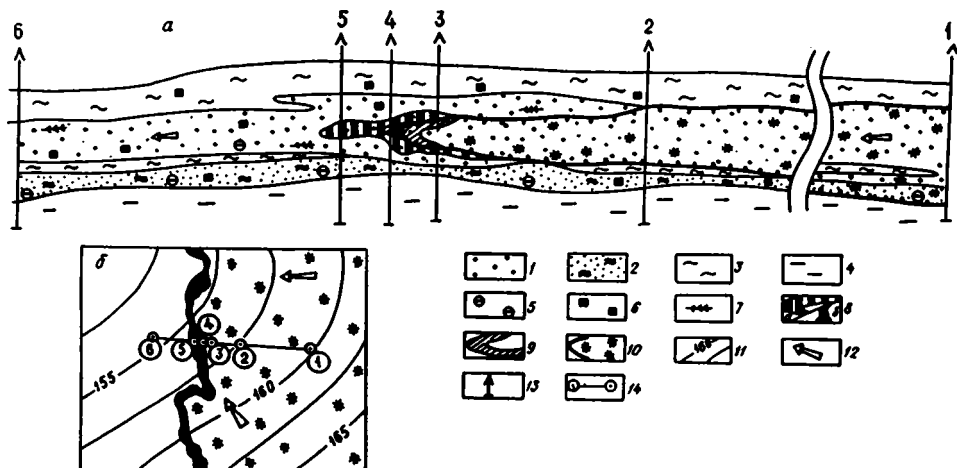
Изложены результаты многокомпонентных гидрогеохимических исследований, выполненных на пластово-инфильтрационном месторождении с применением высокочувствительных методов атомно-абсорбционного и нейтронно-активационного (с радиохимической подготовкой) анализа. Показано, что на фронте зоны пластового окисления пиритсодержащих малокарбонатных пород вследствие снижения величины рН водных растворов последние обогащаются щелочными землями, редкоземельными и халькофильными элементами, пересажая их в сопредельной ураново-рудной зоне на щелочном, восстановительном и сероводородном геохимических барьерах.

В ряде работ, опубликованных в последние годы [8, 15–17], показано, что руды инфильтрационных месторождений, сформированные кислородными пластовыми водными растворами, нередко являются полиэлементными и содержат помимо урана и его спутников – элементов с переменной валентностью (Se, Re, иногда Mo, V) эпигенетические накопления скандия, иттрия, лантаноидов и некоторых других гидролизатов. Наиболее широкий спектр сопутствующих металлов, включающий халькофилы и многие элементы-гидролизаты, устанавливается в экзогенных эпигенетических рудах, связанных с юрскими бурями углями [4, 14] и углесодержащими песчаными породами в погребенных нижнемеловых и миоценовых палеодолинах [5].

Вместе с тем данные, изложенные в перечисленных работах, ограничивались информацией о наличии и распределении комплекса элементов в рудах и околорудно-измененных породах, а также обсуждением термодинамических предпосылок вовлечения этих элементов в миграцию и их осаждения при пластово-инфильтрационном процессе. В них в связи с отсутствием соответствующих аналитических определений остались не освещенными изменения концентраций элементов в самих рудоформирующих пластовых водах и особенности их распределения в профиле рудоконтролирующей гидрогеохимической зональности.

В последние годы в связи с решением вопросов охраны окружающей среды практически на всех эксплуатируемых и разведываемых инфильтрационных месторождениях урана начали проводиться исследования пластовых вод для определения растворенных в них микроэлементов. Сводного геологического документа, подводящего итог этой очень важной в практическом отношении работы, пока не существует. Восполнению этого пробела и посвящена настоящая статья.

В качестве эталонного для характеристики поведения в инфильтрационных пластовых водах комплекса металлов выбрано одно из наиболее детально изученных селен-урановое месторождение в песчаных отложениях нижней пачки маастрихта, расположенное в северо-восточном борту артезианского бассейна син-клизного типа и являющееся южным продолжением месторождения, описанного в работах [12–13]. Рудовмещающие осадки, относящиеся к русловым (стречневому, пристречневому и припойменному) литогенетическим типам, представлены средне- и крупнозернистыми косослоистыми хорошо сортирован-



Фиг. 1. Строение (а) и положение на площади (б) изученного профиля гидрогеохимической зональности на месторождении в аллювиальных отложениях нижней пачки маастрихта (соотношение вертикального и горизонтального масштабов 1:10)

1 – песок; 2 – глинистый песчаник; 3 – глина; 4 – красноцветный и зеленоцветный алевролиты; 5 – проявления "гороховидной" карбонатной цементизации песчаника; 6 – дисульфиды Fe (II); 7 – углистый детрит; 8 – урановое оруденение (а – в разрезе, б – в плане "мешковая часть"); 9 – селеновое оруденение; 10 – зона пластового окисления и ее границы; 11 – гидроизопезы маастрихтского водоносного горизонта; 12 – направление движения пластовых вод; 13 – гидрогеохимические скважины; 14 – положение профиля гидрогеохимических скважин

ными полевошпат-кварцевыми (кварца до 90%) песками, часто содержащими катуны и прослои пойменных глин преимущественно гидрослюдистого состава. В неизменном состоянии они имеют серую или голубовато-серую окраску; в них присутствует тонкорассеянный углистый детрит (содержание $C_{орг}$ 0,03–0,2%, у контакта с пойменными глинами – до 0,5%) и диагенетические дисульфиды железа – преимущественно фромбидальный пирит (содержание $S_{пир}$ обычно 0,04–0,2%; контакта с глинами – до 0,4%); реже встречаются крупные обломки углефицированной древесины, частично замещенные пиритом или марказитом. Ощутимой примеси карбонатного вещества в песках, как правило, не отмечается (содержание CO_2 от 0,2 до менее 0,1%), хотя в подошве рудовмещающего водоносного горизонта иногда встречаются линзы песчаников со слабой доломит-кальцитовой "гороховидной" цементацией.

Месторождение располагается в области изменения простираения гидроизопез с северо-восточного на близмеридиональное и далее на северо-западное в связи с усиливающейся ролью местной молодой области питания на северо-востоке (фиг. 1). Простираение фронта зоны пластового окисления, контролирующего рудную полосу, близко к меридиональному. Породы зоны пластового окисления обладают буровато-, светло- и белесо-желтой окраской (в окисленных прослоях карбонатных песчаников – пятнистые, часто розово-красные) и характеризуются небольшим дефицитом железа ($Fe_{вал}$ в среднем 0,55 против 0,63% в стрегневых песках и 0,72 против 0,90% в пристрежневых) по сравнению с литологически однотипными неизменными сероцветами. Отмечается также вынос из пластово-окисленных пород некоторой доли карбонатного вещества, выраженный коррозией и частичным растворением кальцит-доломитовых "горошин".

К роллоподобной эпигенетической зоне урановых руд, представленных смесью оксидов U(IV) и коффинита, со стороны зоны пластовой лимонитизации примыкает, как обычно, селеновое оруденение (см. фиг. 1, а), сложенное в основном самородным гамма-селеном и по масштабам приближающееся к урановому.

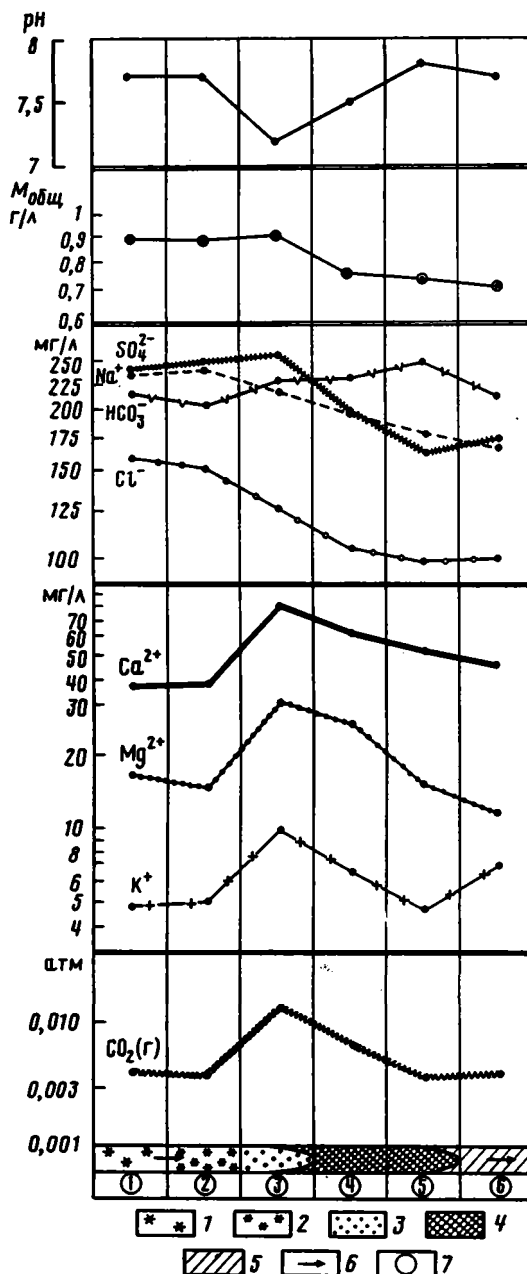
Руды обогащены рением (до десятых долей грамма на тонну); признаков молибденового и ванадиевого оруденения на месторождении не установлено.

В ураново-рудной зоне отмечается присутствие глобулярного эпигенетического пирита, образующего сростания с тонкодисперсными оксидами урана и содержащего микропримесь Zn, Pb, Ag, Tl, Ni, Co, As и некоторых других элементов. Здесь же под электронным микроскопом устанавливаются новообразования микрозернистого кварца, покрывающего поверхность обломочных зерен и опала, создающие сростания с кофенинитом, а также эпигенетические выделения слоистых гидроалюмосиликатов, чаще всего однослойных гидрослюд [2], и мелкие обособления калыцита, более поздние по отношению к диагенетическим минералам и предположительно связанные с пластово-инфильтрационным рудогенезом. Урановые руды обладают повышенными (в 1,5–5 раз относительно фона неизмененных пород) концентрациями скандия, иттрия и ряда лантаноидов, минеральные формы или минералы-носители которых пока не выявлены.

Отбор проб пластовых вод на анализ макрокомпонентного солевого и микрокомпонентного состава производился из гидрогеологических скважин, пробуренных в различных частях профиля гидрогеохимической и соответственно рудоконтролирующей эпигенетической зональности (см. фиг. 1). Пробы 1 и 2 были отобраны из тыловой и средней частей зоны пластовой лимонитизации, проба 3 — из самой передовой части этой зоны с присутствием урановых руд в ее кровле и подошве; пробы 4 и 5 — в "мешковой" части ураново-рудного тела (соответственно в тыловой подзоне рядовых руд и передовой подзоне бедных руд и ореола); проба 6 — в сероцветных безрудных песках, на удалении от выклинивания зоны лимонитизации и ураноносной полосы. Пробы отбирали после предварительной прокачки скважин глубинным пробоотборником. Замеры величины pH вод производили на месте потенциометром И-102, после чего осуществляли консервацию проб чистой азотной кислотой.

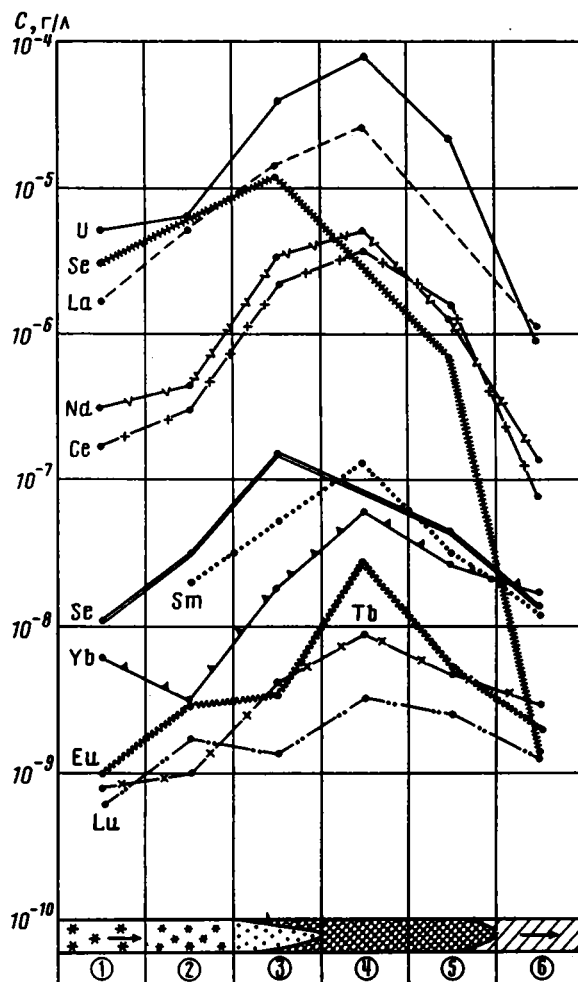
В водных пробах общепринятыми способами определяли величины pH, общей минерализации, содержаний компонентов, входящих в состав формулы Курлова, концентраций урана и селена, рассчитывали ионную силу растворов, коэффициенты активности ионов и фугитивность CO_2 . Определение Ca, Mg, Na, K, Sr, Ba, Fe, Mn, Cr, Zn, Mo, Cu, Be, Ag, Au, As, V, Al, Ni, Co, Cd, Pb производили атомно-абсорбционным методом на спектрофотометрах фирм "Хитачи" и "Перкин-Элмер" в Институте геологии и геофизики АН УзССР; к сожалению, концентрации пяти последних элементов во всех пробах, а также Mo, Au, Cr, Be в большинстве из них оказались ниже предела определения.

В ВИСе был проведен нейтронно-активационный анализ (НАА) сухих остатков тех же вод с групповым радиохимическим выделением радионуклидов с добавлением соответствующих носителей. В основу этого анализа была положена методика многокомпонентного НАА горных пород с радиохимическим выделением 25 литофильных элементов, прошедшая метрологическую экспертизу и аттестованная НСАМ для проведения анализа по категории III в 1987 г. (инструкция НСММ № 241-х/яф). Применение группового разделения резко снизило взаимное мешающее влияние, особенно от продуктов деления урана, и оно оказалось значимым только для лантана, церия и неодима. Для еще большего уменьшения этого влияния в результаты определения этих легких РЗЭ вводилась поправка через эквивалентные величины концентраций; урана не должно быть больше, чем неодима или церия в 10–20 раз, а лантана — в 50–80 раз. Облучение проб и образцов сравнения в потоке тепловых нейтронов ядерного реактора (флюенс $5 \cdot 10^{18}$ нейтр/с) при времени "остывания" не менее 5 сут и при исследовании гамма-спектров на коаксиальном германиевом полупроводниковом детекторе с объемом не менее 40 см^3 позволили получить нижние пределы определяемых концентраций элементов на уровне 10^{-6} – 10^{-9} г/л. В качестве итогового принималось среднее значение из двух определений из разных навесок сухого остатка. На уровне фоновых и выше концентраций были определены уран, селен,



Фиг. 2. Распределение величин pH, общей минерализации, концентраций SO_4 , HCO_3 , Cl , Na , K , Ca , Mg в пластовых водах рудоконтролирующей эпигенетической зональности на инфильтрационном селен-урановом месторождении в аллювиальных песках верхнего сенона

1-3 - подзоны окисления (1 - полного, 2 - неполного, 3 - частичного); 4 - зона уранового оруденения; 5 - сероцветные безрудные породы; 6 - направление движения пластовых вод; 7 - номера водных проб, отобранных из гидрогеологических скважин



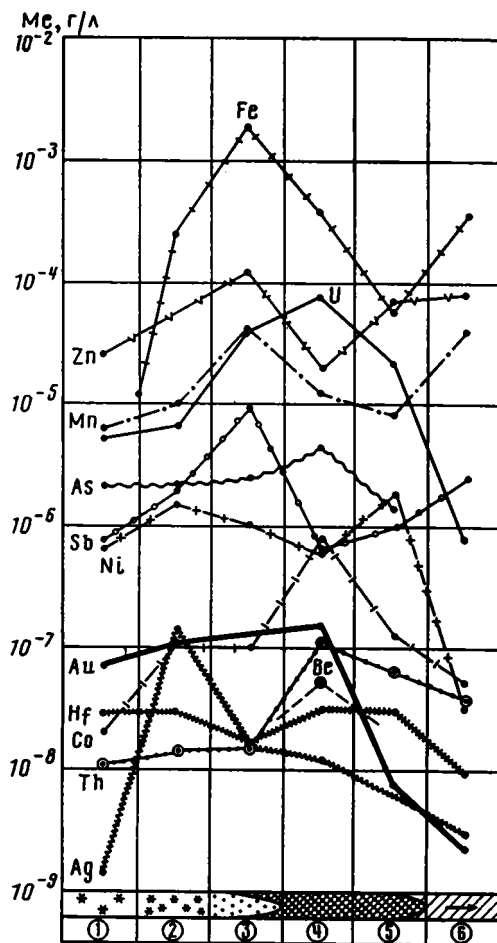
Фиг. 3. Распределение урана, селена, скандия, лантана, церия, неодима, самария, европия, тербия, иттербия, лютеция в пластовых водах рудоконтролирующей эпигенетической зональности на том же месторождении. Условные обозначения см. на фиг. 2

железо, кобальт, никель, скандий, цинк, серебро, золото, лантан, церий, неодим, самарий, европий, тербий, иттербий, лютеций, рубидий, цезий, барий, стронций.

Результаты совокупности выполненных аналитических работ отражены на фиг. 2–4. В профиле рассматриваемой гидрогеохимической зональности (см. фиг. 2) отчетливо просматриваются две тенденции.

Первая тенденция — это снижение величины общей минерализации пластовых растворов в направлении их фильтрации (от 0,89 в тыловой части профиля до 0,70 г/л в передовой), что обусловлено, по-видимому, наличием в относительно глубоких частях данного артезианского бассейна более пресных вод, обязанных длительному действию древнего трансрегионального пластового потока. Видно, что опреснение растворов обусловлено понижением прежде всего содержания натрия (от 237 до 169 мг/л) и хлора (от 158 до 100 мг/л); соответственно величина ионной силы растворов уменьшается от 0,0165 до 0,0128.

Вторая особенность — это возрастание в водах передовой части зоны пластовой лимонитизации содержания иона SO_4^{2-} от 240 до 255,4 мг/л, вызванное,



Фиг. 4. Распределение микроэлементов в пластовых водах рудо-контролирующей эпигенетической зональности. Условные обозначения см. на фиг. 2

очевидно, окислением дисульфидов Fe(II), и резкое снижение (до 165 мг/л) этих содержаний в пределах ураново-рудной зоны, обязанное биогенной сульфатредукции. Увеличение степени сульфатности водных растворов на фронте продвижения зоны пластового окисления пиритосных малокарбонатных пород обуславливает снижение величины pH вод от 7,7 до 7,2 с последующим возрастанием щелочности среды до первоначальной в сопредельной зоне биохимического восстановления сульфатов и уранонакопления.

В локальных участках окисляющихся пород (в частности, в интервале между скважинами с пробам 3 и 4) величина pH среды, вероятно, может быть и более низкой. Так, по данным, приведенным в работах А.К. Лисицина, величина pH пластовых вод в не полностью окисленных сероцветных породах с точечной лимонитизацией может опускаться до 6,5 и ниже, причем начало окисления дисульфидов Fe(II) выражается также в появлении в водах закисного железа и углекислого газа [6, с. 169–170]. Между тем, согласно расчетам, выполненным с применением ЭВМ [18], в условиях активности $\Sigma\text{CO}_2 \approx 10^{-2,55}$ моль/кг H_2O при полном израсходовании свободного кислорода (8 мг/л) на окисление пирита значение pH пластовых вод, первоначально составлявшее 7,7, понижается до 7,2, что отвечает замеренному показателю.

Данные, приведенные на фиг. 2, свидетельствуют о том, что подкисление растворов на фронте зоны пластовой лимонитизации сопровождается ростом содержаний HCO_3^- с 206 до 220 мг/л (дальнейшее повышение концентрации этого иона в ураново-рудной зоне до 251 мг/л, вероятно, обусловлено сдвигом карбонатного равновесия при подщелачивании вод), кальция с 39 до 80, магния с 14 до 32, калия с 5 до 10 мг/л. Это возрастание, по существу, фиксирует наличие слабовыраженных процессов кислотного выщелачивания окисляющихся пород, растворения и выноса из них карбонатного вещества, щелочных и щелочно-земельных элементов. Об этом же свидетельствует увеличение перед рудной зоной рассчитанных нами значений фугитивности газообразной углекислоты — от 0,004 до 0,0132 атм.

Видно также, что в водах ураново-рудной зоны, сменяющей по направлению потока пластово-окисленную, концентрации перечисленных компонентов снижаются до первоначальных величин, мг/л: кальция до 46, магния до 12, калия до 4,6, фугитивность CO_2 — до 0,004 атм. Следовательно, можно полагать, что на рудном отрезке профиля зональности в результате уменьшения сульфатности пластовых вод и их подщелачивания осуществляется (правда, в ограниченных масштабах) осаждение карбонатов Ca и Mg и образование эпигенетических гидрослюд (связывание K). Это согласуется с данными электронно-микроскопическими наблюдениями [2] и для карбонатного вещества подтверждается простейшими термодинамическими расчетами. Так, в водах тыловых частей зоны пластового окисления расчетное произведение активностей ионов Ca^{2+} и CO_3^{2-} составляет $10^{-8,40}$ (проба 1) — $10^{-8,38}$ (проба 2) при произведении растворимости CaCO_3 , равном $10^{-8,36}$, т.е. воды здесь находятся в равновесии с кальцитом. В передовой же части зоны лимонитизации (проба 3) они становятся недонасыщенными рассматриваемыми компонентами ($a_{\text{Ca}^{2+}} \cdot a_{\text{CO}_3^{2-}} = 10^{-8,54}$) и должны растворять карбонат кальция, а в зоне уранового оруденения — оказываются перенасыщенными ими (величина $a_{\text{Ca}^{2+}} \cdot a_{\text{CO}_3^{2-}}$ в пробе 4 составляет $10^{-8,28}$, в пробе 6 — $10^{-8,28}$), т.е. должны отлагать кальцит, причем более явно это переосаждение будет происходить в передовой части рудного ролла, где щелочность пластовых вод достигает исходной (pH 7,7).

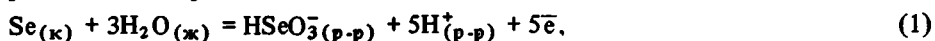
Таким образом, результаты анализа изменения макрокомпонентного состава современных пластовых вод позволяют зафиксировать существование локальной области возрастания кислотности окисляющих растворов и примыкающей к ней области совмещенных восстановительного и щелочного геохимических барьеров.

Как видно на фиг. 3, на фронте зоны пластового окисления и в тыловой части рудной зоны содержание урана в водах возрастает от $5 \cdot 10^{-6}$ до $8 \cdot 10^{-5}$ г/л; далее, очевидно, происходит его восстановительное осаждение, и в неизменных сероцветных породах замеренная величина C_U составляет $9 \cdot 10^{-7}$ г/л. Полученный график вполне согласуется с опубликованными данными изучения гидрогеохимических профилей на других пластово-инфильтрационных месторождениях, где в тыловой части зоны рудоотложения фиксировались, однако, и гораздо более высокие концентрации водно-растворенного урана — до $n \times 10^{-3}$ г/л.

Сходным образом, но более контрастно, проявляют себя в гидрогеохимической зональности концентрации селена, максимум ($1,2 \cdot 10^{-5}$ г/л) которых приходится на подзону частичного окисления пиритонесных пород, т.е. смешен относительно максимума C_U в тыловую часть профиля. Далее следует очень резкий спад содержаний водно-растворенного селена, которые в пробе 6 составили ничтожную ($1,3 \cdot 10^{-9}$ г/л) величину.

К сожалению, достоверных замеров значений Eh для исследованных водных проб нами не получено. Однако эти значения можно оценить косвенным образом — путем расчетов равновесий минеральных фаз селена $\text{Se}_{(к)}$ и урана $\text{UO}_{2(к)}$ с их преобладающими растворенными формами. Так, для условий пробы 3, где, как можно полагать, пластовые воды насыщены селеном при pH 7,2 в соответствии

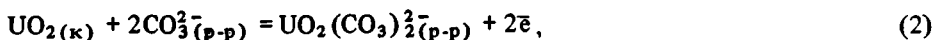
с уравнением полуреакции¹:



$$\text{Eh} = 0,780 + 0,01475 \lg a_{\text{HSeO}_3^-} - 0,074 \text{pH}. \quad (1a)$$

При $C_{\text{Se}} = 1,2 \cdot 10^{-5}$ г/л, pH 7,2 и ионной силе $0,0188 \lg a_{\text{HSeO}_3^-} = -6,88$ и $\text{Eh} = +148$ мВ.

Для передовой части рудной зоны, где фиксируется восстановительное осаждение из пластовых вод урана (проба 4), величина Eh может быть оценена путем решения уравнений:



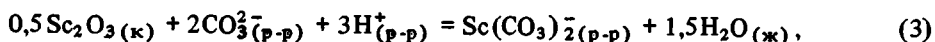
$$\text{Eh} = -0,080 - 0,059 \lg a_{\text{CO}_3^{2-}} + 0,0295 \lg a_{\text{UO}_2(\text{CO}_3)_2^{2-}}, \quad (2a)$$

откуда при $a_{\text{CO}_3^{2-}} = 10^{-4,97}$ и $a_{\text{UO}_2(\text{CO}_3)_2^{2-}} = 10^{-8,43}$ моль/кг H_2O $\text{Eh} = -35$ мВ.

В работах [15–18] было показано, что вероятное снижение величины pH вод при пластовом окислении пиритовых (или угленосных) малокарбонатных пород обуславливает частичное выщелачивание комплекса редкоземельных элементов и их переосаждение в ураново-рудной зоне с обогащением последней относительно неизменных сероцветов от 1,5 до 15 раз. Это находит подтверждение в результатах выполненных нами гидрогеохимических определений концентраций La, Ce, Nd, Sm, Eu, Tb, Yb, Lu (см. фиг. 3). Они образуют четкие максимумы в передовой части пластово-окисленной (тыловой) части ураново-рудной зоны, где содержания в водах скандия возрастают с $1,1 \cdot 10^{-8}$ до $1,4 \cdot 10^{-7}$ г/л, т.е. на порядок (вновь снижаясь до $1,5 \cdot 10^{-8}$ в неизменных сероцветах); лантана — с $1,8 \cdot 10^{-6}$ до $3 \cdot 10^{-5}$ г/л, т.е. в 16,7 раз (далее снижаясь до $1 \cdot 10^{-6}$ г/л); церия — с $1,8 \cdot 10^{-7}$ до $4,0 \cdot 10^{-6}$ г/л, т.е. в 22,2 раза (далее снижаясь до $6,8 \cdot 10^{-8}$ г/л); неодима — с $3 \cdot 10^{-7}$ до $3,4 \cdot 10^{-6}$ г/л, т.е. более чем в 10 раз (далее снижаясь до $1,3 \cdot 10^{-7}$ г/л); самария — с менее $2 \cdot 10^{-8}$ до $1,25 \cdot 10^{-7}$ г/л, т.е. более чем в 6 раз (далее снижаясь до $1,2 \cdot 10^{-8}$ г/л); европия — с $1 \cdot 10^{-9}$ до $2,5 \cdot 10^{-8}$ г/л, т.е. в 25 раз (далее снижаясь до $2 \cdot 10^{-9}$ г/л); тербия — с $9 \cdot 10^{-10}$ до $8,7 \cdot 10^{-9}$ г/л, т.е. почти в 10 раз (далее снижаясь до $3 \cdot 10^{-9}$ г/л); иттербия — с $3,2 \cdot 10^{-9}$ до $5,9 \cdot 10^{-8}$ г/л, т.е. в 18,5 раз (далее снижаясь до $1,8 \cdot 10^{-8}$ г/л); лютеция — с $5 \cdot 10^{-10}$ до $3,2 \cdot 10^{-9}$ г/л, т.е. в 6,4 раза (далее снижаясь по потоку до $1,3 \cdot 10^{-9}$ г/л), причем максимумы концентраций в водах РЗЭ, за исключением скандия, совпадают с максимумом концентраций урана (проба 4).

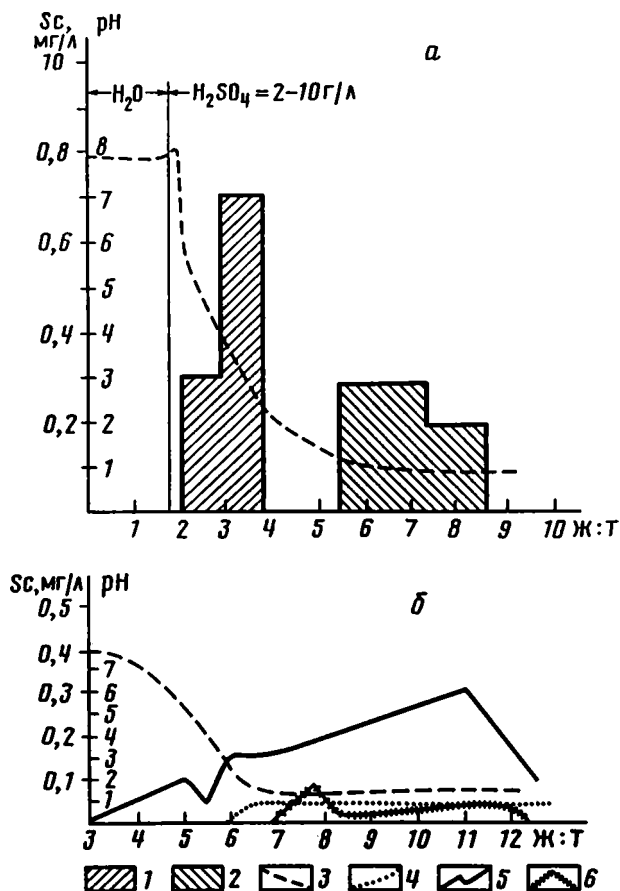
В отличие от графиков, полученных для элементов восстановительного барьера — урана и селена, концентрационные кривые скандия и лантаноидов имеют в целом симметричный характер, что свидетельствует о сугубо местном источнике этих моновалентных металлов и их локальном перераспределении. Нетрудно видеть, что рассматриваемые кривые, хотя и более контрастны в логарифмическом масштабе, но в принципе аналогичны таковым для Ca, Mg, K, $\text{CO}_2(\text{г})$ (см. фиг. 2). При этом наибольшую относительную миграционную способность в области окисления дисульфидов железа и углистого вещества в рассматриваемом случае приобретают легкие лантаноиды, европий и иттербий.

Согласно данным наших публикаций [16, 17], возможные концентрации скандия в природных экзогенных водных растворах ограничиваются в близонейтральных средах равновесием его дикарбонатного комплекса с оксидом, что отражают уравнения:



$$\lg a_{\text{Sc}(\text{CO}_3)_2^{2-}} = 26,20 + 2 \lg a_{\text{CO}_3^{2-}} - 3 \text{pH}. \quad (3a)$$

¹ Необходимые для расчетов термодинамические константы заимствованы из справочника [9] и позднее опубликованных работ.



Фиг. 5. Зависимость концентрации скандия в технологическом растворе ПВ от величины Ж:Т (жидкое к твердому) на фоне изменения при изменении pH раствора на месторождениях в аллювиальных отложениях нижнего (а) и верхнего (б) сенона

1-2 – выход в раствор соответственно эпигенетического и сингенетического скандия; 3 – pH раствора; 4-6 – выход скандия в раствор из песчаных пород (4 – пластово-окисленных, 5 – рудной эпигенетической зоны, 6 – сероцветных безрудных)

Для условий пробы 3, которая, вероятно, фиксирует насыщенность скандием пластовых вод (pH 7,2; $\lg a_{\text{CO}_3^{2-}} = -5,62$), получаем расчетную концентрацию $\text{Sc}(\text{CO}_3)_2 \cdot 1,8 \cdot 10^{-5}$ г/л, которая на два порядка превышает замеренную величину – $1,5 \cdot 10^{-7}$ г/л. Это несоответствие может указывать на то, что присутствие скандия в водных растворах лимитирует не его оксид, практически не встречающийся в природных средах, а другая кристаллическая фаза. Это скорее всего силикат $\text{Sc}_2\text{Si}_2\text{O}_7$, известный как минерал тортвейтит и присутствующий в ряде эндогенных месторождений редкоземельных руд.

Пересаживание редкоземельных элементов в ураново-рудной зоне приводит к обогащению последней их легкорастворимыми формами, что может быть продемонстрировано на примере наиболее изученного в данном случае металла – скандия. Результаты лабораторных и натурных опытов ПВ свидетельствуют о том, что в технологический раствор с концентрациями 0,2–1,0 мг/л из песков поступает главным образом легкоподвижный эпигенетический скандий и лишь небольшая часть прочно связанного (в основном в аксессуориях) сингенетиче-

ского; первый из них выпелачивается при закислении раньше основной массы урана (при pH 4–2), второй – при более жестком режиме кислотности, обычно при pH менее 1,5 (фиг. 5, а), совместно с основной частью урана. Общий процент геотехнологического извлечения скандия из руд пропорционален величине его эпигенетической добавки и обычно не превышает 30. Породный (сингенетический) скандий, как показывают результаты лабораторных испытаний, проведенных с пластово-окисленными и неокисленными безрудными породами (см. фиг. 5, б), выпелачивается лишь в незначительной степени (до 0,1 мг/л, 5–8%). Сказанное, вероятно, в полной мере относится к иттрию и лантаноидам.

Содержания железа в водах, находящиеся в тыловых частях пластово-окисленной зоны (проба 1) ниже предела определения, резко возрастают на замыкании этой зоны, достигая (проба 3) 2,2 мг/л (по данным атомно-абсорбционного анализа – 3 мг/л). Очевидно, это обусловлено одновременным снижением параметров Eh и pH среды в подзоне частичного окисления дисульфидов железа, где последнее переходит в раствор в форме ионов Fe^{2+} , FeOH^+ и частицы FeSO_4^0 . Далее, в пределах зоны уранового оруденения, вероятно, в связи с процессами сульфатредукции и выделения H_2S и HS^- концентрации растворенного железа снижаются до 0,055 мг/л (проба 5), обуславливая эпигенетическую пиритизацию пород; они вновь повышаются (до 0,3 мг/л) в безрудных сероцветных породах, практически лишенных сульфатовосстанавливающей микрофлоры [6–7].

Сходную форму имеет кривая изменения концентраций марганца, увеличивающихся с 0,006 (проба 1) до 0,043 мг/л (проба 3) при подкислении вод на окончании пластово-окисленной зоны с последующим понижением до 0,008 мг/л (проба 5) в ураново-рудной зоне (вероятно, из-за связывания карбонат-ионом) и новым возрастанием в "глеевых" водах неизмененных сероцветов (0,043 мг/л в пробе 6).

Те же особенности характеризуют поведение халькофильных элементов, которым свойственно повышение миграционной способности при усилении кислотности среды и связывание в сульфиды при попадании в ураново-рудную зону генерации H_2S . Это относится, в частности, к цинку, никелю и кобальту, мигрирующим в форме простых катионов и создающим иногда значимые эпигенетические накопления в инфильтрационных урановых рудах; цинк – это один из основных спутников урана на месторождениях в погребенных аллювиальных палеодолинах, песчаные осадки которых богаты углистым веществом [5]. В рассматриваемом случае непосредственно перед зоной осаждения концентрации цинка достигают, г/л: $1,24 \cdot 10^{-4}$, никеля – $1,74 \cdot 10^{-6}$, кобальта – $8,5 \cdot 10^{-7}$ (в исходных кислородных водах соответственно $2,5 \cdot 10^{-5}$; $6,9 \cdot 10^{-7}$; $1,9 \cdot 10^{-8}$).

Несколько по-иному ведет себя серебро, пик концентраций ($1,35 \cdot 10^{-7}$ г/л) в водах которого приходится на подзону неполного окисления, а область начала осаждения, как и для селена, соответствует подзоне частичной лимонизации (см. фиг. 4). Это согласуется с данными о смещении области эпигенетического накопления серебра в сторону окисленных пород (относительно зоны молибден-урановых с рением руд) на ураноугольных месторождениях в юрских депрессиях [4, 14].

Для объяснения этой особенности отметим, что серебро в пластовых кислородных водах на рассматриваемом месторождении вероятно находится преимущественно в форме комплекса AgCl^0 , который превалирует над ионом Ag^+ при величине $a_{\text{Cl}^-} > 10^{-3,32}$ моль/кг H_2O . Равновесию этого комплекса с элементной кристаллической фазой Ag отвечает уравнение полуреакции



откуда

$$\text{Eh} = 0,603 + 0,059 \lg a_{\text{AgCl}^0} - 0,059 \lg a_{\text{Cl}^-}. \quad (4а)$$

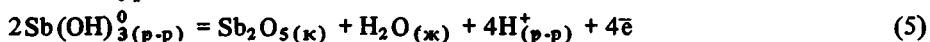
Подставив в уравнение (4а) величины a_{AgCl^0} и a_{Cl^-} , рассчитанные для пробы 2,

исходя из замеров концентраций серебра, хлора и определенной ионной силы раствора, получим $E_h = +199$ мВ. Эту величину можно расценивать как характеризующую состояние насыщения пластовых вод серебром и отвечающую началу его восстановительного осаждения в самородной форме. В передовой подзоне частичного окисления (проба 3) величина E_h , рассчитанная по пику концентраций $HSeO_3^-$, составляет +146 мВ (см. выше). Согласно уравнению (4а), концентрация серебра, связанного в комплекс $AgCl^0$ и находящегося в равновесии с осаждающимся самородным металлом, должна здесь составить $9,3 \cdot 10^{-9}$ г/л, что близко к замеренному значению.

Таким образом, полученные данные указывают на то, что эпигенетические накопления серебра могут являться закономерным членом рудоконтролирующей пластовой зональности, причем этот металл, не достигая сероводородного геохимического барьера, переводится в твердую элементную фазу значительно раньше, чем уран, и несколько раньше, чем селен, — при понижении E_h гидрогеохимической среды до величин порядка +200 мВ, т.е. создает основные аккумуляции еще в передовой части зоны пластового окисления.

Концентрации сурьмы в водах тыловой части зоны пластового окисления не выходят за пределы $1 \cdot 10^{-7}$ г/л из-за низкой растворимости 5-валентного оксида этого металла. При понижении окислительно-восстановительного потенциала пластовых вод на фронте зоны лимонитизации содержания Sb в растворе возрастают более чем на порядок (до $9 \cdot 10^{-6}$ г/л), по-видимому, в связи с переводом металла в 3-валентную форму и образованием комплекса $Sb(OH)_3^0$.

Согласно уравнению



и вытекающей из него функциональной зависимости

$$E_h = 0,50 - 0,059 \text{ pH} - 0,0295 \lg a_{Sb(OH)_3^0}, \quad (5a)$$

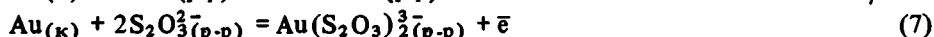
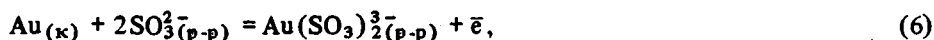
содержание сурьмы, равное $1 \cdot 10^{-5}$ г/л, достигается при снижении E_h уже до +250 мВ, т.е. непосредственно перед началом восстановительного осаждения серебра. Поступая далее в область биогенной сульфатредукции, сурьма вместе с Fe, Zn и другими халькофилами осаждается на сероводородном барьере, что маркируется спадом ее концентраций (в пробе 4) до $5 \cdot 10^{-7}$ г/л. Далее по потоку в бессероводородной ("глеевой") обстановке неизменных сероцветов содержания рассматриваемого металла, так же, как железа и цинка, вновь повышаются (в пробе 6 до $2,8 \cdot 10^{-6}$ г/л).

Мышьяк мигрирует в кислородных пластовых водах главным образом в форме аниона $HAAsO_4^-$ (преобладает при $\text{pH} > 7$) в концентрациях порядка $2 \cdot 10^{-6}$ г/л. К тыловой части ураново-рудной эпигенетической зоны эти концентрации увеличиваются до $4,6 \cdot 10^{-6}$ г/л (проба 4), вероятно, в связи с окислением As-содержащих дисульфидов Fe(II), а затем снижаются в 3,3 раза, по-видимому, вследствие частичного восстановления мышьяка до арсенидной формы. Минеральные новообразования арсенидов и сульфоарсенидов никеля, кобальта, меди, железа установлены в рудах экзогенных эпигенетических ураноугольных месторождений и месторождений в погребенных мезозойских палеодолинах [5–6].

Золото в исходных кислородных пластовых водах исследуемого месторождения содержится в количествах, близких к $1 \cdot 10^{-7}$ г/л (в пробе 17,2. $\cdot 10^{-8}$ г/л), что примерно отвечает уровню его концентраций (0,11 мкг/л) в подзоне полного окисления на месторождениях Забайкалья [11]. Такие содержания не могут быть объяснены миграцией золота в форме гидроксидного комплекса $Au(OH)_2^-$ (сменяющего частоту $AuOH^0$ при pH более 4,2), так как, согласно расчетам [1], при $E_h < +500$ мВ его активность (в пересчете на концентрации) не превышает $1 \cdot 10^{-9}$ г/л. Скорее всего перенос золота в рассматриваемых системах определяется его комплексированием с метастабильными продуктами

окисления пирита — сульфит- и тиосульфат-ионами, которые образуют комплексы $\text{Au}(\text{SO}_3)_2^{3-}$ и $\text{Au}(\text{S}_2\text{O}_3)_2^{3-}$, определяя плавное возрастание концентраций Au до $1,5 \cdot 10^{-7}$ г/л на фронте зоны пластовой лимонитизации.

Действительно, если допустить, что активности ионов SO_3^{2-} и $\text{S}_2\text{O}_3^{2-}$ здесь достигают 10^{-5} моль/кг H_2O , то, согласно уравнениям полуреакций



и рассчитанным на основе данных [1] уравнениям функциональной зависимости

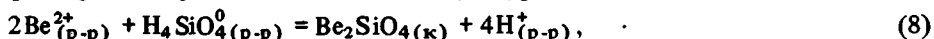
$$\lg a_{\text{Au}(\text{SO}_3)_2^{3-}} = \frac{Eh}{0,059} - 1,92 + 2 \lg a_{\text{SO}_3^{2-}}, \quad (6a)$$

$$\lg a_{\text{Au}(\text{S}_2\text{O}_3)_2^{3-}} = \frac{Eh}{0,059} - 2,50 + 2 \lg a_{\text{S}_2\text{O}_3^{2-}}, \quad (7a)$$

концентрация дисульфитного комплекса Au при $Eh = +300$ мВ составит $1,15 \cdot 10^{-5}$ г/л, дитиосульфатного — $4,27 \cdot 10^{-6}$, всего $1,58 \cdot 10^{-5}$, а при $Eh = +200$ мВ соответственно $2,34 \cdot 10^{-7}$ и $8,71 \cdot 10^{-8}$ г/л, всего $3,21 \cdot 10^{-7}$ г/л (без учета влияния ионной силы), что близко к величине $C_{\Sigma \text{Au}}$, замеренной в пробе 3.

В пределах зоны уранонакопления, где окислительно-восстановительный потенциал вод снижается до отрицательных значений и вероятно исчезают указанные метастабильные формы серы, концентрация золота в растворе снижается почти на два порядка ($8,6 \cdot 10^{-5}$ г/л в пробе 5). Осаждение Au в ураново-рудной зоне подкрепляется фактами присутствия эпигенетических аккумуляций этого металла на инфильтрационных месторождениях в аллювиальных песках нижнего сенона (до 0,006 г/т) и юрских угленосных осадках (до 0,8 г/т).

Содержания бериллия в пластовых водах рассматриваемого профиля зональности как в окисленных породах, так и в неизмененных находятся ниже предела определения применявшегося атомно-абсорбционного метода (менее $1 \cdot 10^{-8}$ г/л). И лишь в пробе 4, отобранной в тыловой части рудной зоны, эти содержания достигают значимой ($5 \cdot 10^{-8}$ г/л) величины. Переход бериллия в раствор здесь обусловлен, вероятно, подкислением среды на окончании зоны пластовой лимонитизации. Так, равновесию иона Be^{2+} с наиболее стабильной твердой фазой — фенакитом — соответствуют уравнения



$$\lg a_{\text{Be}^{2+}} = 3,65 - 0,5 \lg a_{\text{H}_4\text{SiO}_4^0} - 2\text{pH}. \quad (8a)$$

При величине $a_{\text{H}_4\text{SiO}_4^0} = 10^{-3,68}$ моль/г H_2O (отвечающей для 25°C равновесию с α -кварцем) и рассчитанной величине ионной силы концентрации Be при pH 7,7 составят $1,78 \cdot 10^{-9}$ г/л, а при pH 7,2 — $1,78 \cdot 10^{-8}$ г/л, что близко к замеренному значению.

Таким образом, снижение pH вод на 0,5 единицы (с 7,7 до 7,2) согласно термодинамической оценке приводит к возрастанию миграционной способности бериллия на порядок. Это типичный элемент-гидролизат, выщелачивающийся из пород во фронтальных частях пластово-окисленной зоны и переотлагающийся в более передовой рудной зоне подщелачивания растворов.

Содержания в кислородных пластовых водах тория довольно стабильны — $(1,1-1,5) \cdot 10^{-8}$ г/л. Однако они возрастают на порядок в зоне урановых руд (до $1,1 \cdot 10^{-7}$ г/л) и далее по потоку уменьшаются примерно в 3 раза, возможно за счет сорбции Th сероцветными породами.

Отметим, что, согласно данным, приведенным в работе [3], растворимость тория при $\text{pH} > 3,5$, где господствует комплекс $\text{Th}(\text{OH})_4^0$, не зависит от щелочно-кислотных условий среды и составляет $5 \cdot 10^{-5}$ г/л. Следовательно, по отношению к торияниту пластовые воды, в том числе в ураново-рудной зоне, недонасы-

щены торием почти на 2,5 порядка, что обусловлено, видимо, преимущественным вхождением этого элемента в труднорастворимые акцессорные минералы. Не исключено, что миграционные способности металла в экзогенных системах в большей мере ограничиваются образованием силиката Th — торита ThSiO_4 ; однако необходимые термодинамические характеристики для оценки роли этого минерала в литературе отсутствуют.

В отличие от рассмотренных элементов, гафний в гидрогеохимической зональности выделяется стабильностью концентраций, находящихся на уровне $1-3 \cdot 10^{-8}$ г/л, который, вероятно, отвечает равновесию комплекса $\text{Hf}(\text{OH})_5^-$, преобладающему в интервале pH 6–8 [10], с HfO_2 . Так как устойчивость этого аниона и сменяющих его гидроксидных анионов при повышении щелочности должна возрастать, нет оснований для предположения о вовлечении в миграцию и переосаждении гафния в ураново-рудной зоне, а выход данного металла в сернокислотные технологические растворы ПВ, устанавливаемый на некоторых эксплуатируемых и разведываемых рудных объектах, обусловлен крайне низкими (до 1,0) величинами pH этих растворов.

Поведение в пластово-инфильтрационном процессе редких щелочей — рубидия и цезия в целом аналогично поведению калия (см. фиг. 2). Их концентрации возрастают от внутренних частей зоны пластового окисления (в водной пробе 1 содержится Rb $1,1 \cdot 10^{-6}$ г/л и Cs $2,8 \cdot 10^{-9}$) к ее выклиниванию (в пробе 3 Rb $5,1 \cdot 10^{-6}$ г/л и Cs $2,9 \cdot 10^{-8}$ г/л), где отмечаются признаки кислотного выщелачивания пород, снижаясь далее в ураново-рудной зоне (в пробе 5 Rb $1,23 \cdot 10^{-6}$ г/л и Cs $9,9 \cdot 10^{-9}$ г/л). Эти металлы, в небольшой степени накапливающиеся в эпигенетических урановых рудах, входят, вероятно, в состав новообразованных гидрослюдов.

Концентрации стронция в исследованной гидрогеохимической системе варьируют в пределах $1,5 \cdot 10^{-3}-2,6 \cdot 10^{-3}$ г/л, бария — $8,1 \cdot 10^{-6}-3,2 \cdot 10^{-5}$ г/л. Соответственно пластовые воды при известном уровне их сульфатности примерно на порядок недонасыщены стронцием ($a_{\text{Sr}^{2+}} \cdot a_{\text{SO}_4^{2-}} = 10^{-7,8}-10^{-7,5}$ при $\text{PP}_{\text{SrSO}_4} = 10^{-6,67}$) и насыщены барием, а в подзонах неполного, частичного окисления и тыловой части ураново-рудной зоны (пробы 2–4) — пересыщены барием (здесь $a_{\text{Ba}^{2+}} \cdot a_{\text{SO}_4^{2-}} = 10^{-8,8}-10^{-8,5}$ при $\text{PP}_{\text{BaSO}_4} = 10^{-9,74}$). Это объясняет появление в урановых рудах и примыкающих к ним частях зоны лимонитизации (где в раствор поступают дополнительные количества сульфат-иона) эпигенетического барита или радиобарита и отсутствие на пластово-инфильтрационных месторождениях новообразований целестина.

* * *

Данные многокомпонентных гидрогеохимических исследований, впервые систематически проведенных на пластово-инфильтрационных месторождениях с применением совокупности высокочувствительных аналитических методов, позволили охарактеризовать распределение ряда металлов в водных растворах профиля рудоконтролирующей зональности. При этом отчетливо вырисовывалось, что в передовой части зоны пластового окисления в связи с понижением величины pH среды на 0,5 ед. происходит возрастание концентраций в водах не только урана, но и комплекса элементов-гидролизатов — кальция, магния (а также калия, рубидия, цезия), скандия, лантаноидов (лантана, церия, неодима, самария, европия, иттербия, лютеция), причем для редкоземельных элементов это возрастание достигает 1–1,5 порядков. В пластовый водный раствор из окисляющихся пиритсодержащих пород поступают также железо и дополнительные количества цинка, марганца, сурьмы, мышьяка, никеля, кобальта, бериллия, серебра, золота.

Все выщелоченные металлы переосаждаются непосредственно за выклиниванием лимонитизированных пород в зоне уранового оруденения в результате

повышения pH до первоначальных значений (7,7–7,8), т.е. на щелочном геохимическом барьере (PЗЭ, Be, Ca, Mg и др.), из-за снижения Eh(Ag, Au, As) или связывания сульфид-ионом, генерирующимся при биогенной сульфатредукции (Fe, Zn, Sb и другие халькофилы), а также, возможно, арсенид-ионом (Co, Ni, Fe). Серебро сероводородного барьера не достигает и осаждается, вероятно, главным образом в самородной форме еще в зоне лимонитизированных пород совместно с селеном или несколько раньше последнего при достижении низких положительных значений Eh. Торий в ограниченных количествах выносятся из урановых руд (рассеиваясь далее по потоку пластовых вод), что не позволяет без оговорок использовать ионий-урановое отношение для датировки ролловых рудных залежей или их отдельных частей. Признаки перевода из пластовых вод в твердую фазу стронция и гафния по изученному профилю не установлены. Судя по изменению величин произведений активности ионов Ca^{2+} и CO_3^{2-} , Ba^{2+} и SO_4^{2-} и превышению ими произведений растворимости соответствующих минералов, воды ураново-рудной зоны имеют тенденцию к выделению эпигенетических карбонатов, а воды передовой части пластово-окисленной зоны и тыловой части ураново-рудной – к выделению барита.

Интенсивность накопления в рудной зоне перечисленных металлов, судя по абсолютным величинам перепада их содержаний в пластовых водах, существенно ниже, чем урана, селена и железа, что позволяет выявлять эти эпигенетические аккумуляции лишь при использовании высокочувствительных аналитических методов.

Полученные результаты гидрогеохимических исследований можно рассматривать как независимое подтверждение справедливости тезиса о полиэлементности пластово-инфильтрационных месторождений и возможности извлечения из руд при их отработке способом скважинного подземного выщелачивания широкого спектра металлов, создающих эпигенетические накопления и соответственно присутствующих в рудах в легко растворимых минеральных формах.

Список литературы

1. Баранова Н.Н., Рыженко Б.Н. Система Au–Cl–S–Na–H₂O в связи с условиями переноса и осаждения золота в гидротермальном процессе (моделирование на ЭВМ) // Геохимия. 1981. № 7. С. 989–1002.
2. Дубинчук В.Т., Расулова С.Д., Тростянский Г.Д. Электронно-микроскопическое исследование урановой минерализации пластово-инфильтрационных месторождений // Литология и полез. ископаемые. 1982. № 6. С. 27–36.
3. Жидикова А.П., Колесов Г.М., Ходаковский И.Л. О растворимости ториянита (ThO₂) в водных растворах // Геохимия. 1980. № 6. С. 821–826.
4. Каширцева М.Ф., Успенский В.А. Минералого-геохимическая зональность в ураноугольных месторождениях // Условия образования месторождений редких и цветных металлов. М.: Наука, 1982. С. 204–212.
5. Коченов А.В., Халезов А.Б., Шмариович Е.М., Дубинчук В.Т. О минералого-геохимических особенностях инфильтрационных урановых месторождений "базального типа" // Литология и полез. ископаемые. 1990. № 1. С. 123–132.
6. Лисицин А.К. Гидрогеохимия рудообразования (на примере экзогенных эпигенетических урановых руд). М.: Недра, 1975. С. 248.
7. Лисицин А.К., Кузнецова Э.Г. О роли микроорганизмов в образовании восстановительных геохимических барьеров на выклинивании зон пластовой лимонитизации // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1967. № 1. С. 31–44.
8. Натальяченко Б.И., Бровин К.Г., Калишкин В.И. и др. Сопутствующие элементы в экзогенных эпигенетических месторождениях урана и возможность их комплексного извлечения // Докл. АН СССР. 1988. Т. 302. № 6. С. 1476–1480.
9. Наумов Г.Б., Рыженко Б.Н., Ходаковский И.Л. Справочник термодинамических величин (для геологов). М.: Атомиздат, 1971. 239 с.
10. Пачаджанов Д.Н., Адамчук И.П., Мельников Н.Д. и др. К геохимии циркония и гафния в мезозойском седиментогенезе Таджикской депрессии // Геохимия. 1981. № 1. С. 106–128.
11. Погребняк Ю.Ф., Толочко В.В. Гидрогеохимические поиски рудных месторождений в Забайкалье. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-е, 1985. 97 с.

12. *Расулова С.Д., Шмариович Е.М., Белов Н.С. и др.* Факторы рудоконтроля на пластово-инфильтрационном месторождении урана в аллювиальных песчаниках // Условия образования месторождений редких и цветных металлов. М.: Наука, 1982. С. 164–173.
13. *Расулова С.Д., Яшунский Ю.В., Максимов И.Б.* Роль вмещающих пород в формировании пластово-инфильтрационного месторождения в аллювиальных песчаниках // Литология и полез. ископаемые. 1982. № 3. С. 80–93.
14. *Успенский В.А., Кисляков Я.М.* Рудоконтролирующая окислительная зональность древнеэпигенетических урано-угольных месторождений и закономерности преобразования бурых углей // Литология и полез. ископаемые. 1982. № 5. С. 57–64.
15. *Шмариович Е.М., Натальченко Б.И., Бровин К.Г.* Условия формирования комплексного пластово-инфильтрационного оруденения // Сов. геология. 1988. № 8. С. 23–31.
16. *Шмариович Е.М., Полупанова Л.И., Натальченко Б.И., Бровин К.Г.* Поведение скандия в пластово-инфильтрационном рудообразующем процессе. // Литология и полез. ископаемые. 1989. № 1. С. 83–92.
17. *Шмариович Е.М., Максимова М.Ф., Бровин К.Г., Полупанова Л.И.* Поведение иттрия и лантаноидов в пластово-инфильтрационном рудообразующем процессе // Литология и полез. ископаемые. 1989. № 6. С. 39–53.
18. *Шмариович Е.М., Васильева Э.Г., Яшунский Ю.В., Кричевец Г.Н.* Эффект снижения pH среды при пластовом окислении пиритовых пород и его рудообразующее значение // Сов. геология. 1991. № 4. С. 29–36.

Всесоюзный научно-исследовательский
институт минерального сырья,
Москва

Поступила в редакцию
23.IV.1990

УДК 552.14:553.31

© 1992 г. Липаева А.В., Каледа К.Г.

ТРУБООБРАЗНЫЕ И ПОЛОСЧАТЫЕ ТЕКСТУРЫ ВЫСОКОЖЕЛЕЗИСТЫХ ПОРОД

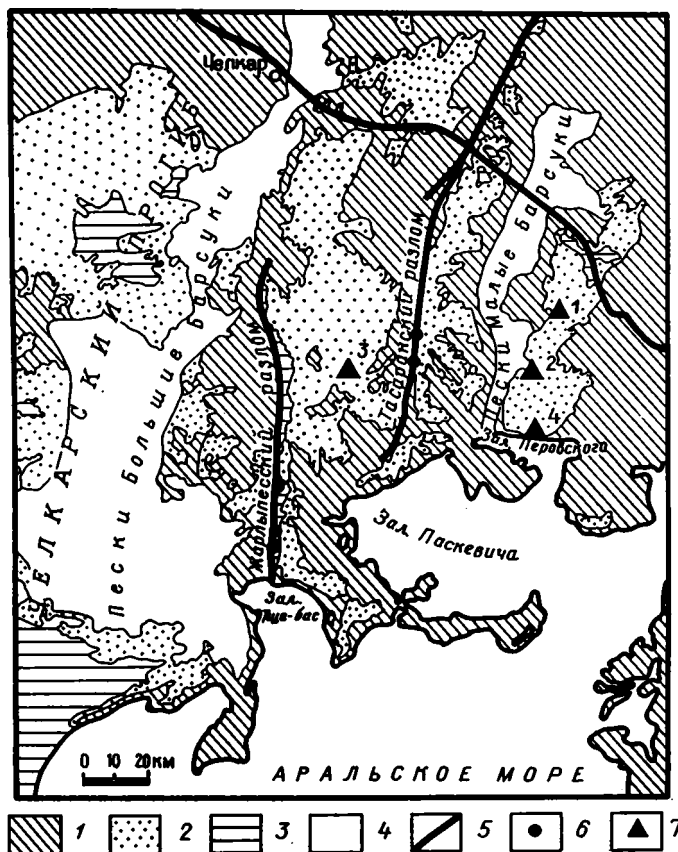
Описаны различные типы полосчатых, трубообразных и кольцевидных текстур в высокожелезистых породах (осадочных железных рудах, ожелезненных песчаниках и т.п.). Показано, что их образование происходит в зоне гипергенеза и связано с процессами бестрещинного жилобразования в результате смешения обогащенных железом пластовых или напорных вод более глубоких горизонтов с насыщенными кислородом поверхностными водами. Изучение особенностей текстур прожеlezнения позволяет выявить особенности миграции обогащенных железом растворов, что может иметь научное и практическое значение.

В осадочных породах с высоким содержанием железа (железных рудах, железистых песчаниках и т.п.) часто встречаются разнообразные полосчатые, трубообразные, кольцевидные, сотовидные и другие типы текстур прожеlezнения. Некоторые из этих текстур были описаны еще Л.В. Пустоваловым [8] в осадочных железных рудах тульско-липецкого рудного горизонта. Они широко распространены и в других железорудных бассейнах, в том числе в Североприаральском, где подобные текстуры встречаются не только в горизонтально залегающих оолитовых железных рудах и железистых песчаниках, но и в своеобразных субвертикальных телах ожелезненных песчаников, приуроченных к зонам региональных разломов.

Некоторые исследователи эти тела рассматривают как каналы разгрузки железистых вод, принимавших участие в формировании близлежащих месторождений оолитовых железных руд [5]. Сходство этих текстур в ожелезненных породах в пределах зон тектонических нарушений и вне их позволяет предполагать и сходство механизма их образования, а имеющиеся различия — наличие особенностей протекания процесса в каждом конкретном случае. Очевидно, что изучение всего разнообразия текстур этого типа и выяснение механизма их образования могут помочь в решении вопроса об особенностях проницаемости пород, характере растворов и направлениях их миграции.

Настоящая статья посвящена изучению текстур в высокожелезистых осадочных породах и механизма их образования на примере Североприаральского железорудного бассейна.

Северное Приаралье давно известно как район распространения оолитовых железных руд. Геологии региона посвящено много работ [9, 11 и др.]. В структурном плане район представляет собой систему крупных субмеридионально ориентированных антиклиналей и синклиналей. Их крылья осложнены зонами региональных разломов (фиг. 1), вдоль которых распространены субвертикальные тела ожелезненных песчаников. Месторождения оолитовых железных руд локализованы в синклиналиях и приурочены к отложениям тургайской серии, подразделяемой на несколько свит и горизонтов [2] (снизу вверх): кутанбулакская свита ($P_3^1 kt$), соленьевский горизонт ($P_3^1 sl$), чиликтинская свита ($P_3^2 \hat{c}i$), джаксыкыльчские слои ($P_3^2 jk$), чаграйская свита ($P_3^2 \hat{c}gr$). Большая часть этих отложений имеет континентальный генезис, некоторые относятся к солонатоводным бассейнам. Среди отложений серии помимо оолитовых железных руд широко



Фиг. 1. Схематическая геологическая карта Северного Приаралья (по [9] с добавлениями авторов)

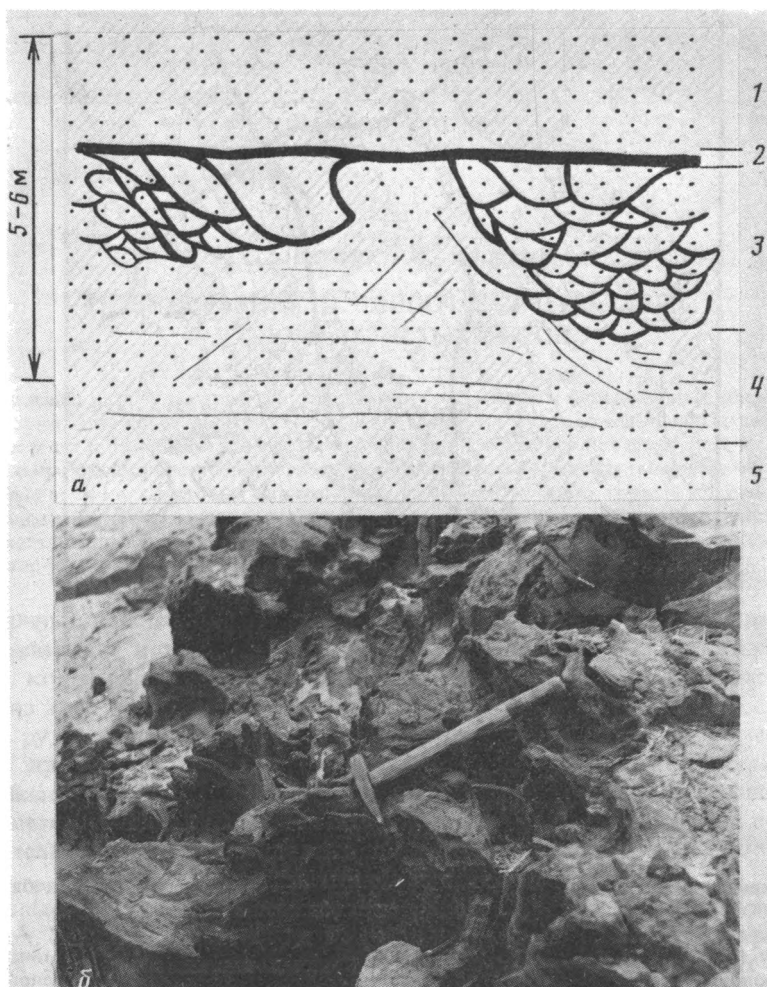
1 — породы более древние, чем тургайская серия (мел и морской палеоген); 2 — тургайская серия (олигоцен); 3 — породы более молодые, чем тургайская серия (миоцен); 4 — площади золотых песков четвертичного возраста; 5 — разломы; 6 — места распространения вертикальностоящих тел ожелезненных песчаников с трубообразной текстурой; 7 — месторождение железных руд (1 — Кутан-Булак; 2 — Талды-Эспе; 3 — Кок-Булак; 4 — Кара-Сандык)

распространены прослои железистых песчаников и алевролитов. Тургайская серия подстилается песчано-глинистыми отложениями саксаульской (P_2^{3-sk}) и чеганской ($P_2^3-P_3^{cg}$) свит, а перекрывается глинисто-карбонатными отложениями аральской свиты (N_{1-ar}) морского происхождения.

Распространение в одном регионе субвертикальных тел ожелезненных песчаников и субгоризонтально залегающих оолитовых железных руд и железистых песчано-алевритовых отложений с разнообразными полосчатыми, трубообразными, кольцевидными и другими типами текстур прожелезнения делает этот регион очень удобным для изучения механизма их образования.

ОПИСАНИЕ ТЕКСТУР

Текстуры вертикальностоящих тел песчаников Северного Приаралья. В Северном Приаралье эти тела распространены вдоль Жарлыпесчаной и Тасаранской зон разломов меридионального простирания [11], где они образуют границы мощностью до 15 м и длиной до 200 м, и сложены, как правило, крепкосцементированными



Фиг. 2. Схема строения (а) и фотография (б) субвертикальных тел ожелезненных песчаников с трубообразной текстурой первого типа (Северное Приаралье, Тасаранский разлом, ур. Каратай)

1, 5 – неожелезненные пески; 2 – массивный, крепкосцементированный гетитом песчаник; 3 – зона с трубообразной текстурой; 4 – зона с полосчатой текстурой

ванными ожелезненными песчаниками с массивной, полосчатой или трубообразной текстурой.

В большинстве случаев тела ожелезненных песчаников распространены среди сыпучих песков саксаульской свиты или алевропесчаных отложений кутанбулакской свиты, причем обломочный материал, слагающий эти тела, аналогичен обломочному материалу вмещающих пород, что не позволяет рассматривать эти тела как результат процессов песчаного диапиризма.

Полосчатые текстуры распространены наиболее широко. Они обусловлены наличием субпараллельных простирацию тел полос, в пределах которых в сравнении с окружающей массой породы песчаники сильнее сцементированы гидроксидами железа и соответственно имеют более темную окраску. Мощность этих полос 1–3 см. В случаях, когда основная масса породы сцементирована слабо, эти полосы оказываются более устойчивыми к выветриванию.

Трубообразные текстуры представлены двумя типами. Текстуры первого типа связаны взаимопереходами с полосчатыми текстурами. Наиболее ярко они проявлены в теле ожелезненных песчаников в зоне Тасаранского разлома (урочище Кара-Тай), где протягивается субмеридиональная гряда ожелезненных песчаников длиной около 200 м и шириной до 7 м. К западу от этой гряды распространены глинистые отложения чеганской свиты ($P_2^3 - P_3^1$) к востоку — песчано-алевритовые отложения кутанбулакской свиты (P_3^1) олигоцена [2]. Гряда имеет четкую западную границу в виде стенки, сложенной массивным крепко сцементированным гетитом песчаником мощностью до 0,5 м.

От этой стенки в восточном направлении степень ожелезнения уменьшается, и переход к неожелезненным песчано-алевритовым отложениям кутанбулакской свиты происходит постепенно. Сильноожелезненные песчаники центральной части тела имеют трубообразную текстуру, образованную стенками синусоидальной, волнообразной в плане формы мощностью до 8 см (фиг. 2). Наиболее западные из них примыкают к субвертикальной стенке тела и выгнуты в восточном направлении, где к ним примыкает следующая серия дугообразных стенок, также выпуклых на восток. Комбинация этих стенок и создает общую трубообразную, органо-подобную текстуру центральной части тела. Песчаник между этими стенками белый, неожелезненный, легко выдувается при выветривании. Отдельные "трубы" имеют сечения неправильной линзовидной формы, обычно удлиненные параллельно простиранию гряды. Их оси имеют преимущественно субвертикальное падение, но местами выполаживаются; при этом падение всего тела остается субвертикальным. Поперечный размер отдельных "труб" достигает 0,5 м.

Восточнее описанной зоны с трубообразной текстурой среди слабоожелезненных песчаников прослеживаются полосы сильного ожелезнения, имеющие следующее строение. Одна из границ такой полосы резкая и разделяет сильно- и слабоожелезненный песчаник, другая — постепенная. Полосы мощностью до 3 см в плане имеют дугообразную форму и выгнуты преимущественно на восток. Они разветвляются и пересекаются друг с другом, при этом от границ раздела с мощными зонами сцементированного песчаника ответвляются менее мощные полосы, образуя рисунок типа метелок.

В восточной части тела слабоожелезненные песчаники рассечены субвертикальными полосами сильноожелезненных разностей мощностью около 1 мм, генеральное простирание которых при субвертикальном падении совпадает с простиранием гряды.

Второй тип трубообразных текстур ожелезнения непосредственно не связан переходами с полосчатой текстурой и представлен хорошо сформированными, обособленными, часто отдельно стоящими трубообразными телами, напоминающими жерла (фиг. 3). Горизонтальное сечение этих тел в отличие от предыдущих имеет правильную круглую или овальную форму, выдержанную по падению тела, а их стенки мощностью до 20 см сложены массивным сильноожелезненным песчаником или состоят из субпараллельных, ветвящихся перегородок мощностью до 10 мм, образованных ожелезненным песчаником. Внешняя поверхность таких "труб" обычно неровная, осложняется буграми, ребрышками типа "иероглифов", вытянутыми параллельно оси трубообразного тела. В результате выветривания внутренняя часть "труб", сложенная неожелезненным и слабо сцементированным песком, часто бывает полый, что создает впечатление сквозной структуры, протягивающейся в глубину на несколько метров. Видимая высота таких тел достигает 2 м, диаметр — 0,7 м. Соприкасаясь друг с другом, отдельные трубы нередко образуют органо-подобную текстуру, формируя в рельефе вытянутые гряды, подобные описанным выше. Характерной особенностью этой текстуры является сочетание правильности геометрической формы с относительной выдержанностью диаметра "труб" и концентрической структурой их минерализации. Примеры трубообразных текстур второго типа наиболее широко распространены в зоне Жарлыпесского разлома, среди песков саксаульской свиты эоцена.



Фиг. 3. Субвертикальные тела ожезеенных песчаников с трубообразной текстурой второго типа (Северное Приаралье, Жарлыпесский разлом)

Здесь широко распространены еще одна разновидность трубообразной текстуры, представленная "трубами", замкнутыми с одной стороны (фиг. 4). Длина таких завершенных "труб" может достигать 30 см, диаметр — 10 см. Они имеют зональное внутреннее строение: сильноожезеенный песчаник, слагающий внешнюю часть "трубы", к центру сменяется чередованием концентрических колец шириной 0,1–1,5 см, перемежающихся с более рыхлой, охристой породой. Центральная часть "трубы" сложена несцементированным, неожезеенным кварцевым песком.

Иногда вокруг отдельных "труб" и трещин наблюдаются небольшие массы песчаника, сцементированного гидроксидами марганца, представленными тонкодисперсной смесью оксидов марганца (тодорокита, криптомелана, асболана) [4]. Марганцовистый песчаник имеет внутреннюю дендритовидную структуру, по внешнему же виду эти образования напоминают пену.

Текстуры субгоризонтальнозалегающих ожезеенных песчаников и руд. *Полосчатые текстуры* в осадочных железных рудах, железистых песчаниках и алевролитах встречаются достаточно часто. Они обусловлены наличием субпараллельных полос, сцементированных гётитом мощностью от долей миллиметра до 2 см. Частота их встречаемости пропорциональна мощности. Как правило, полосы субпараллельны слоистости, но иногда изгибаются и образуют рисунок типа колец Лизеганга (фиг. 5, а). В ряде мест ожезеенные полосы встречаются и в непосредственной близости к пластам в перекрывающих и подстилающих отложениях.

Кольцевидная, ячеистая и трубообразная текстуры также характерны для осадочных железных руд и железистых песчаников в участках, где они залегают в приповерхностных условиях.

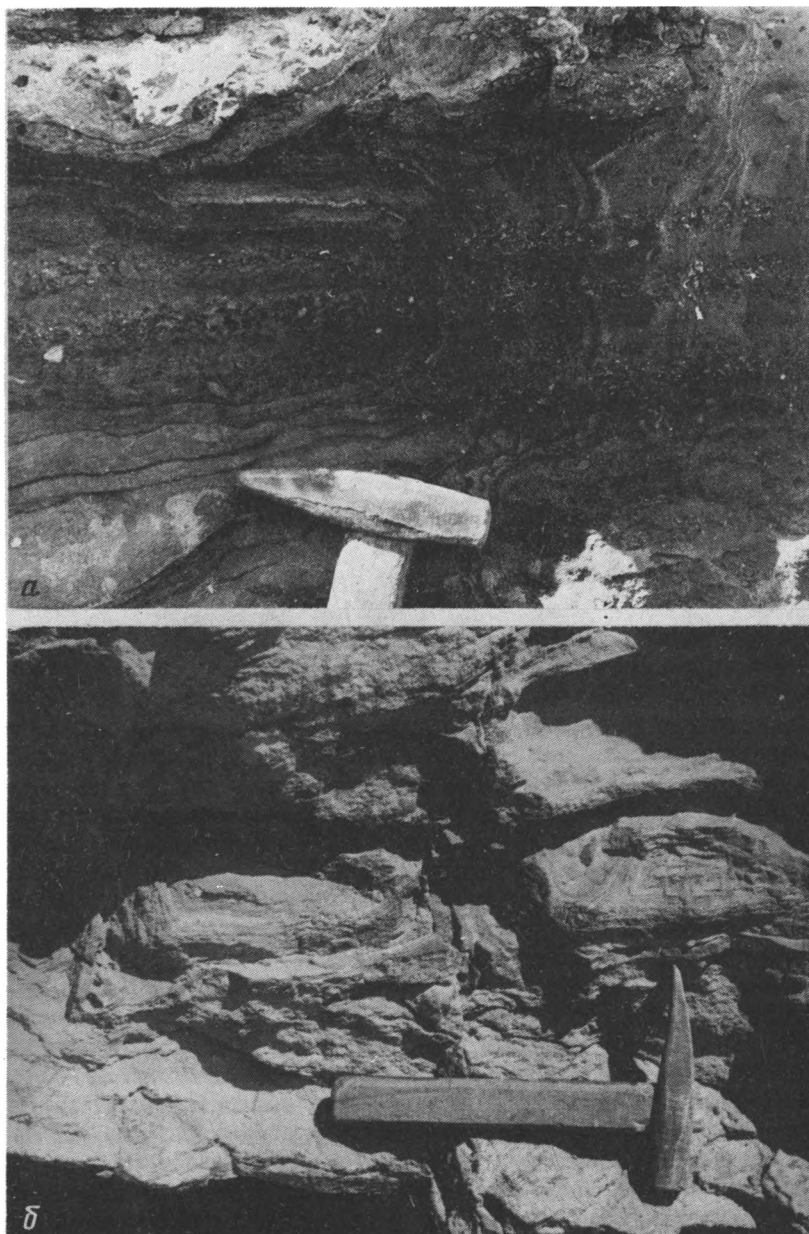
Ячеистая или кольцевидная текстура обычно характеризуется блоками субпараллелепипедальной формы, на которые разбита порода. Субгоризонтальные плоскости, ограничивающие такие ячейки размером от 0,5 × 0,8 × 1,0 м, согласны со слоистостью, вертикальные — с двумя системами пересекающихся трещин. Блоки вытянуты согласно пласту и разграничены полосами плотно сцементированной гётитом породы. Внутри блоков руды и ожезеенные песчаники характе-



Фиг. 4. Завершенное сверху трубообразное тело диаметром около 8 см (Северное Приаралье, Жарлыпесский разлом)

ризуются концентрическим, зональным строением, обусловленным чередованием полос сильно и слабоожеелезненной породы. В срезе они имеют вид колец Лизе-ганга, иногда сложной, причудливой формы. По сравнению с участками без кольцевидной текстуры цементация в пределах концентрических полос более сильная. В местах, где зоны сильного ожеелезнения ориентированы субвертикально, они секут слоистость (фиг. 5, б). Центральная, рыхлая часть ячеек нередко выкрашивается и образуются глубокие трубообразные полости. При погружении пласта от дневной поверхности описанные текстуры постепенно исчезают.

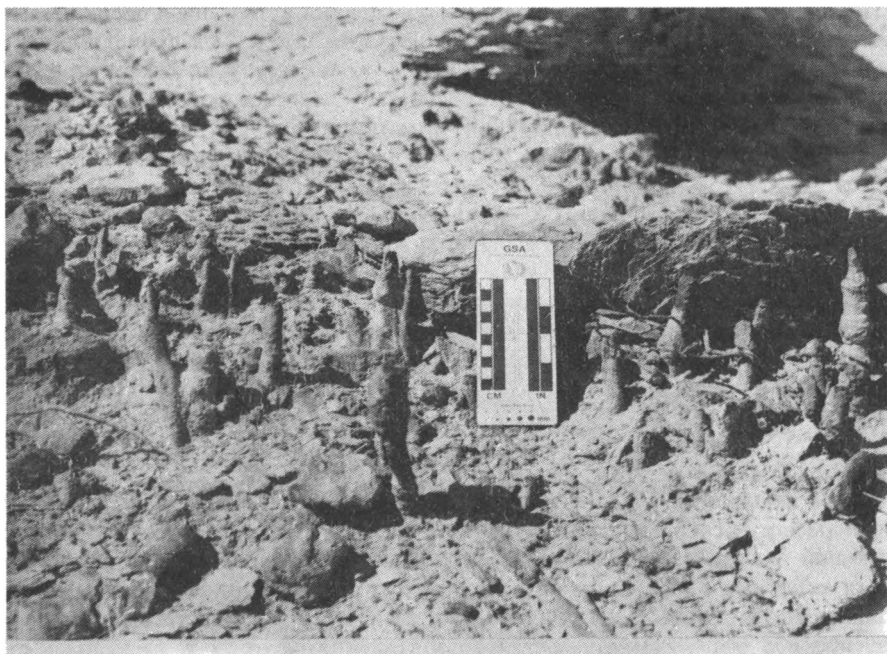
В ряде мест как в железных рудах, так и в железистых песчаниках трубообразные текстуры имеют несколько иной вид. Породы очень пористы и состоят из системы стенок, сцементированных гётитом, между которыми располагаются полые удлинённые каналы, в сечении имеющие неправильную форму. Обычно выделяются две системы стенок. Первая субпараллельна напластованию. Стенки



Фиг. 5. Текстуры субгоризонтально залегающих пород
а – полосчатая; *б* – ячеистая (железистые песчаники тургайской серии)

этой системы хорошо выдержаны по простиранию. Вторая субперпендикулярна к напластованию. Толщина ее стенок меньше, чем у первой, и они фактически представляют собой перегородки, соединяющие пары соседних стенок первой системы. Сочетание этих двух систем создает рисунок, напоминающий структуру древесины.

В тех случаях, когда расстояние между соседними стенками сопоставимо с расстоянием между годовыми кольцами древесины, отдельно взятые образцы



Фиг. 6. Столбчатые образования в песчаниках соленовского горизонта (Северное Приаралье, северный берег зал. Перовского)

таких пород легко принять за псевдоморфозы, но распространенность описанной текстуры по всему пласту доказывает, что это не так. В целом же толщина стенок колеблется от 1 мм до 3 см, диаметр внутренних полостей может достигать 10 см. Внутренние полости ориентированы субпараллельно падению слоев и прослеживаются на расстояние до 3 м.

В субгоризонтально залегающих ожеженных песчаниках и железных рудах наряду с трубообразными и кольцевидными текстурами, ориентированными параллельно слоистости, встречаются субвертикальные кольцеобразные и столбчатые образования, секущие слоистость. Так, в приповерхностной части субгоризонтальной рудной толщи месторождения Кок-Булак встречаются обособленные вертикально стоящие трубообразные тела высотой 0,3–1,0 м и диаметром до 1,5 м. В разрезе они имеют концентрически-зональное строение, обусловленное чередованием рыхлых и плотно сцементированных разностей руд. Похожие сталагмитоподобные образования часто встречаются и в других месторождениях. Как правило, они имеют диаметр до 10 см и высоту до 0,5 м, сопоставимую с мощностью рудных слоев.

Еще один тип столбчатых образований среди ожеженных песчаников тургайской серии Северного Приаралья был встречен в верхней части джаксыкльчских слоев (P_3^2). Они представляют собой субвертикальные трубчатые образования высотой до 40 см и диаметром от 2 до 20 см, в центре которых содержится псевдоморфозы гетита по древесине. Диаметр псевдоморфоз достигает 7 см. Краевые части этих образований сложены слабоожеженным песчаником с хорошо выраженной слоистостью. Степень ожежения уменьшается от центра к периферии. Вокруг псевдоморфоз часто видны концентрические полосы гетита мощностью до 2 мм. Максимальное количество подобных образований приурочено к самой верхней части джаксыкльчских слоев, вниз по разрезу их число уменьшается и сами они становятся тоньше. Подобный тип столбчатых образований описан в литературе под термином *ропенштейн* [12].

Похожие на роренштейн столбчатые образования встречены и среди песчаников кровли соленовского горизонта (P_3^1) тургайской серии. Они представляют собой вертикально стоящие столбики, конусы, сложенные плотно сцементированными окислами железа песчаником, диаметром до 4 см и высотой 10–20 см (фиг. 6). Однако в отличие от роренштейнов какие-либо структурные неоднородности типа следов древесины, ходов илоедов и т.д. в центре этих образований не встречаются.

Площадь распространения роренштейнов в джаксыкльчских слоях и столбчатых образований соленовского горизонта невелика. Они встречаются в участках, расположенных в непосредственной близости к линзам, срезающим содержащие их горизонты и сложенным ракушняками, углефицированными глинами, ко-сложистыми оолитовыми рудами с обилием остатков растений, в том числе и болотных. Это свидетельствует о том, что они образовывались в поверхностных, обводненных условиях.

МЕХАНИЗМ ОБРАЗОВАНИЯ ТЕКСТУР

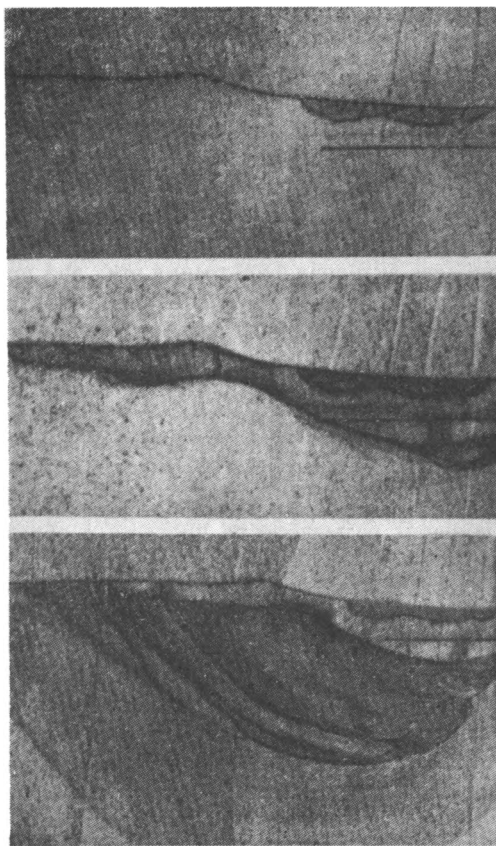
Для понимания механизма образования описанных выше текстур большое значение имеют экспериментальные работы [3, 6, 7] по минералообразованию при встречной и последовательной миграции различных реагентов в пористых средах. Этими работами было показано, что существует бестрещинное жилообразование, развивающееся по типу осадочных хроматограмм. Как следует из экспериментов, процесс бестрещинного жилообразования происходит в несколько стадий. Вначале образуется одна зона осадка ("бестрещинная жилка"). В дальнейшем, при продолжении эксперимента, она уплотняется, и затем последовательно образуется еще несколько аналогичных зон. При этом в одних случаях идет образование ритмичной пачки "жилок", в других — неритмической серии аналогичных субпараллельных ветвящихся полос, в третьих наблюдается сочетание первых двух вариантов (фиг. 7).

Форма образующихся "жилок" может быть линейной, но нередко волнообразна, дугообразна, имеет раздувы, вплоть до образования зон с псевдобрекчированностью. Процесс образования целых серий — прерывистый с возможным перемещением в пространстве первичной "жилки" и появлением новых "жилок" в ее тылу. Если же происходит фиксация первичной "жилки", то новые "жилки" возникают в направлении движения наиболее подвижного иона. Так как эти образования влияют на развитие диффузионных процессов, играя роль мембран, возможно появление зон уплотнения и систем "жилок" нескольких этапов и порядков.

Ответственный за образование "жилок" осадок представляет собой прежде всего продукт реакции между ионами, а не раствора с породой, диффундирующими через водонасыщенную породу. Вместе с тем этот процесс может сопровождаться диспергацией и растворением зерен породы, а также раздвиганием их кристаллами новообразованных минералов.

Следует отметить, что сходные текстурные рисунки, образованные "жилками", были получены как при опытах со встречной диффузией двух различных ионных растворов, так и при их последовательной диффузии. Последний экспериментальный вариант в приложении к геологическим объектам соответствует ситуации, когда в горную породу, содержащую поровый раствор какого-либо состава, диффундируют ионы, способные при реакции с этим раствором образовывать нерастворимый осадок. Очевидно, что подобные ситуации встречаются в природе очень часто. Типичным примером такого рода может служить область смешения восходящих глеевых и нисходящих инфильтрационных, насыщенных кислородом вод.

Сходства описанных в настоящей статье полосчатых, трубообразных и других типов текстур прожелезнения в осадочных породах с текстурами, полученными



Фиг. 7. Последовательное разрастание "бестрещинной жилки" в ходе эксперимента по встречной диффузии [3]

в результате опытов [3, 6, 7], позволяют предполагать и сходство механизмов их образования. Предпосылкой к использованию механизма бестрещинного жилкообразования для объяснения формирования текстур прожелезнения служат следующие факты.

Во-первых, в породах, содержащих текстуры прожелезнения, не наблюдается катаклаза или изменения взаимного расположения и ориентировки обломочных зерен. Текстуры прожелезнения развиваются без нарушения первичной сплошности пород вследствие образования нового или замещения более раннего цемента.

Во-вторых, текстуры прожелезнения наблюдаются в породах, имеющих изначально хорошие коллекторские свойства (пески, песчаники, железные руды), что позволяет предполагать протекание в них фильтрационных процессов.

В-третьих, близповерхностное залегание пород с текстурами прожелезнения обеспечивает возможность взаимодействия потоков вод с разными физико-химическими параметрами: с одной стороны, поверхностных кислородных вод, с другой — обогащенных железом грунтовых вод или в зонах повышенной проницаемости восходящих глеевых вод более глубоких горизонтов.

Отмеченные выше различия текстур прожелезнения, очевидно, обусловлены различными условиями взаимодействия растворов и пород в каждом конкретном случае.

Вероятно, наиболее простым был механизм образования полосчатых текстур в субгоризонтально залегающих отложениях. По-видимому, он был обусловлен проникновением кислородных поверхностных вод и их взаимодействием с обогащенным железом поровым раствором пластов железных руд. Вместе с тем наличие в некоторых случаях в перекрывающих руды породах субпараллельных напластованию полос, прокрашенных окислами железа, свидетельствует о миграции железа из железорудного пласта в вышележащие породы.

Образование ячеистых и кольцевидных текстур в железных рудах Северного Приаралья, по-видимому, также связано с проникновением кислородных вод в рудный пласт. Наиболее активная фильтрация этих вод происходила по субвертикальным трещинам и плоскостям напластования, от которых внутрь ограниченных ими блоков породы происходила диффузия ионов кислорода. Их взаимодействия с ионами железа, содержащимися в поровом растворе породы, обуславливали осаждение последних и образование текстур типа колец Лизеганга. Сходный механизм образования кольцевых текстур в "метасоматических" рудах Тульско-Липецкого бассейна предполагал Л.В. Пустовалов [8].

Механизм образования трубообразных текстур железных руд и горизонтально залегающих железистых песчаников, видимо, носил более сложный характер, обусловленный сочетанием ритмического процесса с образованием ветвящихся серий "жилок", возможно, с участием мембранных эффектов.

Еще более сложен механизм образования полосчатых и трубообразных текстур субвертикально залегающих ожелезненных песчаников. Характерной особенностью трубообразной текстуры в таких песчаниках в отличие от трубообразной текстуры в горизонтально залегающих отложениях является сочетание правильности геометрической формы с относительной выдержанностью диаметра и достаточной протяженностью отдельных "труб" по падению и с концентрической структурой минерализации. Очевидно, что возникновение субвертикальных текстур связано с существованием в отдельных участках резко повышенной проницаемости пород в вертикальном направлении. Эта проницаемость может быть обусловлена как повышенной трещиноватостью этих участков, так и наличием субвертикальных тел песчаников типа кластических даек среди глинистых или других плохо проницаемых пород. Фильтрация вдоль таких зон может происходить как по всему объему, так и с формированием обособленных, более мелких зон фильтрации, которые фиксируют относительно более плотные потоки в виде струй. Последние будут приурочены к зонам с наиболее высокой проницаемостью, которыми могут служить места пересечения трещин разных направлений. Различие образованных при этом текстур и свидетельствует о разном характере фильтрации.

Образование простых полосчатых текстур в субвертикальных телах можно объяснить сочетанием миграции вещества в двух направлениях [6]: согласно вертикальному падению тела — растворов, содержащих железо, и вкрест простирания тел — кислородных поверхностных вод, содержащихся во вмещающих эти тела песчаных породах. Направление движения ионов кислорода и обуславливает субпараллельную простиранию тел ориентировку полосчатости.

Наличие четкой западной границы тела ожелезненных песчаников в Тасаранском разломе, маркируемой зоной сцементированного песчаника, постепенное уменьшение степени ожелезнения при удалении от этой границы, выгнутость стенок "труб" в том же направлении позволяют предполагать, что движение железосодержащих растворов по латерали происходило от западной границы тела. Подводящим каналом этих растворов, очевидно, служила зона тектонических нарушений, которая проходит вдоль этой границы и представляет собой контакт хорошо проницаемых отложений кутанбулакской свиты с непроницаемыми глинами чеганской свиты.

Таким образом, образование полосчатых и трубообразных текстур первого типа может быть объяснено взаимодействием фронтального потока железосодержащего

раствора с кислородными поверхностными водами. Однако, этот механизм не приложим к объяснению образования трубообразных текстур второго типа.

Правильные изометрические сечения трубообразных тел в зонах разломов, их чистая обособленность позволяет говорить о струйном характере фильтрации напорных вод при образовании этих текстур.

Образование этих тел, видимо, можно представить в следующем виде. В ходе струйной фильтрации между центральной и периферической частями "струи" происходит взаимодействие рудоносного раствора с пластовыми водами вмещающей толщи, что обуславливает некоторую геохимическую зональность и частичную садку рудных компонентов вдоль ствовой части струевого потока. Высаживание рудных компонентов в периферической зоне приводит к более жесткой фиксации путей фильтрации в виде трубообразных тел. После фиксации "струи" ее стенки начинают играть роль мембран, а сама она становится главным образом зоной транспортировки флюидов. Высаживание рудных компонентов происходит в области рассеяния — области непосредственного смешения с грунтовыми водами, насыщенными кислородом. Образование зональных стенок трубообразных тел, вероятно, связано с многократным перетолжением рудного вещества не только в условиях продолжающейся фильтрации, но и после прекращения его подтока. Экспериментально такая возможность была показана Г.Л. Поспеловым и П.И. Каушанской [3]. Образование замкнутых трубообразных тел малого диаметра, видимо, связано с изменением напора или полным прекращением фильтрации по данному каналу.

Можно предполагать, что образование описанных текстур в субвертикальных телах Северного Приаралья, приуроченных к зонам региональных разломов, связано со встречной миграцией, обеспеченной восходящей фильтрацией напорных вод, и нисходящей — инфильтрационными водами, насыщенными кислородом [5]. Разломы, охватывающие по глубине отложения весь осадочный чехол и расположенные в борту крупного нефтегазового прогиба, служили дренажными системами Челкарского осадочного бассейна. К началу палеогена здесь сложился элизионный режим, характеризующийся значительной водоотдачей первично глинистых пород, претерпевающих катагенетические преобразования [10]. Эти воды, поступающие в промежуточные коллекторы и смешивающиеся там с пластовыми напорными водами, далее разгружались через зоны повышенной проницаемости — разломы.

В отличие от трубообразных тел ожелезненных песчаников, образующих гряды вдоль тектонических нарушений, распространение вертикальных трубообразных и столбчатых образований в горизонтально залегающих отложениях вне тектонических зон носит рассеянный, неупорядоченный характер. Их распределение, видимо, определяется единичными локальными нарушениями капиллярной проницаемости однородного пласта.

Развитие роренштейнов связывается [1] с проникновением кислорода внутрь породы по остаткам древесины, которые обычно находятся в центре этих образований. При взаимодействии с поровыми растворами, по составу близкими к болотным, обогащенным железом водами, поступающий в толщу породы кислород обуславливает их окисление и осаждение гидроксидов железа, цементирующих породу, примыкающую к корням растений.

Субвертикальные столбчатые образования типа описанных в солонском горизонте Северного Приаралья, очевидно, сформировались в условиях, фациально близких к образованию роренштейнов. Их субвертикальная столбчатая форма, несмотря на отсутствие в них остатков древесины, свидетельствует о том, что их возникновение также связано с субвертикальной фильтрацией.

Образование текстур прожеlezнения в субгоризонтально лежащих железных рудах и железистых песчаниках происходит при воздействии на эти пласты поверхностных, обогащенных кислородом вод, обуславливающих перераспределение железа внутри этих пластов. Таким образом, существенным различием образования во многом сходных текстур прожеlezнения в субвертикальных

телах, приуроченных к разломам, и в субгоризонтально залегающих породах является то, что определяющими процессами были в первом случае привнос железа при участии перераспределения минерального вещества близлежащих горизонтов, а во втором — перераспределение в пределах пласта с возможной долей привноса. Однако сходство механизмов осаждения железа и фильтрации растворов обуславливает отмеченные сходства текстур.

* * *

Проведенные исследования показывают, что для пород зоны гипергенеза с повышенным содержанием железа характерны различные виды полосчатых, кольцевых и трубообразных текстур. Их образование связано с процессами встречной диффузии в пористых средах и определяется физико-химическими реакциями, которые происходят в ходе фильтрации и смещения пластовых вод с атмосферными, насыщенными кислородом водами. В образовании трубообразных текстур прожевления в зонах тектонических нарушений существенную роль, вероятно, играет разгрузка напорных вод. Распространение вертикальных трубообразных текстур определяется неоднородностью проницаемости вмещающих отложений и контролируется локальными и более протяженными зонами нарушений в коллекторских свойствах пород. Очевидно, что описанные в настоящей статье типы текстур железистых пород не исчерпывают всего их разнообразия. Детальное изучение этих текстур позволяет не только выявить особенности протекания процессов их образования в каждом отдельном случае, но и выделить различные зоны неоднородностей, что в дальнейшем может иметь научное и практическое значение.

Список литературы

1. Добровольский В.В. Гипергенные образования Восточной Африки // Восточно-Африканская рифтовая система. Т. 2. М.: Наука, 1974. С. 5–55.
2. Запорожец Н.И., Ахметьев М.А. Климаты олигоцена востока Крымско-Кавказской области и Казахстана (по анализу макрофлоры, полинокомплексов и комплексов фитопланктона) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. № 4. С. 22–37.
3. Каушанская П.И., Нудман М.З., Поспелов Г.Л. Процессы ритмического роста зон минералообразования типа осадочных хроматограмм и сопровождающие их явления разрушения вмещающих пород // Материалы по генетической и экспериментальной минералогии. Т. IV. Новосибирск: Наука, 1966. С. 182–200.
4. Липаева А.В. Эпигенетическая железорудная минерализация Северного Приаралья (условная локализация, вещественный состав, происхождение): Дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М.: ИГЕМ, АН СССР, 1989. 19 с.
5. Липаева А.В., Павлов Д.И. Подземные воды и формирование железных руд Северного Приаралья / Литология и полез. ископаемые. 1986. № 2. С. 104–117.
6. Поспелов Г.Л. Статистические и динамические факторы локализации рудных столбов и месторождений // Проблемы образования рудных столбов. Новосибирск: Наука, 1972. С. 12–21.
7. Поспелов Г.Л., Каушанская П.И. Стадии развития и типы бестрещинного жильобразования // Геология и геофизика. 1962. № 9. С. 41–47.
8. Пустовалов Л.В. Генезис липецких и тульских железных руд // Тр. Всесоюз. геол. объединения НКТП СССР. 1933. Вып. 285. 468 с.
9. Формозова Л.Н. Железные руды Северного Приаралья // Тр. ГИН АН СССР. 1959. Вып. 20. 446 с.
10. Холодов В.Н. Постседиментационные преобразования в элизионных бассейнах // Тр. ГИН АН СССР. 1983. Вып. 372. 151 с.
11. Яншин А.Л. Геология Северного Приаралья. Стратиграфия и история геологического развития. М.: Изд. МОИП, 1953. 736 с.
12. Ohle W. See-Erz, Rostrohren und verwandte Konkretionen // Geol. Rundschau. 1934. В. 25. Hf. 4. P. 23–45.

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 552.5 (267)

© 1992 г. Пилипенко А.И

СЕЙСМОСТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ОСАДОЧНОГО
ЧЕХЛА ИНДИЙСКОГО ОКЕАНА

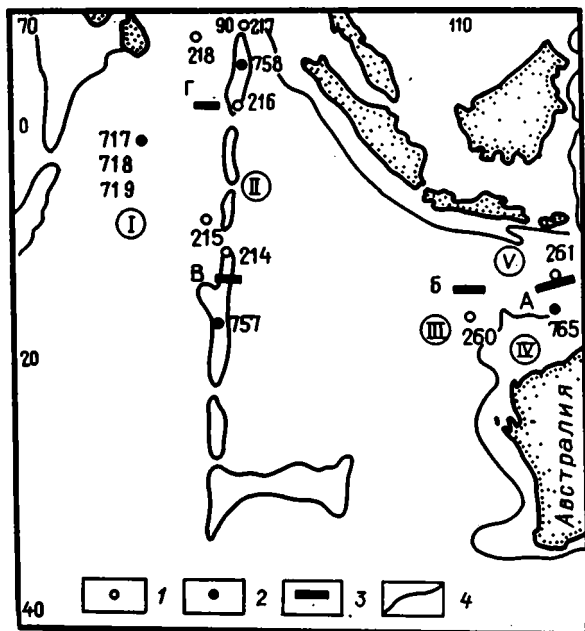
В 1986–1989 гг. производственным объединением Южморгеология Мингео СССР в Индийском океане выполнены площадные исследования МОВ ОГТ и непрерывное сейсмическое профилирование (НСП) в комплексе с магнитометрией вдоль Маскаренско-Австралийского геотраверза. В геологическом отношении геотраверз пересекает северо-западную континентальную окраину Австралии (плато Эксмут), глубоководные котловины (Северо-Австралийскую, Западно-Австралийскую и Центральную) и асейсмичные хребты (Маскаренский и Восточно-Индийский).

Исследования НСП выполнялись на НИС "Исследователь" 4-канальной пьезокозой с базой одного канала 25 м и расстоянием между ними 50 м. Возбуждение упругих колебаний осуществлялось пневматическим источником ШИП. Максимум спектра излучаемой энергии его приходится на частоты 80–120 Гц. Расстояние между точками излучения упругих колебаний при сейсмических исследованиях НСП составляло 100 м, что обеспечило плотность наблюдений через 25 м вдоль профилей.

Применение сейсморазведки высокого разрешения с большой плотностью наблюдения позволило расшифровать строение осадочного чехла с высокой детальностью, изучить разнообразности седиментационных тел и особенности структурных несогласий на абиссальных глубинах в океане. В настоящей статье приведены результаты сейсмофациального анализа океанских отложений, раскрывающие характер взаимоотношений (перерывов и несогласий) между двумя различными генетическими комплексами в приконтинентальных частях Северо- и Западно-Австралийской котловин и района Восточно-Индийского хребта (фиг. 1), которые в настоящее время наиболее детально изучены площадной съемкой НСП [4–6].

Сейсмостратиграфия обычно имеет дело с возрастными и фациальными классами геологических объектов [2, 7, 8]. При выделении возрастных седиментационных комплексов используют два типа хроностратиграфических поверхностей [7]: 1) несогласия и эквивалентные им согласные поверхности, которые являются границами комплексов, и 2) поверхности слоев (напластования) в пределах самих комплексов. Границы литофаций могут пересекать поверхности напластования. Изучение таких скользящих границ (литофациальных несогласий) требует использования сейсморазведки высокой разрешающей способности. Стандартная сейсморазведка МОВ ОГТ имеет в этом смысле известные ограничения из-за более низких частот регистрации и, как правило, не позволяет изучить тонкую структуру осадочного чехла.

Анализ полученных материалов НСП на геотраверзе позволяет выделить один из типов литофациального несогласия, которое часто образуется близ континентальных окраин или подводных возвышенностей, характеризующихся незначительным (менее 5°) уклоном дна, где в ходе осадконакопления параллельно формируются два различных генетических комплекса. Образование первого (покровно-облекающего) связано с вертикальной составляющей пелагической седиментации, второго (так называемого латерального комплекса заполнения) – с деятельностью турбидных потоков и придонной циркуляцией вод. На модели такой седиментации (фиг. 2, а) видно, что границы раздела слоев 1–4 обоих комплексов представляют собой изохронные поверхности. Перерыв в осадконакоплении либо структурное несогласие в данном случае не наблюдается. При этом граница раздела литофаций носит скользящий характер, разделяя осадочный разрез на два литолого-фациальных комплекса (ЛФК). Граница литолого-фациальных комплексов отображает переход от одного типа осадконакопления к другому. В ходе седиментации происходит закономерное перераспределение мощностей по латерали с утолщением нижнего, относительно однородного по составу пелагического комплекса (ЛФК-II) и утонением верхнего латерального комплекса заполнения (ЛФК-I), представляющего обычно горизонтально-слоистым типом напластования.



Фиг. 1. Обзорная схема с местоположением фрагментов профилей НСП, иллюстрируемых на фиг. 3, 5-7

1, 2 - скважины глубоководного бурения соответственно DSDP и ODP; 3 - фрагменты профилей: А (фиг. 3), Б (фиг. 5), В (фиг. 6), Г (фиг. 7); 4 - изобата 3000 м. I-V - структурно-тектонические элементы: (I - Центральная котловина, II - Восточно-Индийский хребет, III - равнина Гаскойн, IV - плато Эксмут, V - равнина Арго)

На фиг. 2, б показана модель для условий седиментации, когда формируется только латеральный комплекс заполнения, а накопление осадочного материала в ЛФК-II не происходит (например, из-за перерыва либо под влиянием придонной гидродинамической обстановки). В этом случае слои 1-4, принадлежащие заполняющим фациям, залегают в основании ЛФК-I по классической схеме подошвенного налегания [7] либо прислонения, по терминологии других авторов [8]. Из фиг. 2, б видно, что на уровне толщи 4 произойдет полное топографическое выравнивание поверхности дна и захоронение неровностей палеорельефа.

На фиг. 2, в показана модель седиментации, представляющая собой сочетание двух описанных выше типов осадконакопления с перерывом между слоями 2 и 4 в ЛФК-II. В этом случае граница раздела двух рассматриваемых комплексов будет отличаться наличием подошвенного несогласия на уровне слоя 3 (фация заполнения с налеганием).

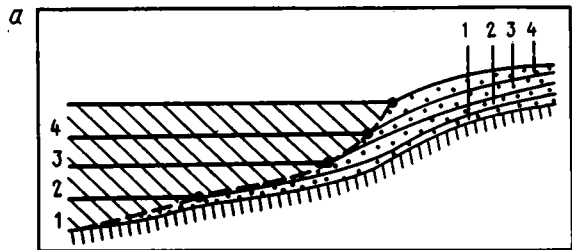
Анализ полученных материалов НСП показывает, что осадконакопление по типу А и В наиболее широко развито в приконтинентальных частях Северо- и Западно-Австралийской котловин, а также на погребенных склонах северного сегмента Восточно-Индийского хребта.

СЕВЕРО- И ЗАПАДНО-АВСТРАЛИЙСКАЯ КОТЛОВИНЫ

В строении осадочного чехла прилегающих к плато Эксмут абиссальных равнин Арго (Северо-Австралийская котловина) и Гаскойн (Западно-Австралийская котловина) принимают участие отложения от нижнемеловых до современных [1, 12, 13]. Анализ сейсмических профилей НСП показал, что осадочный чехол в абиссальных равнинах практически повсеместно состоит из двух ЛФК: нижнего, относительно акустически прозрачного (полупрозрачного) и верхнего стратифицированного (горизонтально-слоистого). Максимальная их мощность составляет 800-1200 м [5].

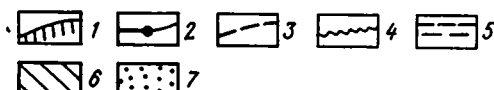
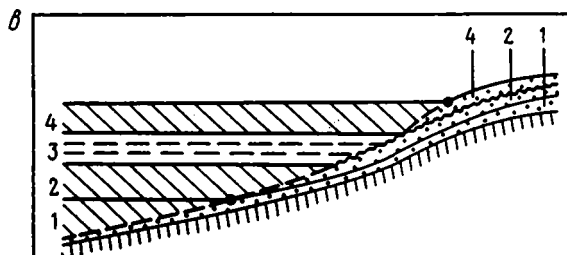
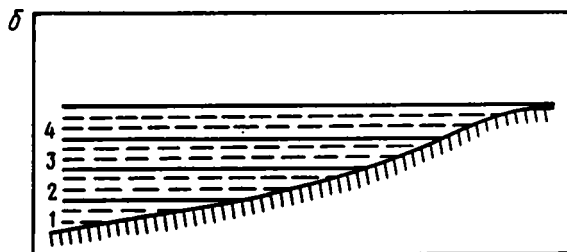
При площадных исследованиях в Северо-Австралийской котловине была получена стратиграфическая увязка со скв. 261 DSDP (фиг. 3). Скв. 261 была прорублена б/с "Челленджер" на небольшой возвышенности базальтового фундамента при глубине морского дна 5667 м. Перекрывающие осадки мощностью 532 м характеризуются средней скоростью распространения упругих волн 1800 м/с [12]. По привязке к скв. 271 нижний генетический комплекс (ЛФК-II) представлен главным образом пелагическими глинами мелового возраста. Верхний стратифицированный горизонтально-слоистый комплекс (позднемиоцен-плиоценового возраста), занимающий примерно третью часть разреза, описан как преимущественно пелагический комплекс с известковыми турбидитными прослоями [12]. Вблизи поверхности дна залегает пачка радиоляриевых илов четвертичного возраста.

На временном разрезе НСП внутри ЛФК-II в районе скважины выделяются протяженные оси синфазности, раскрывающие его внутреннее строение (см. фиг. 3). В пределах ЛФК-I выделено восемь основных (реперных) седиментационных поверхностей, которые расчленяют разрез на маломощные толщи (сейсмофациальные единицы). Как видно из фиг. 3, оси син-



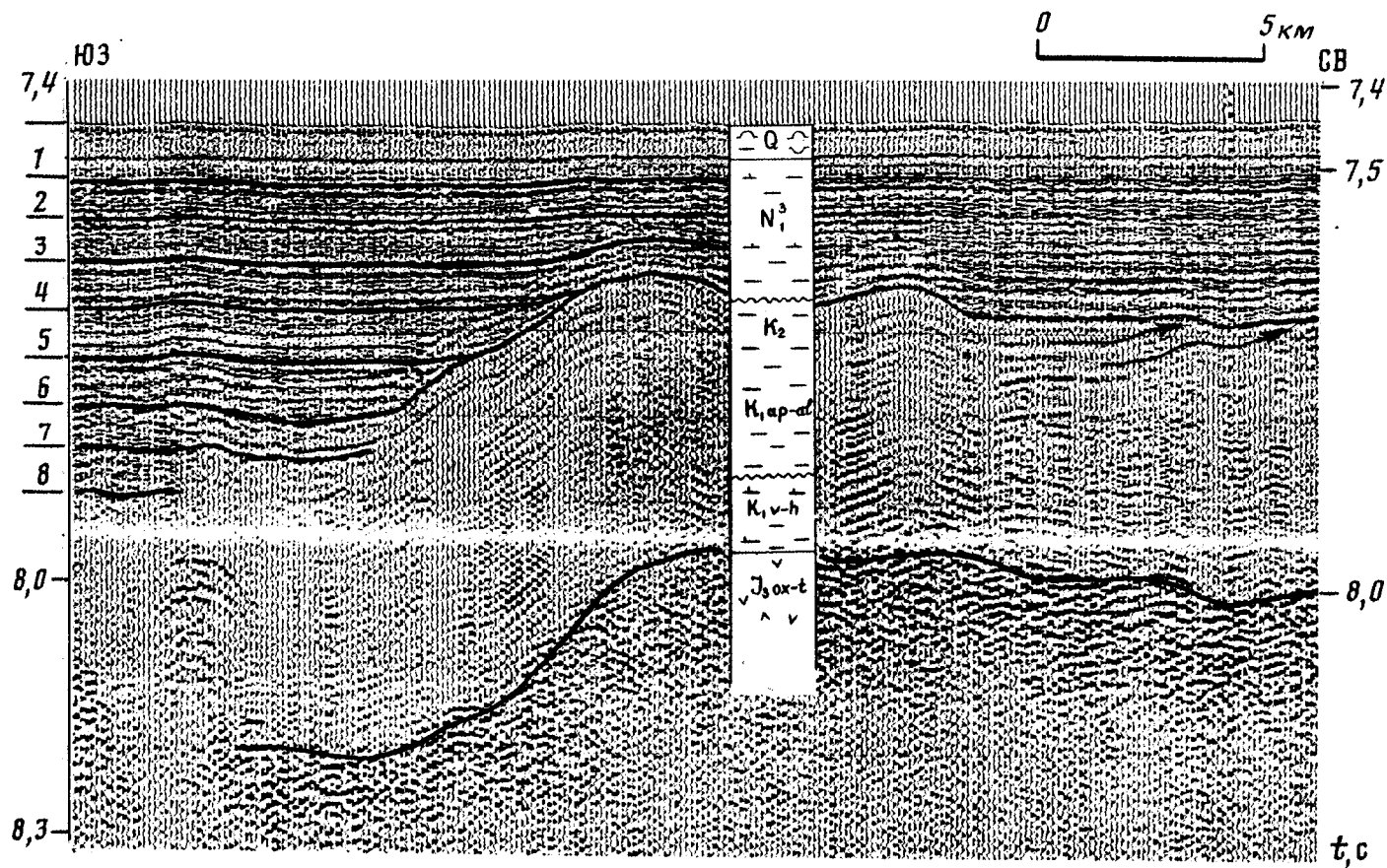
Фиг. 2. Сейсмостратиграфические модели соотношения турбидитных и пелагических фаций

1 – палеорельеф; 2 – хроностратиграфические (изохронные) поверхности; 3 – фациальная поверхность несогласия; 4 – перерыв; 5–7 – литофации (5 – турбидиты, 6 – чередование пелагических осадков и турбидитов, 7 – пелагические осадки)



фазности, принадлежащие турбидитным сейсмофациальным единицам 7 и 8, по латерали непосредственно переходят в акустически прозрачные пелагические слои позднемелового возраста в верхней части ЛФК-II. В то же время отражающие горизонты сейсмофациальных единиц 5 и 6 испытывают налегание на верхнюю границу ЛФК-II. Суммарная мощность налегающих толщ 5 и 6, приуроченных, судя по всему, к раннекайнозойскому интервалу разреза, на относительно опущенном блоке фундамента (левая часть фигуры) составляет около 120 м. В районе самой скважины этот интервал в ЛФК-II полностью выпадает из стратиграфической последовательности либо сокращается до минимальных величин, находящихся за пределами разрешающей способности НСП.

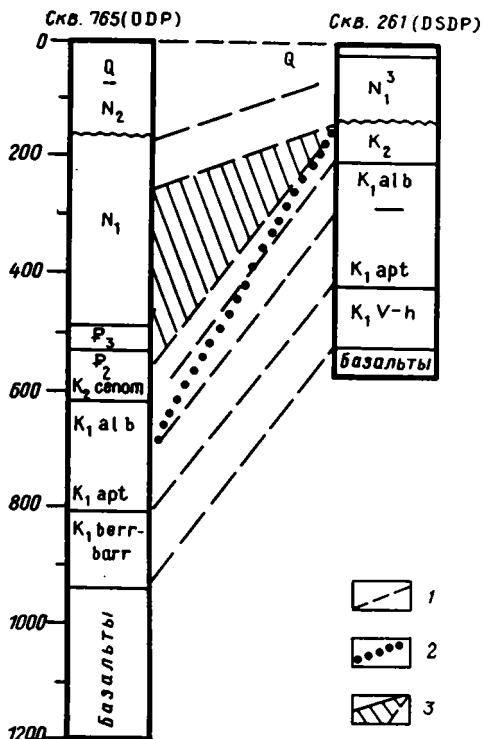
В целом взаимоотношение слоев на границе двух ЛФК свидетельствует о том, что осадконакопление здесь соответствует модели, изображенной на фиг. 2, а, т.е. осадочные толщи 5 и 6 отлагались в течение того интервала геологического времени, которому отвечал перерыв в ЛФК-II. Можно полагать, что выпадающие из разреза скв. 261 толщи 5 и 6 имеют раннекайнозойский возраст. Полученные материалы свидетельствуют о том, что увеличение мощности стратифицированных осадков ЛФК-I происходит в результате последовательного расширения его стратиграфического диапазона в нижней части. Вывод о том, что палеогеновые отложения присутствуют в осадочном чехле равнины Арго в нижней части ЛФК-I, согласуется с результатами бурения скв. 765 ODP [13] в юго-восточной части равнины Арго. В разрезе этой скважины в стратиграфическом интервале от позднего мела (сеноман) до плейстоцена включительно установлено относительное преобладание карбонатных турбидитов, природа которых предполагает транспортировку материала из смежных участков шельфа [13]. На фиг. 4 приведено сопоставление стратиграфических подразделений скважин 765 ODP и 261 DSDP. Показательно, что на смежном плато Эксмут карбонатная седиментация начала доминировать с сеномана [14]. Абиссальные равнины Арго и Гаскойн к тому времени погрузились ниже уровня карбонатной компенсации [9].



Фиг. 3. Фрагмент временного разреза НСП, иллюстрирующий характер сейсмоакустической записи в районе скв. 261

Фиг. 4. Сопоставление стратиграфических подразделений скважин ODP и DSDP

1 — стратиграфическая корреляция;
2 — подошва турбидитов; 3 — стратиграфический интервал, отсутствующий в скв. 261



На наш взгляд, одной из причин выпадения из разреза скв. 261 палеогеновых и нижней части неогеновых осадков является эродирующее влияние системы абиссальных течений. Данные сейсмостратиграфического анализа профилей НСП свидетельствуют об интенсивной подводной эрозии (очевидно, в палеогене — начале миоцена), когда осадконакопление шло в основном на депрессионных участках. В качестве примера на фиг. 3 (правая часть) показано срезание поверхностью несогласия двух отражающих горизонтов, принадлежащих, очевидно, верхнемеловому интервалу разреза. Судя по литературным данным [3, 10], в северо-восточной части Индийского океана главные перерывы в раннем кайнозое связаны как со сменой главных систем течений, так и с поступлением холодных придонных вод из Антарктиды.

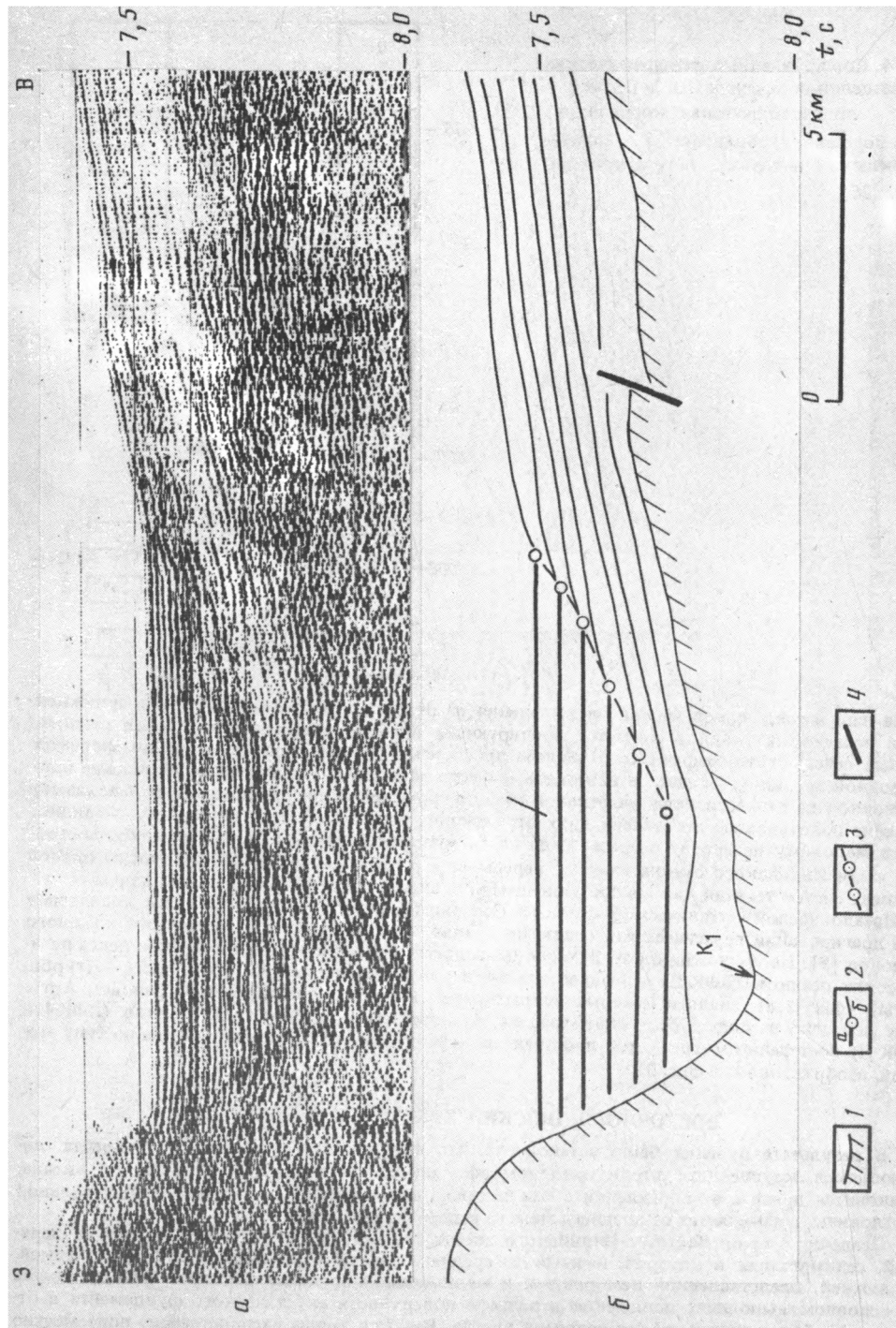
Начало зрелой океанической фазы на Северном Эксмуте документируется поднятыми при драгировании пелагическими осадками (радиоляриевые илы) с его северного и южного склонов [9]. На подножии плато Эксмут наблюдается утонение прозрачного комплекса пелагических осадков (ЛФК-II) и переход его в четко стратифицированные отложения — (турбидиты) (фиг. 5, а), аналоги которых вскрыты скв. 765 на южной периферии равнины Арго. Как показано на фиг. 5, б, граница раздела турбидитных и пелагических осадков (ЛФК-I и ЛФК-II) постепенно мигрирует в пространстве и во времени (осадконакопление по типу модели, изображенной на фиг. 2).

ВОСТОЧНО-ИНДИЙСКИЙ ХРЕБЕТ (ХРЕБЕТ 90°)

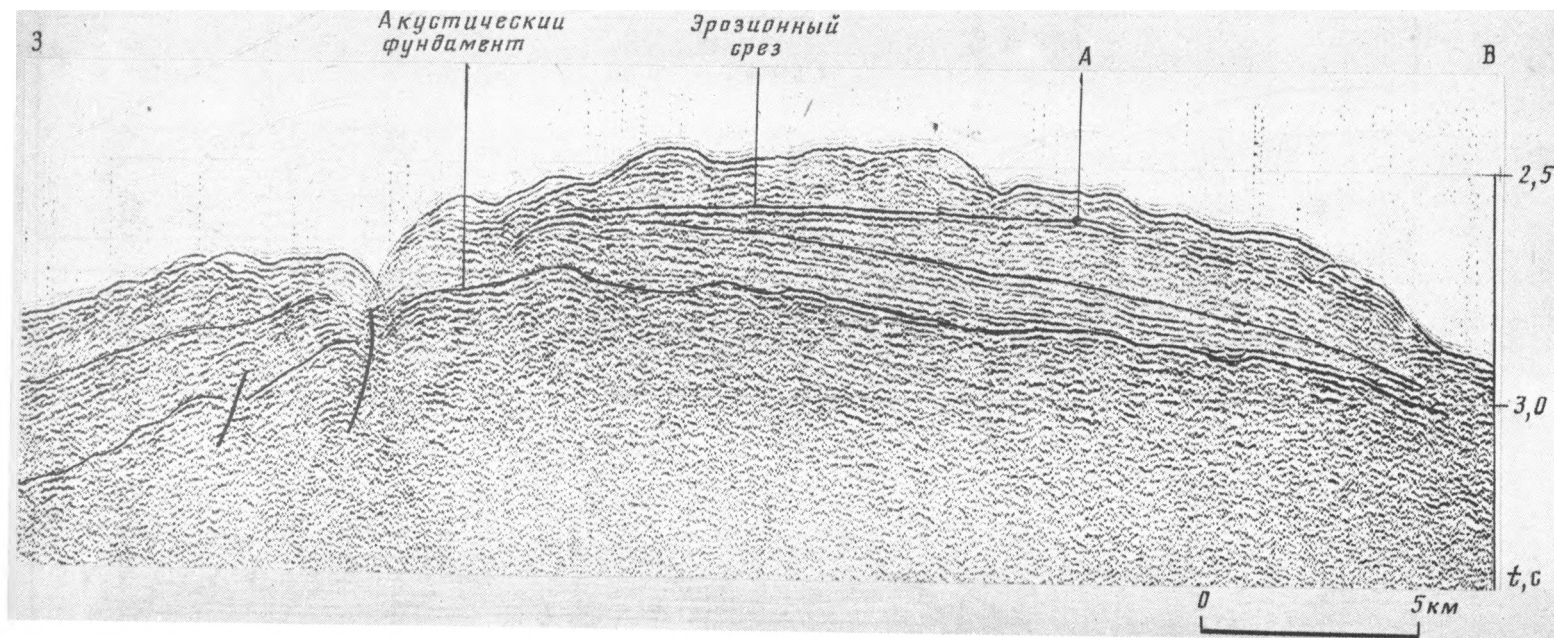
В результате бурения было установлено, что возраст Восточно-Индийского хребта, являющегося крупнейшим структурно-геоморфологическим элементом Индийского океана, становится древнее в направлении с юга на север, как и возраст ложа смежной Центральной котловины, и изменяется от позднего мела на севере до эоцена на юге [15].

Осадочный чехол Восточно-Индийского хребта состоит из двух структурных толщ: верхней, седиментация в которой, начиная со среднего эоцена, была нормальной пелагической, и нижней, представленной неморскими и мелководно-морскими фациями. Нижняя толща в основном выполняет понижения в рельефе поверхности акустического фундамента и отвечает наиболее ранней стадии развития хребта. Верхняя толща распространена повсеместно и сложена пелагическими карбонатными осадками. Их мощность составляет в среднем 250–450 м.

В ходе тектонической эволюции постепенно погружалась вершинная поверхность Восточно-Индийского хребта. На широте 12–15° ю.ш. в местах наиболее приподнятого залегания поверхности фундамента внутри эоцен-четвертичной осадочной толщи, представленной карбонатными илами (по данным привязки в скв. 214 DSPP), выделена поверхность несогласия,



Фиг. 5

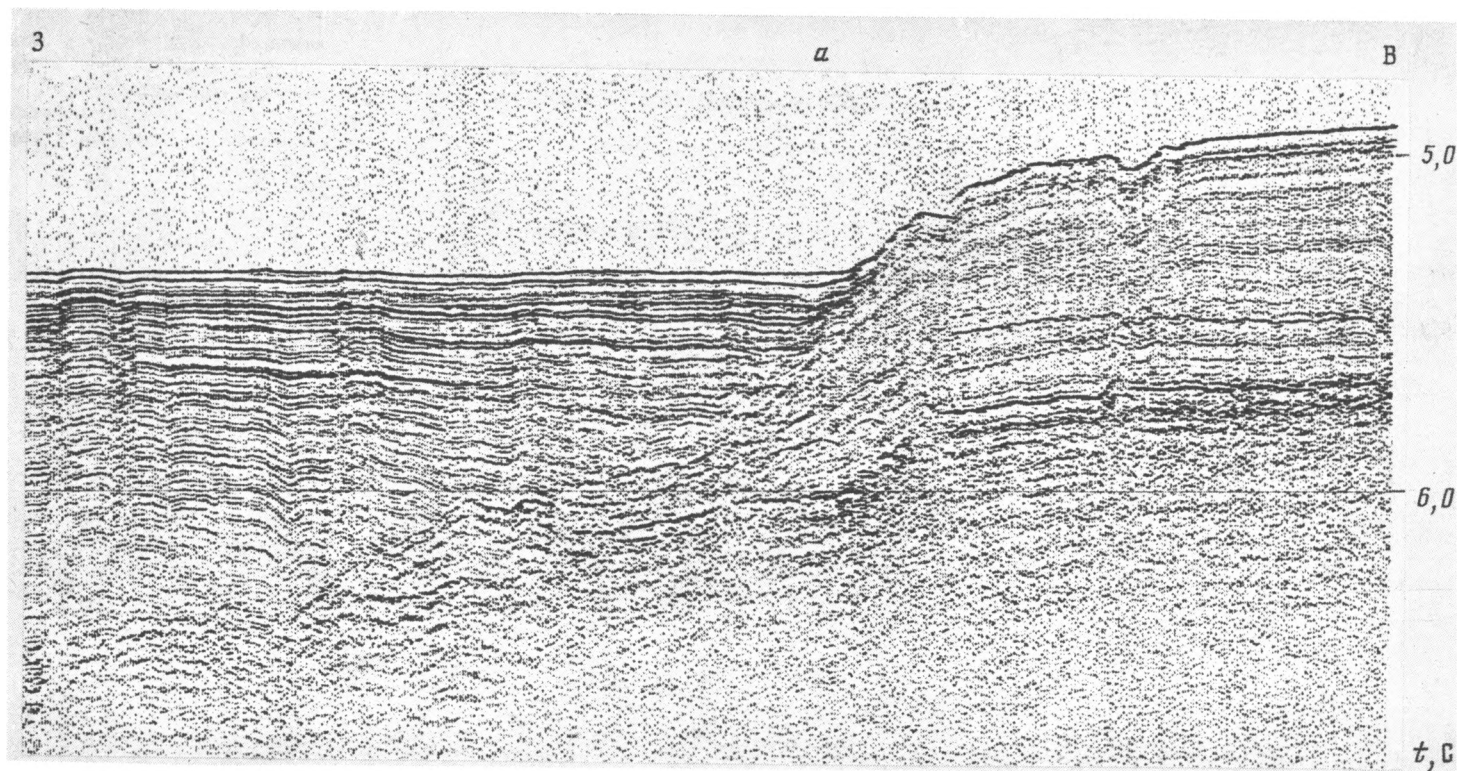


Фиг. 6

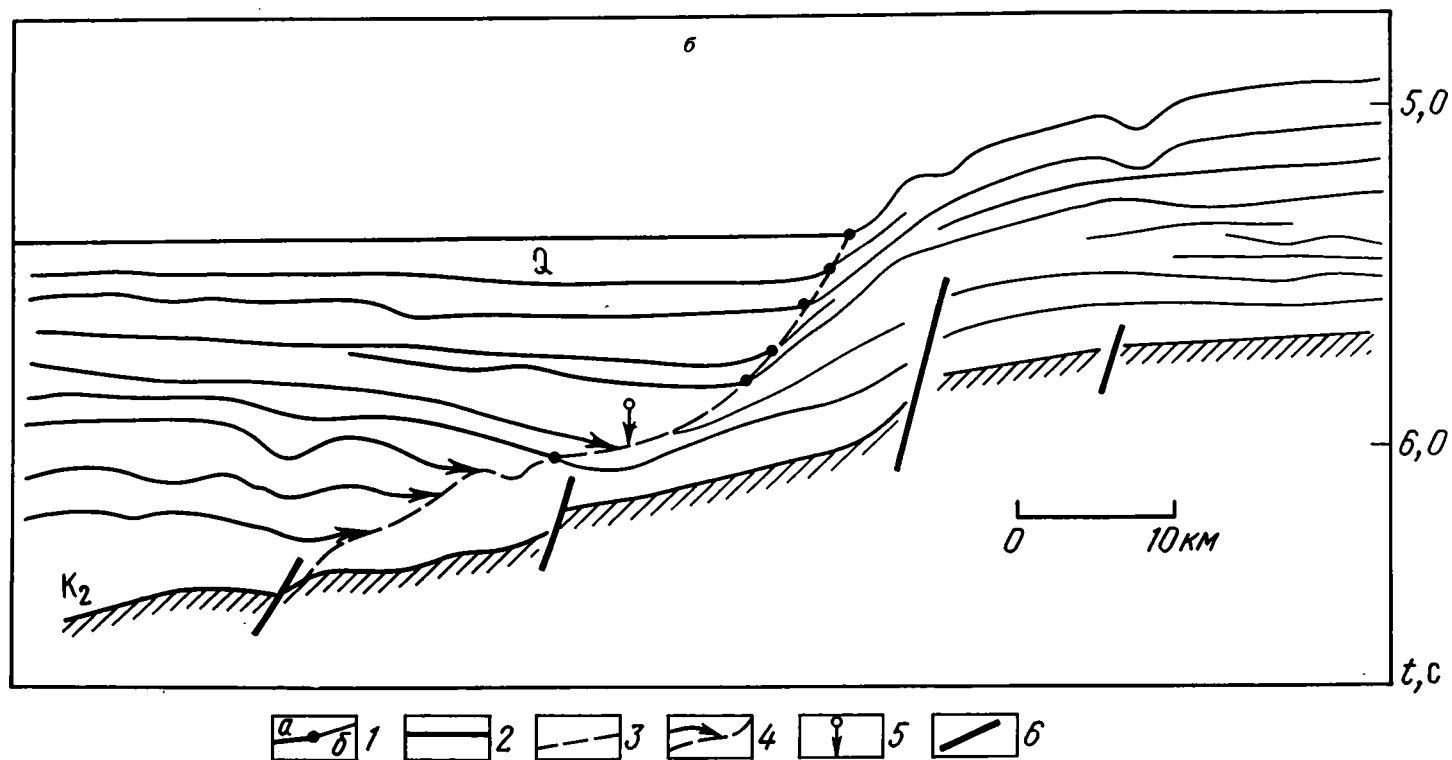
Фиг. 5. Фрагмент временного разреза НСП (а) с интерпретацией (б), иллюстрирующей характер перехода пелагических осадков в турбидиты (равнина Гаскойн)

1 — акустический фундамент; 2 — отражающие поверхности, представленные турбидитами (а) и пелагическими осадками (б); 3 — граница раздела турбидитных и пелагических осадков; 4 — разрывные нарушения

Фиг. 6. Фрагмент временного разреза НСП через вершинную поверхность Восточно-Индийского хребта (на широте $14^{\circ} 15'$ ю.ш.)



Фиг. 7, а



Фиг. 7. Фрагмент временного разреза НСП (а) с интерпретацией (б), иллюстрирующий характер взаимоотношения между пелагическими и турбидитными фациями на западном склоне Восточно-Индийского хребта (широта 6° с.ш.), сопряженном с Центральной глубоководной котловиной

1 – наиболее выразительные отражающие горизонты в сейсмокомплексах заполнения (а) и облекания (б); 2 – акустический фундамент; 3 – граница раздела пелагических и турбидитных фаций; 4 – подошвенное несогласие (налегание) на древнем склоне; 5 – осевая зона палеодолины, связанной с придонным течением; 6 – разрывные нарушения

ниже которой пласты залегают по схеме эрозионного среза (фиг. 6). Плоскостное срезание, очевидно, произошло после того, как отдельные фрагменты хребта оказались выведенными из-под уровня моря и подверглись континентальной эрозии, либо для подводного размыва характерен расчлененный рельеф. По привязке к скв. 214 более вероятен олигоценовый возраст перерыва и сопровождавшего его размыва.

На представленном фрагменте временного разреза НСП (см. фиг. 6) в пределах осадочной толщи, заключенной между поверхностями акустического фундамента и несогласия, может быть выделены две сейсмofации. Причем по латерали происходит закономерное перераспределение мощностей этих сейсмofаций.

Максимальная (около 120 м) мощность нижней сейсмofации, облекающей поверхность акустического фундамента, наблюдается на участке наиболее приподнятого его залегания. Верхняя сейсмofация, подстилающая поверхность несогласия и отличающаяся относительно более акустически прозрачной записью, по-видимому, также сформировалась в условиях обложения палеорельефа, но последующая эрозия уничтожила значительную часть осадков. Максимальная ее мощность на восточном участке эрозионного среза (см. фиг. 6, точка А) составляет около 150 м (при средней скорости 2000 м/с).

Таким образом, в поперечном сечении вершинной поверхности хребта с востока на запад на расстоянии всего нескольких десятков километров происходит почти полное выпадение из разреза стратиграфического интервала, возраст которого оценивается предположительно как позднеоцен-олигоценовый.

На склонах северного сегмента Восточно-Индийского хребта (к северу от экватора) наблюдается постепенное уменьшение мощности карбонатной шапки и переход ее в стратифицированные отложения латерального комплекса заполнения смежных глубоководных котловин. В качестве примера на фиг. 7 приведен фрагмент временного разреза НСП, иллюстрирующий характер взаимоотношения между двумя упомянутыми выше комплексами на западном погребенном склоне Восточно-Индийского хребта, сопряженном с Центральной глубоководной котловиной в дистальной части Бенгальского конуса выноса. Как видно из фиг. 7, граница раздела двух ЛФК намечается довольно уверенно (в соответствии с моделью, приведенной на фиг. 2, а). В крест простирания она носит скользящий характер, обуславливая почти полное выклинивание нижнего ЛФК в сторону Центральной котловины.

Вещественный состав осадочного чехла латерального комплекса заполнения характеризуют скважины 218 DSDP [11] и 717–719 ODP [16]. Скв. 218 вскрыт разрез среднемиоцен-четвертичных отложений мощностью 772 м ниже поверхности дна. В нем преобладают песчаные и глинистые алевриты с прослоями песков, глин и илов. В разрезе выделены четыре главных интервала, отложенных турбидными потоками [11]. Скв. 717–719 ODP вскрыли дистальные турбидиты, отлагавшиеся на значительном удалении от источника и сложенные слоями тонкозернистых осадков, переслаивающимися с пелагическими глинами и подчиненным количеством биогенных турбидитов. При этом, судя по процентному содержанию карбоната в пелагических интервалах разреза, сделан вывод о том, что дно Центральной котловины в районе скв. 717–719 было опущено ниже уровня карбонатной компенсации около 17 млн. лет назад [16].

Латеральный комплекс заполнения Бенгальского конуса выноса питают реки, и прежде всего Ганг. На внутреннем склоне и подножии Восточно-Индийского хребта, где глубина дна постепенно увеличивалась, слои, отложенные в результате пелагической седиментации, утоняются, что вызвано растворением карбонатных осадков и более медленной аккумуляцией глин.

Таким образом, сейсмостратиграфический анализ показывает, что наиболее распространенной моделью седиментации в приконтинентальных частях глубоководных котловин и подводных возвышенностей является наличие "скользящего" в пространстве и во времени фациального несогласия между турбидитами и пелагическими осадками. При этом всегда следует помнить о трехмерности изображения: данный вывод справедлив для сечений, перпендикулярных к простиранию морфоструктур, формирующих палеорельеф нижнего комплекса, и небольших углов их наклона, когда эффектом гравитационного оползания осадков можно пренебречь. Отдельные наиболее приподнятые фрагменты Восточно-Индийского хребта на раннем этапе тектонического развития (в палеогеновое время), очевидно, выводились из-под уровня моря и подвергались континентальной эрозии, что необходимо учитывать при палеореконструкциях.

Список литературы

1. Крашенинников В.А. Значение океанических отложений для разработки стратиграфической шкалы мезозоя и кайнозоя (Индийский океан) // Тр. ГИН АН СССР. 1977. Вып. 19. С. 124–226.
2. Кукин Н.Я. Модели седиментации и понятия сейсмостратиграфии // Бюл. БМОИП. Отд. Геол. 1989. Т. 64. Вып. 1. С. 24–32.
3. Лисицын А.П. Общие закономерности строения осадочных толщ океана // Геологическая история океана. М.: Наука, 1980. С. 36–104.

4. Пилипенко А.И. Структура и раннекайнозойская эволюция Восточно-Индийского хребта (на широте 10–18° ю.ш.): Тез. докл. 9-й Всесоюз. школы морской геологии. Т. 2. М.: ИО АН СССР, 1990. С. 75–76.
5. Пилипенко А.И., Сивуха Н.М. Тектоника северной части плато Эксмут и смежных глубоководных котловин (Индийский океан) // Геотектоника. 1990. № 2. С. 112–122.
6. Пилипенко А.И., Сивуха Н.М. Геологическое строение и геодинамика Западно-Австралийской котловины // Геотектоника. 1991. № 1. С. 109–123.
7. Сейсмическая стратиграфия. Т. 1. / Под ред. Пейтона Ч. М.: Мир, 1982. 357 с.
8. Шлезингер А.Е. Строение и развитие осадочных бассейнов по данным сейсмостратиграфии. Бюл. МОИП. Отд. геол. 1989. Т. 64. Вып. 1. С. 33–38.
9. Cook P.J., Veivers J.J., Heirtzler J.B. et al. The sediments of the Argo abyssal Plain and adjacent areas, northeast Indian Ocean // BMR J. Austral. Geol. and Geophys. 1978. V. 3. P. 113–124.
10. Davis T.A., Weser O.E., Luyendyk B.P. et al. Unconformities in the sediments of the Indian Ocean // Nature. 1975. № 253. P. 15–19.
11. Initial Report of the Deep Sea Drilling Project. Washington D.C., U.S. Government Printing Office. 1974. V. 22. 950 p.
12. Initial Report of the Deep Sea Drilling Project. U.S. Government Printing Office, Washington D.C. 1974. V. 26. 1129 p.
13. ODP investigates Indian Ocean Origin (Leg 123) // Geotimes. 1989. № 13. P. 16–18.
14. ODP Science operator report, Leg 122: Exmouth Plateau Site Report // JOIDES J. 1988. V. XIV. № 3. P. 9–15.
15. ODP Science operator report, Leg 121: Broken Ridge and Ninetyeast Ridge Program // JOIDES J. 1988. V. 14. № 3. P. 5–8.
16. Stow D.A.V., Cochran J.R. The Bengal Fan: Some Preliminary Results from ODP Drilling // Geo-Marine Lett. 1989. № 9. P. 1–10.

ПО "Южморгеология",
Геленджик

Поступила в редакцию
17.XII.1990

УДК 552.14:553 (574.5)

© 1992 г. Красильникова И.Г., Крутиков В.Ф., Солюшкин В.Е.,
Разумовская Н.Н.

ГИПЕРГЕННЫЕ НОВООБРАЗОВАНИЯ В ФОСФОРИТАХ КАРАТАУ

В бассейне Каратау современное выветривание широко развито в зонах, находящихся выше уровня грунтовых вод (40–60 м от дневной поверхности). Ниже гипергенные процессы не так интенсивны, хотя и распространяются по трещинам и тектонически ослабленным зонам на глубину до 400 м. В течение геологической жизни вследствие глыбовой тектоники на поверхности оказывались различные участки фоссерии. Возможно, что процессы выветривания вообще преобладали в пострудной истории фосфатных осадков региона [7].

В настоящее время наиболее водообильным является тамдинский горизонт трещинно-карстовых вод, с которым в гидрогеологическом отношении объединяются и фосфориты чулактауской свиты [3]. По мере продвижения пластовых вод через карбонатные и фосфатные породы к зоне разгрузки возрастает их минерализация и увеличивается содержание сульфат-иона. Схема такого взаимодействия рассмотрена в работах В.Н. Холодова [7, 8]. При этом обогащенные кислородом воды прежде всего окисляют сульфиды, представленные преимущественно пиритом, и органическое вещество. В результате в них накапливаются CO_2 и SO_4^{2-} и в участках, близких к областям питания, растворяются карбонаты. Фосфатные же минералы более устойчивы в нейтральных и слабокислых средах, что приводит к некоторому обогащению поверхностных зон полезным компонентом. Для участков разгрузки характерна вторичная карбонатизация, проявляющаяся в заполнении пор и трещин, развитии процессов метасоматоза. Возможно, что помимо широко развитого вторичного кальцита в осадок при этом мог выпадать и доломит (при достаточно высокой степени минерализации вод). Последующее накопление в пластовых водах CO_2 приводит к тому, что фосфат-ион становится подвижным и начинают растворяться фосфатные минералы. Возрастание пористости и каверзности при развитии этих процессов может привести к полной дезинтеграции породы.

По мере растворения первичных фосфатных минералов циркулирующие воды обогащаются фосфором, и при благоприятных физико-химических условиях фосфатные новообразования выпадают из растворов. Они отлагаются в виде цемента между останцами материнской породы, образуют корочки и оторочки, заполняют трещины и пустоты. Глубокое развитие процес-



Фиг. 1. Полосчатое строение опоквидных фосфоритов (м-ние Джанатас, ник. скрещены, увел. 90)

сов растворения и перераспределения вещества приводит к формированию вторичных фосфоритов, имеющих ограниченное распространение и развитых на месторождениях Джанатас и Аксай.

Макроскопически вторичные фосфориты представлены брекчиевидными, опоквыми и глиноподобными разновидностями, нередко две последние имеют полосчатое строение, обусловленное различным содержанием глинистого материала и гидроксидов железа, которые не растворяются и накапливаются в поверхностных водах.

Брекчиевидные фосфориты состоят из угловатых плотных обломков первичных пород, окрашенных в бурые тона гидроксидами железа. Нередко они окружены концентрическими оболочками фосфата розово-желтых или зеленоватых тонов. Пространство между обломками заполнено фосфатной массой от светло-желтого до кирпичного цвета, значительна примесь глинистого материала. Иногда цемент имеет карбонатный состав.

Опоковидные фосфориты особенно широко распространены и представлены плотной породой цвета слоновой кости, с раковистым изломом. Присутствие гидроксидов железа изменяет их цвет до кирпично-красного.

Глиноподобные фосфориты в основном имеют бурую окраску. Рыхлые разности существенно обеднены фосфором, зачастую они развиты на контакте чулактауской и шабактинской свит и обогащены марганцевистыми соединениями.

Вторичные изменения в коренных породах распространены чрезвычайно широко и выражаются в основном в постоянном импрегнировании практически всех минеральных образований гидроксидами железа и в частичной кальцитизации.

Гипергенные процессы приводят к образованию в коре выветривания целого ряда минеральных новообразований. В элювии фосфоритов постоянно встречаются гипс и кальцит. Реже отмечены эпсомит, галит, тенардит, уранофосфаты и уранованадаты [5], возможно присутствие алюмофосфатов, по гидрослюдам развивается галлуазит. Кальцит по сравнению с доломитом преимущественно развит в поверхностных зонах бассейна. По трещинам он развивается до значительных глубин. Замещающий доломит, кальцит выполняет роль цемента. В отдельных случаях можно наблюдать псевдоморфозы кальцита по ромбодрам доломита. Кальцит, как правило, имеет незначительную примесь пелитоморфного материала, особенно в прожилках, где он сложен хорошо раскристаллизованными разностями с размером выделений 0,03–0,06 мм.

В зоне частичного окисления нередко наблюдается окварцевание, в основном по концентратам. В участках развития кремнистых пород активные поверхностные воды, фильтруясь через них, выносят кремнезем и перекристаллизуют его в виде мозаичного кварца.

В глинистых разновидностях развит каолинит. В отдельных образцах рентгенографически установлен монтмориллонит, образующийся в результате длительного выветривания иллита, при котором происходит увеличение содержания гидроксильных групп, переход двухвалентного железа в трехвалентное, вынос некоторых одновалентных катионов и привнос магний. В участках развития железомарганцевого горизонта присутствуют пиролюзит и псиломелан.

В коренных породах содержание железа в целом невелико (до 1,5%), что связано в основном с присутствием пирита, часто тонкораспыленного. В значительно меньшем количестве



Фиг. 2. Пучковидно-игольчатые выделения гидроксидов железа (м-ние Джанатас, ПЭМ, самооттененные угольные реплики); увел. 30 000 (а) и 10 000 (б)

развиты оксидные соединения железа. Гидроксиды железа, образующиеся при выветривании вследствие окисления пирита и последующей гидратации, развиты практически во всех породах чулактауской свиты. Они образуют неправильные скопления размером до 0,1 мм, но в основном пигментируют различные минеральные образования. В полосчатых разностях они локализуются на границе слоев (фиг. 1), при электронно-микроскопическом изучении отчетлив игольчатый облик кристаллов (фиг. 2).

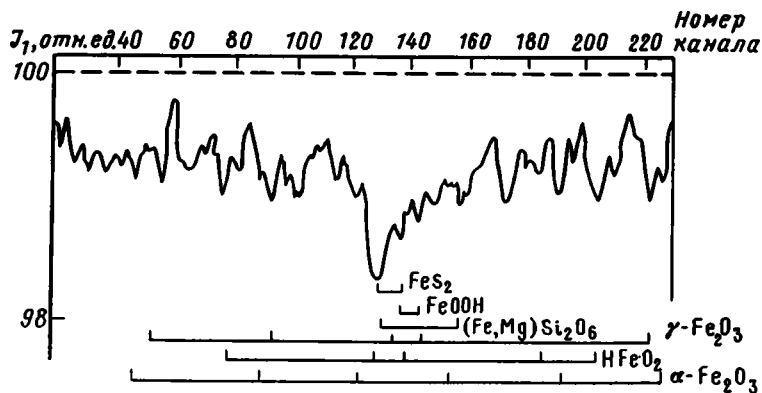
До последнего времени эти образования диагностировались как гидрогетиты с различным содержанием адсорбционной воды. Однако в системе $\text{Fe}_2\text{O}_3 - \text{H}_2\text{O}$ соединения железа могут находиться в двух модификациях: α (ряд гематита — гетита и их гидратированные разности) и γ (ряд маггемита — лепидокрокита и их гидратированные разности). Лепидокрокит и гетит имеют идентичный химический состав. Структурные отличия выражаются в наличии у лепидокрокита двух типов ионов кислорода, у гетита все кислородные ионы химически эквивалентны. Колломорфные гидратированные разности обеих форм рентгеноаморфны. В то же время мессбауровские спектры гетита и лепидокрокита резко различаются: у гетита (HFeO_2) имеется зеemanовское расщепление, характерное для магнитного состояния вещества, в спектре лепидокрокита (FeOOH) — лишь квадрупольное расщепление, характерное для парамагнетиков [4]. Анализ полученных спектров ЯГР (фиг. 3), а также разложение их на составляющие, проведенное на ЭВМ АВС-26, свидетельствует, что гидраты железа в фосфоритах Каратау представлены в основном γ -рядом — лепидокрокитом и его гидратированными разностями, в отдельных случаях совместно присутствуют гетит и гидрогетит.

Среди вторичных фосфоритов по условиям образования можно выделить остаточные, метасоматические и химически осажденные [6]. Однако гораздо чаще в результате этих процессов формируются не собственно вторичные фосфориты, а зоны измененных пород и фосфатные новообразования. Наиболее широко развиты гипергенные фосфатные минералы, образовавшиеся при выпадении из растворов из-за нарушения равновесия.

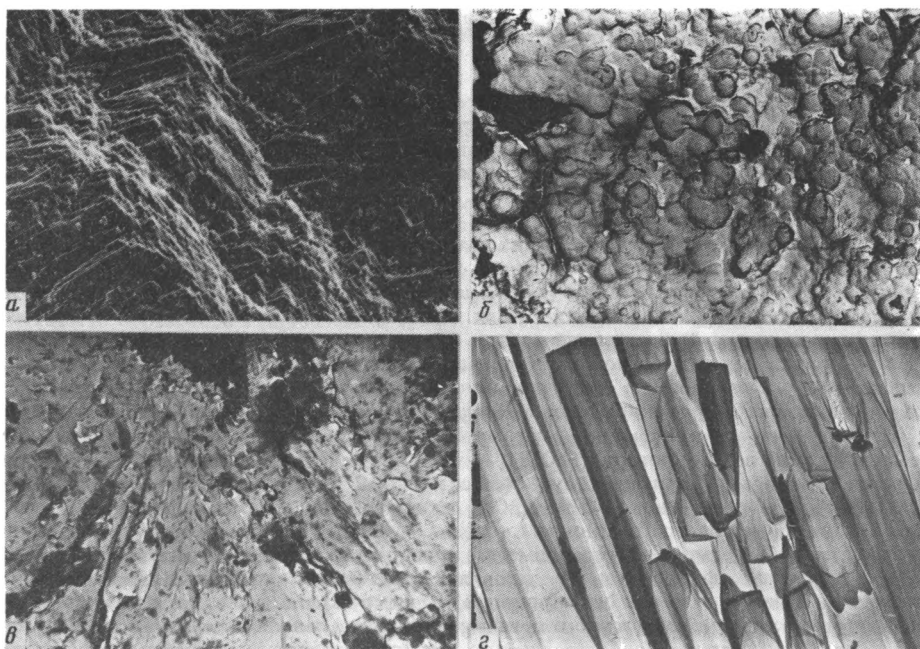
По данным химического анализа (табл. 1) основными примесями в фосфатах из гипергенных фосфоритов являются Fe, Al и Si. Содержание CO_2 и параметры элементарной ячейки близки к таковым из неизмененных разностей. Переотложенные разновидности фосфатных минералов отличаются наибольшей чистотой материала, примесь органического вещества в них отсутствует.

Прозрачные зеленоватые или желтовато-белые корочки и оторочки вторичного фосфата сложены призматическими, игольчатыми или шестоватыми кристаллами, очень мелкими (10–20 мкм) или, напротив, очень крупными (200–300 мкм), что, видимо, связано с условиями кристаллизации и концентрацией растворов. Они отличаются заметным двупреломлением и светло-серой интерференционной окраской. Показатели преломления составляют: $n_o = 1,627$ и $n_e = 1,623$, параметры элементарной ячейки: $a_o = 9,355 \text{ \AA}$, $c_o = 6,880 \text{ \AA}$. Однако и в этих разностях содержится CO_2 до 3,2%, и, следовательно, переотложенные разности фосфата по своим физико-химическим свойствам отвечают фторкарбонатапатиту, близкому к франколиту.

Изучение ультраструктур гипергенных фосфатов показывает, что в целом для них характерны ориентированные разности (фиг. 4, а). В массивных разностях фосфоритов чаще встречается беспорядочно-зернистая структура (см. фиг. 4, б), наряду с широко разви-



Фиг. 3. Спектры ЯГР железосодержащих минералов из фосфоритов Каратау, снятые на приборе фирмы "Helling" (ФРГ)



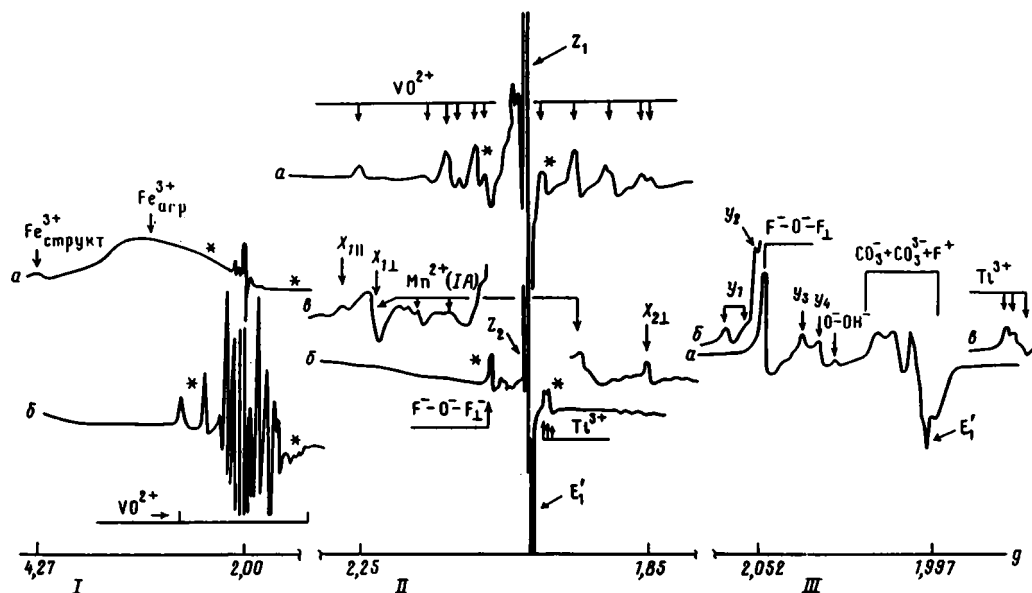
Фиг. 4. Ультрамикроструктуры гипергенных фосфатов Каратау

а – ориентированное развитие фосфатных образований (м-ние Джанатас, ВЭЭ в РЭМ, увел. 100); б – беспорядочно-зернистая структура (м-ние Джанатас, ПЭМ, увел. 4000); в – радиально-лучистая структура (м-ние Аксай, ПЭМ, увел. 2500); г – удлиненно-призматическая субпараллельная структура (м-ние Аксай, ПЭМ, увел. 6300)

той радиально-лучистой (см. фиг. 4, в). Фосфат из корочек и оторочек обычно сложен достаточно крупными, хорошо образованными, параллельно ориентированными призматическими кристаллами длиной до 80 мкм (см. фиг. 4, г).

По данным ЭПР (фиг. 5, I, а) в затронутых процессами выветривания фосфоритах (брекчиевидная разновидность) регистрируется узкая линия, обязанная ионам Fe^{3+} , замещающим в структуре фосфата ионы Ca^{2+} в позиции Ca (II), и очень широкая линия, связанная с агрегатным центром Fe^{3+} (скорее всего с гидроксидной формой железа).

В спектре ЭПР перекрещенного фосфата (см. фиг. 5, I, б) линии Fe^{3+} не регистрируются, а интенсивные линии вблизи $g = 2,0$ отвечают спектру ванадила VO^{2+} , замещающего в структуре фторкарбонатапатита Ca^{2+} в позиции Ca (II) [1].



Фиг. 5. Спектры ЭПР фосфоритов (радиоспектрометр ЭПР РЭ 1306) в следующих диапазонах разверстки магнитного поля, кГс:

I – $1,0 \div 3,8$; II – $2,8 \div 2,8$; III – $3,2 \div 3,4$. Спектры записаны при температуре 300 К, спектр III, б при температуре 77 К

Таблица 1

Химический состав (в %) и некоторые свойства гипергенных фосфатов из фосфоритов Каратау

Компонент	Фосфат из коренных пород	Разновидности вторичных фосфоритов		Фосфатные корочки
		пелитоморфная	опоквидная	
P ₂ O ₅	34,05	32,72	34,98	36,05
CaO	51,94	50,86	53,01	54,22
F	3,01	3,07	3,36	3,42
CO ₂	2,66	2,94	3,02	3,20
MgO	0,52	0,58	0,45	Следы
MnO	0,12	0,46	Следы	"
Fe ₂ O ₃	1,22	1,73	0,98	0,52
Al ₂ O ₃	0,96	1,24	0,94	0,46
SiO ₂	0,46	0,36	0,24	0,12
Cl	—	0,12	0,15	0,10
SiO ₂	1,80	3,43	3,45	0,93
Сорг	0,35	—	—	—
—O=F	1,26	1,28	1,41	1,43
Сумма	95,86	96,23	96,15	97,59
CO ₂ /P ₂ O ₅	0,078	0,089	0,086	0,088
F/P ₂ O ₅	0,088	0,093	0,096	0,094
CaO/P ₂ O ₅	1,525	1,554	1,515	1,504
Показатель преломления	1,618–1,620	1,612	1,620	n _o = 1,627(±0,003) n _e = 1,623(±0,003)
Параметры элементарной ячейки, А:				
a ₀	9,345(±0,003)	9,348(±0,003)	9,352(±0,003)	9,355(±0,003)
c ₀	6,880(±0,003)	6,889(±0,003)	6,885(±0,003)	6,888(±0,003)
Удельная поверхность, м ² /г	1,9	1,6	1,4	1,0

Сопоставление парамагнитных центров в фосфатах кальция из фосфоритов различного типа

Разновидности фосфоритов (место на- хождения)		Фосфат кальция																Кварц	Гид- рок- сиды желе- за
		Mn ²⁺ (I)	Fe ²⁺ (II)	VO ²⁺	Ti ³⁺	PO ₃ ²⁻		Кислородные парамагнитные комплексы				CO ₃ ⁻	CO ₃ ³⁻	F ⁺	D(Th)	E' ₁	Fe ³⁺ (app)		
						I	III	F ⁻ -O ⁻ -F ⁻	O ⁻ ← OH ⁻	Модель не иден- тифицирована									
										y ₁	y ₂	y ₃	y ₄						
Каратау	Вторичные (Джанатас), брекчиевид- ные	+	+	-	+	-	+	+	+	+	+	+	+	+	+	-	+	+	+
	Вторичные (Джанатас), опоко- видные	-	-	+	-	-	-	-	-	-	-	-	-	+	+	+	-	-	-
	Немета- морфизо- ванные (Джанатас)	±	+	-	-	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	-	±	±
	Метаморфи- зованные (Чулактау)	++	+	-	-	-	-	Следы	-	-	-	-	-	-	-	-	+	±	±
	Зернистые (Кызылкумы)	-	+	+	-	-	-	Следы	-	-	-	-	-	+	+	+	-	-	±
Микрозернистые (Харанур)		±	Следы	-	-	+	+	++	±	+	+	+	+	Следы	Следы	Следы	-	±	±
Ракушечные (Раквере)		-	+	+	-	-	-	+	-	-	+	+	+	+	+	+	-	±	±

Примечание. "+" означает присутствие реперных линий данного центра в спектре ЭПР; "++" – присутствие очень интенсивных линий в спектре ЭПР; "-" – отсутствие реперных линий данного центра в спектре ЭПР; "следы" – слабую интенсивность данного центра в спектре ЭПР.

На фиг. 5, II, а при большем разрешении в переотложенном фосфате регистрируется очень интенсивная линия в области $g = 2,00$ (Z_1), обязанная своим происхождением радиационному центру (РЦ), локализованному на дефектах структуры фосфата, связанных с изоморфизмом $\text{CO}_3^{2-} \rightarrow \text{PO}_4^{3-}$. В спектре ЭПР слабоизмененного фосфата (см. фиг. 5, II, б, в) уверенно идентифицируется фтор-кислородный центр $\text{F}^--\text{O}^--\text{F}^-$, ионы Mn^{2+} , замещающего Ca^{2+} в позиции Са (I), и РЦ PO_4^{3-} (III), линии поглощения которого обозначены символами $X_{1\perp}$ и $X_{2\perp}$ (для перпендикулярной ориентации) и $X_{1\parallel}$ (для параллельной). В центральной части спектра наблюдаются узкие достаточно интенсивные линии РЦ в фосфате Z_2 и в кварце E'_1 .

В III диапазоне (см. фиг. 5, III) разверстки при еще большем разрешении в слабоизмененном фосфате при температуре 300 К (см. фиг. 5, III, а, в) и 77 К (фиг. 5, III, б) регистрируется богатый набор кислородных парамагнитных комплексов, связанных с вхождением кислорода в структуру фторкарбонатапатита в позиции F^- ; комплекс, идентифицирующийся с моделью O^--OH^- [2], и четыре кислородных комплекса, модель которых точно не установлена. Интересно отметить, что они не наблюдаются ни в переотложенных, ни в метаморфизованных фосфоритах.

В области эффективных g -факторов спектра (2,02–1,98) РЦ представляют собой центры, локализованные в структуре фторкарбонатапатита на анионной группе $\text{CO}_3^{2-} \rightarrow \text{PO}_4^{3-}$. Это CO_3^{2-} и CO_3^{3-} (отсутствующие, что вполне естественно, у метаморфизованных разностей), так называемый F^+ -центр [9], а также центры кварца E'_1 .

В слабоизмененных фосфоритах обнаружена группа линий (см. фиг. 5, III, в) с $g_1 = 1,9786$, $g_2 = 1,9754$ и $g_3 = 1,9716$, характерными для ионов Ti^{3+} . Известные титановые линии кварца в этот набор не входят, для фосфатов они ранее не описаны.

Сопоставление полученных данных (табл. 2) свидетельствует о том, что по результатам изучения методом ЭПР фосфат из слабоизмененных фосфоритов чрезвычайно близок к метаморфизованным фосфоритам Каратау, а переотложенный фосфат является специфическим новообразованием и обладает рядом типоморфных свойств, отличающих его от прочих фосфатных минералов из фосфоритов различного генезиса.

Список литературы

1. Гишинская Л.Г., Занин Ю.Н. Исследование изоморфной примеси VO^{2+} в апатите фосфоритов методом ЭПР // Докл. АН СССР. 1983. Т. 273. № 6. С. 1463–1467.
2. Гишинская Л.Г., Шербакова М.Я. Изоморфные замещения и структурные нарушения в апатите по данным ЭПР // Физика апатита. Новосибирск: Наука, 1975. С. 7–63.
3. Коноплянец А.А. Гидрогеология Малого Каратау и важнейших фосфоритных месторождений // Фосфориты Каратау. Алма-Ата: Изд-во АН КазССР, 1954. С. 225–259.
4. Мурашко Н.В., Люсева Г.В., Щеглова Н.В. Полиморфный переход лепидокрокита в гетит // Неорг. материалы. 1980. Т. 16. № 6. С. 1124–1125.
5. Смирнов А.И. Минеральный состав и основные этапы минералообразования в фосфоритных рудах Каратау // Тр. ГИГХС. 1975. Вып. 30. С. 30–48.
6. Страхов Г.В., Шариков Т.Ж., Познякова А.Н. Вторичные фосфориты Каратау // Тр. ГИГХС. 1978. Вып. 44. С. 50–55.
7. Холодов В.Н. К вопросу о вторичных изменениях пластовых фосфоритов Малого Каратау в зоне гипергенеза // Литология и полез. ископаемые. 1969. № 3. С. 33–49.
8. Холодов В.Н. Редкие земли в процессе выветривания фосфоритов Каратау // Геохимия. 1972. № 9. С. 1063–1070.
9. Vignoles M., Bonel G., Bacquet G. Etude physico-chimique des apatites carbonates phosphocalciques semblables ala francolite // Bull. Mineralogist. 1982. V. 105. P. 305–311.

Институт литосферы АН СССР,
Москва

Поступила в редакцию
5.II.1991

ВОПРОСЫ ЛИТОЛОГИИ И СТРАТИГРАФИИ СОЛИКАМСКОЙ ВПАДИНЫ
С УЧЕТОМ ГИДРОГЕОХИМИЧЕСКИХ ДАННЫХ

Для верхнего инфильтрационного гидрогеологического этажа Соликамской впадины установлена определенная закономерность распределения гидрозпитенетических минералов, заключающаяся в том, что при условии нормальной гидрогеохимической зональности чем выше растворимость минерала, тем ниже по разрезу он заполняет трещины горных пород (кальцит – волокнистый гипс – бесцветный галит) [2]. Розовый галит, заполняющий трещины ниже зоны бесцветного галита совместно с мелкокристаллическим гипсом и халцедоном, по ряду признаков нельзя отнести к новообразованному гидрозпитенетическому минералу. Вероятно, он имеет гидротермальное происхождение. Примерно равная толщина (1–2 мм) корочек халцедона и мелкокристаллического гипса в трещинах может свидетельствовать, по-видимому, о приблизительно одинаковом содержании кремнезема и сульфата кальция в бывшем растворе. Но содержание сульфата кальция в природном, насыщенном хлористым натрием растворе достигает нескольких граммов на литр [1]. Следовательно, можно судить о примерно таком же содержании кремнезема в бывшем растворе. Как установил Н.И. Хитаров [5], столь высокая растворимость кремнезема характерна только для высокотемпературных растворов, находящихся под большим давлением.

Нами были выявлены новые четкие геологические границы – поверхности раздела между зонами с разным составом трещинных вторичных минералов, наложенные (секущие) по отношению к литолого-стратиграфическим границам. Изучение этих поверхностей показало [3], что они являются современными гидрогеологическими границами как по значению (расчленяют разрез на ряд водоносных и водоупорных горизонтов), так и по происхождению (связаны с динамической и химической деятельностью подземных вод).

В настоящей статье приведены примеры использования новых геологических границ при изучении некоторых вопросов литологии и стратиграфии пермских отложений Соликамской впадины.

На фигуре приведена схема стратификации пермских надкалиеносных отложений региона. В основу ее построения положены маркирующие литологические и фаунистические слои, а также цикличность осадконакопления. Разрез каждой ритмопачки соляно-мергельной толщи иреньского горизонта кунгурского яруса начинается, как правило, с глинисто-карбонатных отложений (мергелей) и заканчивается пластом ангидрита или доломита. Третья и десятая точки сложены каменной солью с маломощными прослоями мергелей.

Предложенную схему стратиграфического расчленения разреза необходимо дополнить кратким описанием маркирующих слоев.

В 6 м ниже кровли второй пачки соляно-мергельной толщи отмечается маркирующий слой мергеля М-30-Ф мощностью 0,3–0,4 м, представляющий собой обильное скопление крупной пиритизированной фауны пелеципод.

На плоскостях наложения пород седьмой пачки встречаются знаки волноприбойной ряби и трещины усыхания, которые прослеживаются вне зависимости от геоструктурной приуроченности, что свидетельствует о мелководности среды осаждения, отсутствии заметной расчлененности рельефа дна бассейна осадконакопления. В то же время мощность седьмой пачки в пределах Соколовской брахисинклинали составляет 10 м, а в разрезе Соликамской брахи-антиклинали – 8,5 м. Этот факт объясняется ниже.

Нижней границей восьмой пачки служит подошва маркирующего слоя М-14, представленного мергелем глинистым, темно-серым, полосчатым с обильным содержанием на плоскостях наслоений мелких отпечатков пелеципод и остракод. Мощность слоя 2,0–2,5 м.

Нижняя граница девятой пачки проводится по подошве маркирующегося слоя мергеля М-12 мощностью 1,5–2,0 м, с обильной фауной пелеципод и остракод на плоскостях тонкого наслоения. Мощность соляно-мергельной толщи в пределах Соколовской брахисинклинали составляет 181,5 м.

Кунгурский ярус заканчивается сверху первым от поверхности земли пластом гипса мощностью 2 м.

В кровле соликамского горизонта уфимского яруса повсеместно прослеживается маркирующий слой М-5-4 мощностью до 1,5 м, представленный известняком с мелкими (0,3–2,0 см) ромбовидными кавернами, похожими по своему габитусу на отдельные кристаллы глауберита.

Между пестроцветными карбонатно-терригенными отложениями шешминского горизонта уфимского яруса и красноцветными породами казанского яруса залегает первый от поверхности земли маркирующий слой известняка мощностью 5 м.

Наше расчленение соляно-мергельной толщи, основанное на описании керна многих скважин, пробуренных институтом Гидропроект безнасосным способом (без промывки глинистым или водным раствором) с почти 100%-ным выходом керна, существенным образом

отличается от схемы, составленной Ю.А. Третьяковым и Б.И. Сапегиным [4] на основании интерпретации гамма-каротажа скважин, пройденных с промывкой Соликамской геолого-разведочной партии.

В пределах Соликамской брахиантиклинали мощность соляно-мергельной толщи резко сокращается — до 147 м. При этом верхняя граница развития по трещинам розового галита служит поверхностью, выше которой пласты каменной соли резко выклиниваются и замещаются доломитистыми брекчированными глинами с прослоем гипса в средней части (см. фигуру). Выше этой поверхности прослой ангидрита резко переходят в гипсы. Над верхней границей развития по трещинам волокнистого гипса доломитистые брекчированные глины и гипсы резко замещаются известковистыми брекчированными глинами. Так как положение в разрезе поверхностей раздела между зонами с разным составом трещинных вторичных минералов определяется современной динамической и химической деятельностью подземных вод [3], значит, описанные резкие выклинивания и замещения пород обусловлены растворяющей и выщелачивающей работой инфильтрационных подземных вод. Отсюда следует, что доломитистые брекчированные глины и гипсы, замещающие каменные соли, а также известковистые брекчированные глины, залегающие на продолжении гипсов, имеют карстовое происхождение. Гипсы, резко замещающие ангидриты, возникли в результате гидратации последних. Инфильтрационные воды никогда не проникали ниже кровли зоны розового галита, где развиты, по-видимому, только первично-осадочные породы, не затронутые активной преобразующей деятельностью подземных вод.

По данным петрографического анализа, гипсы, замещающие ангидриты, имеют сероватобелый цвет, сливной, тонкокристаллический облик. Часто в них наблюдаются гнезда голубовато-серого ангидрита, радиально-лучистые сферолиты (размером до 2 см) прозрачного кварца и редкие тонкие прослои мергеля. Под микроскопом порода характеризуется тонкослоистой текстурой, микромагматобластовой и гранобластовой структурами. Размер пластинок гипса обычно не превышает 0,1 мм. В виде примеси в породе присутствует тонкодисперсное глинистое вещество бурого цвета.

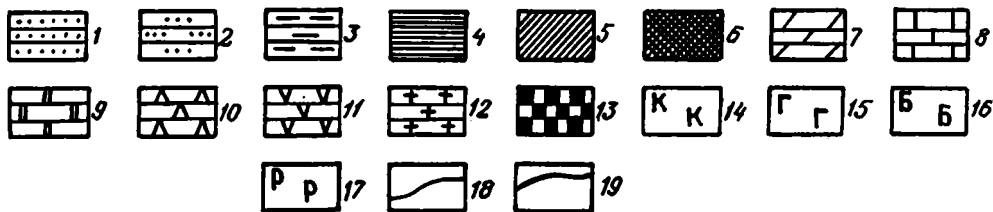
При резком замещении прослоев ангидрита гипсами мощность сохраняется. Механизм перехода ангидрита в гипс без изменения объема пока трудно объяснить. Непонятно, как избыток сульфата кальция удаляется через жидкую фазу.

Карстогенные гипсы, замещающие каменные соли, отличаются от вышеописанных более темным цветом, среднекристаллической структурой, отсутствием ясно выраженной слоистости, несколько большей примесью глинистого вещества. Выделения ангидрита и сферолитов кварца не наблюдаются. В основной массе гипсов отмечаются участки перекристаллизации — скопления крупных (до 2–4 см) пластинок гипса, так называемого *марина стекла*. Под микроскопом структура породы гранобластовая. Размер зерен обычно составляет 0,5–1,0 мм. По химическому составу карстогенные гипсы отличаются от ангидритогипсов почти полным отсутствием карбонатов и несколько большим содержанием нерастворимого остатка.

Карстогенные брекчированные глины характеризуются темно-серым цветом, отсутствием ясно выраженной слоистости, тугопластинчатой или полутвердой консистенцией и переменным содержанием угловатых обломков мергелей. По результатам химических анализов среди глин отмечаются доломитистые и известковистые разновидности. Характерно, что первые из них распространены в зоне развития по трещинам волокнистого гипса, а известковистые брекчированные глины залегают среди мергелей, трещины которых выполнены кальцитом. Следует заметить, что брекчированные глины по химическому составу приближаются к мергелям, однако их структурные, текстурные особенности и консистенция заставляют относить их к глинам.

Выполненные расчеты по методу В.П. Зверева [1] показали, что в разрезе Соликамской брахиантиклинали подземные воды, залегающие над верхней границей зоны волокнистого гипса, не насыщены сульфатом кальция. Судя по степени минерализации (226–312 г/л), воды, залегающие над зоной розового галита, не насыщены хлористым натрием. Учитывая большую подвижность вод (коэффициенты фильтрации пород составляют 5–20 м/сут), следует считать, что в настоящее время подземные воды в зоне инфильтрации растворяют и выщелачивают гипсы и каменные соли и на их место переотлагают новые продукты.

В связи с установлением ранее неизвестных геологических границ (поверхностей раздела между породами с разным составом минерального заполнителя трещин) появляется возможность сравнить между собой химический состав одноименных стратиграфических подразделений, находящихся в различных зонах развития по трещинам гидrogenных минералов. К сожалению, данных по химическому составу пород, приуроченных к зоне выполнения трещин розовым галитом, явно недостаточно, поэтому можно сравнить химический состав глинисто-карбонатных пород только для зон развития по трещинам волокнистого гипса и кальцита. Для такого сравнения был рассчитан средневзвешенный химический состав почти по каждой выделенной стратиграфической пачке соляно-мергельной толщи. Использовано около 600 отдельных химических анализов пород по восьми скважинам, подвергнутым сплошному послойному опробованию. Усредненные результаты представлены в таблице.



Данные этой таблицы позволяют установить важную закономерность. Глинисто-карбонатные породы (мергели, глинистые известняки), находящиеся в зоне развития по трещинам кальцита, оказываются частично раздоломиченными, кальцитизированными и лишены части нерастворимого остатка по сравнению с породами, трещины которых выполнены волокнистым гипсом. Эти изменения пород, очевидно, обусловлены не первичными условиями осадконакопления, а химической и суффозионной деятельностью подземных вод в позднейшие стадии геологического развития региона. Микроскопическое изучение шлифов мергелей, образцы которых были отобраны из зоны развития по трещинам кальцита, показало, что тонкодисперсная глинисто-карбонатная масса в отдельных местах замещается вторичным кальцитом.

Вынос и привнос вещества при рассмотренных изменениях пород не имеет компенсированного характера, т.е. выносится больше (в основном за счет тонкодисперсного глинистого материала), чем привносится. Об этом свидетельствует закономерное незначительное уменьшение мощности глинисто-карбонатных пород при их переходе из зоны развития по трещинам гипса в зону прожилкового кальцита.

Химический состав сульфатных пород таков, что при их растворении подземными водами они должны были бы оставить на месте своего залегания остаточный нерастворимый продукт очень незначительной мощности. В действительности же мощность брекчированных глин, залегающих на продолжении гипсов, составляет примерно $\frac{2}{3}$ мощности последних. Основным источником построения брекчированных глин является тонкодисперсный глинистый материал, вынесенный суффозионным процессом из вмещающих глинисто-карбонатных пород и переотложенный на место бывшего существования гипсов. Этот вывод основан на том, что проведенном анализе изменчивости химического состава глинисто-карбонатных пород в результате деятельности подземных вод. Второй источник построения брекчированных глин — угловатые мелкие обломки мергелей, образующиеся в результате или разрушения прослоек, содержащихся в гипсах, или обрушения со сводов возникающих полостей.

Поверхности раздела между зонами с разным составом минерального заполнителя трещин расчленяют геологический разрез иренского горизонта кунгурского яруса на три литологические толщи (сверху вниз): глинисто-мергелистую, гипсоносную и соленосную (см. фигуру). Границы между этими толщами имеют вторичный, наложенный характер по отношению к напластованию. Кроме того, глинисто-мергелистая толща отсутствует в центральной части синклинального понижения, а на антиклинальном поднятии она (как и гипсоносная толща) имеет разный стратиграфический объем в зависимости от геоструктурного положения. Поэтому глинисто-мергелистая и гипсоносная толщи не могут служить самостоятельными стратиграфическими подразделениями. Верхняя граница соленосной толщи "срезана" в антиклинальных поднятиях растворяющей деятельностью подземных вод и поэтому также не имеет стратиграфического значения.

Необходимо отметить, что к сходному выводу по Верхнекамскому месторождению приходит с других позиций А.Е. Ходьков. Он пишет [6, с. 47]: "В начальные этапы исследования месторождения при истолковании геологических факторов палеокарстовые процессы учитывались мало. Это, в частности, сказалось в том, что глинисто-мергелистая толща была выделена как самостоятельный стратиграфический элемент осадочной свиты". А.Е. Ходьков подразделяет кору выветривания галогенных отложений на верхнюю терригенную зону (без карбонатов), среднюю карбонатно-терригенную и нижнюю гипсово-карбонатно-терригенную. В изученном нами районе верхняя зона коры выветривания отсутствует.

Таким образом, изучение распределения в разрезе трещинных эпигенетических минералов позволяет обоснованно подойти к решению важных вопросов по литологии и стратиграфии пермских надкалиеносных отложений Соликамской впадины. Наши исследования должны помочь в решении ряда острых вопросов, возникших за последние 3 года в связи с проблемой водозащитной толщи на калийных рудниках Верхнекамского месторождения.

Схема литолого-стратиграфического расчленения пермских надкалиеносных отложений центральной части Соликамской впадины (составил Л.В. Мигунов с использованием материалов А.А. Иванова, А.В. Артемьева, А.А. Султанаева, Г.И. Горещкого, А.М. Гуреева, В.Е. Сатина, В.И. Савина).

1-13 — литологическая характеристика пород (1 — песчаник; 2 — алевролит; 3 — аргиллит; 4 — глина; 5 — то же, брекчированная известковистая; 6 — то же, брекчированная доломитистая; 7 — мергель; 8 — известняк; 9 — доломит; 10 — ангидрит; 11 — гипс; 12 — каменная соль; 13 — карналлит); 14-17 — состав минерального заполнителя трещин горных пород (14 — кальцит; 15 — гипс волокнистый; 16 — галит бесцветный; 17 — галит розовый совместно с халцедоном и мелкокристаллическим гипсом); 18, 19 — границы (18 — литолого-стратиграфические; 19 — поверхности раздела между зонами с разным составом минерального заполнителя трещин)

Средневзвешенный химический состав пород отдельных стратиграфических подразделений соляно-мергельной толщи иренского горизонта
кунгурского яруса центральной части Соликамской впадины

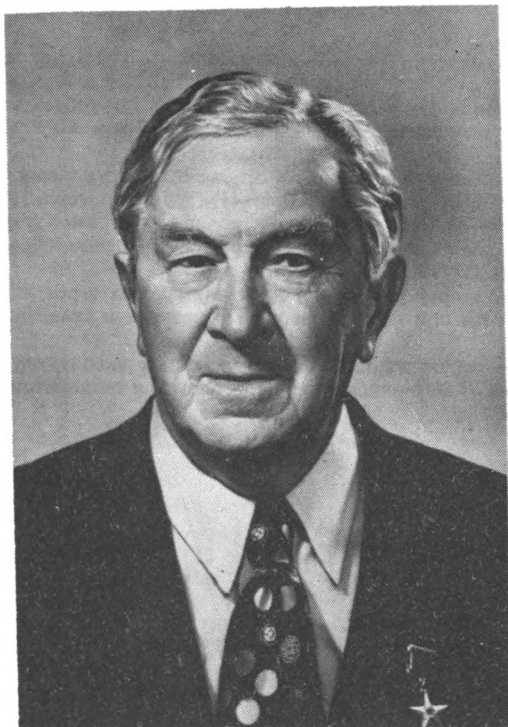
Номер пачки	Средняя мощ- ность, м	Предполагаемый солевой состав, %						Состав за- полнителя трещин	Общее условное название пород (по классификации С.Г. Вишнякова)
		R ₂ O ₃	нераство- римый остаток	NaCl	CaSO ₄	CaCO ₃	CaCO ₃ MgCO ₃		
XI ²	1,0	1,33	57,79	0,13	0,67	31,79	8,36	Кальцит	Брекчированная известко- вистая глина
XI ¹	2,0	0,07	1,02	0,08	97,75	0,82	0,04	Гипс	Гипс
	7,0	1,30	54,87	0,14	0,82	26,33	16,70	Кальцит	Доломитистые глинистые мергели
	8,0	1,90	58,71	1,57	13,60	7,34	16,83	Гипс	Известковисто-доломито- вые глинистые мергели
X	6,5	1,22	65,40	0,15	1,52	16,90	14,90	Кальцит	Брекчированная известко- вистая глина
	3,5	1,51	68,26	1,93	2,11	6,78	19,50	Гипс	Брекчированная доломи- тистая глина
IX	5,0	0,08	2,47	0,10	97,04	0,36	—	”	Гипс
	21,0	0,68	31,32	0,10	0,99	40,56	26,29	Кальцит	Доломитистые мергели
VIII	22,0	0,87	34,24	1,48	2,26	31,58	29,86	Гипс	”
	9,5	0,63	36,34	0,14	0,96	43,04	18,98	Кальцит	”
VII	10,0	0,94	44,33	1,81	2,22	30,16	20,57	Гипс	”
	8,5	0,49	30,51	0,10	0,95	54,20	13,90	Кальцит	”
VI ²	10,0	0,70	32,55	1,50	4,77	41,64	18,73	Гипс	”
	1,0	0,37	38,95	0,16	1,65	54,33	4,66	Кальцит	Брекчированная известко- вистая глина
VI ¹	1,5	0,12	1,78	0,09	96,99	0,70	0,52	Гипс	Гипс
	9,5	0,66	37,10	0,17	1,11	41,00	20,04	Кальцит	Доломитистые мергели
V ²	10,5	0,80	34,36	2,77	2,25	32,26	27,83	Гипс	”
	1,0	0,72	62,65	0,13	1,15	31,77	3,73	Кальцит	Брекчированная известко- вистая глина
V ¹	1,5	0,18	1,89	0,55	90,68	1,92	5,04	Гипс	Гипс
	9,0	0,88	32,63	0,28	2,58	42,58	21,48	Кальцит	Доломитистые мергели
IV ²	9,5	0,83	33,97	3,62	2,75	32,55	26,66	Гипс	”
	1,5	0,81	54,74	—	1,46	38,77	4,43	Кальцит	Брекчированная известко- вистая глина
IV ¹	2,5	0,24	0,94	0,52	95,56	1,51	1,63	Гипс	Гипс
	27,5	1,08	36,90	—	2,84	36,37	22,80	Кальцит	Доломитистые мергели
	29,5	0,72	36,44	1,56	2,86	34,79	23,51	Гипс	”

Список литературы

1. *Зверев В.П.* Гидрогеохимические исследования системы гипсы – подземные воды. М.: Наука, 1967. 99 с.
2. *Мигунов Л.В.* О куполовидном залегании минеральных новообразований и минерализованных подземных вод в долинах рек Камы и Вахша // Вестн. МГУ. Сер. геол. 1975. № 1. С. 82–86.
3. *Мигунов Л.В.* Гидрогеологические границы в отложениях надсолевых комплексов Верхнекамского и Нурекского месторождений // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1986. № 8. С. 116–123.
4. *Третьяков Ю.А., Сапегин Б.И.* Стратификация соляно-мергельной толщи района Верхнекамского месторождения калийных солей // Строение и условия образования соленосных формаций. Новосибирск: Наука, 1981. С. 52–59.
5. *Хитаров Н.И.* Химическая природа растворов, возникающих в результате взаимодействия воды с горными породами при повышенных температурах и давлении // Геохимия. 1957. № 6. С. 481–491.
6. *Ходьков А.Е.* Основные черты гидрогеологии важнейших эксплуатируемых соляных (калийных) месторождений // Материалы по гидрогеологии и геологической роли подземных вод. Л.: Изд-во ЛГУ, 1971. С. 4–70.

Институт геологии
Коми НЦ УрО АН СССР,
Сыктывкар

Поступила в редакцию
5.I.1991



**К 80-ЛЕТИЮ АКАДЕМИКА
АЛЕКСАНДРА ЛЕОНИДОВИЧА ЯНИНА**

28 марта 1991 г. исполнилось 80 лет со дня рождения и 60 лет научной деятельности академика Александра Леонидовича Янина.

А.Л. Янин является выдающимся ученым-естествоиспытателем, широкие научные интересы которого охватывают практически все направления наук о Земле.

Научная деятельность А.Л. Янина является исключительно разносторонней и масштабной по охвату важнейших геологических проблем и представляет собой блестящий пример плодотворного сочетания науки и практики.

В нашей стране и за рубежом А.Л. Янин известен прежде всего как крупный тектонист, основоположник учения о молодых платформах; им были установлены основные закономерности их строения и развития, что послужило основой для открытия связанных с этими структурами месторождений нефти, газа и других полезных ископаемых.

Большое значение для геологической теории и практики имели работы по созданию тектонических карт, среди которых тектоническая карта Евразии, составленная под его руководством и при его непосредственном участии, представляет собой выдающееся теоретическое обобщение. Эта работа получила мировое признание и в 1968 г. отмечена Государственной премией.

Важным разделом исследований А.Л. Янина является развитие представлений о необратимой эволюции геологических процессов в истории Земли; выявленные им закономерности послужили основой для воссоздания истории развития рельефа Сибири и Дальнего Востока. За эту работу в 1978 г. коллективу геологов во главе с А.Л. Яниным была присуждена Государственная премия.

В последние годы научные интересы А.Л. Янина обращены к глобальным проблемам геологии и тектоники дна Мирового океана.

Являясь типичным представителем классической школы русской геологической науки, А.Л. Янин, помимо основополагающих тектонических работ, создал ряд трудов в области литологии, стратиграфии, палеогеографии и учения о полезных ископаемых.

Еще в 1931 г. им была опубликована статья по результатам поисковых работ на фосфориты. В 30-е годы в результате исследования юрских отложений Южного Урала и Мугоджар и связанных с ними месторождений бокситов А.Л. Яниным совместно с П.Л. Безруковым были опубликованы две монографии.

Общетеоретическое значение имеет работа А.Л. Яншина "Геологическая история Орского Урала в третичном периоде", где дано сводное литологическое описание этого района и выявлено влияние тектонических движений на их образование.

Обобщением огромного фактического материала по геологии, литологии и стратиграфии Северного Приаралья явилась монография "Геология Северного Приаралья", которая в 1952 г. была защищена в качестве докторской диссертации, а в 1953 г. за нее была присуждена премия им. А.П. Карпинского.

Работая на Южном Урале, А.Л. Яншин установил широкое распространение там континентальных мезозойских отложений и приуроченного к ним ряда россыпных месторождений золота и платины. Помимо этих работ А.Л. Яншиным опубликован ряд статей о поисках фосфоритов и бокситов на Южном Урале и в Приуралье, о стратиграфии и литологии мезокайнозойских отложений этой обширной области и содержащихся в них полезных ископаемых.

В годы Великой Отечественной войны на базе этих исследований А.Л. Яншин занимался поисками и разведкой месторождений различных полезных ископаемых. Эта практическая деятельность была высоко оценена правительством. В 1944 г. А.Л. Яншин был награжден орденом Трудового Красного Знамени, а в 1945 г. — орденом "Знак Почета".

На основе теоретических исследований в Северном Приуралье А.Л. Яншин обнаружил ряд месторождений оолитовых железных руд и успешно прогнозировал поиски новых месторождений каменного и бурого угля, а также способствовал освоению пресных артезианских вод в пустынной зоне Казахстана.

С начала 60-х годов А.Л. Яншин проводит большую организационную работу, направленную на развитие широких геологических исследований Сибири, и особенно на прогнозирование и поиски месторождений минерального сырья, используемого в качестве удобрения. Под руководством А.Л. Яншина на севере Монголии был открыт крупный фосфоритовый бассейн, а в Восточной Сибири — крупнейшие месторождения калийных солей.

Чрезвычайно велика научно-организационная деятельность А.Л. Яншина, который долгое время был заместителем директора Института геологии и геофизики СО АН СССР, директором Института литосферы АН СССР, вице-президентом АН СССР, председателем и членом многих советов и комиссий, редколлегий и изданий, руководителем ряда геологических экспедиций и крупных научных исследований. В настоящее время он продолжает быть президентом Московского общества испытателей природы, председателем Научного совета по проблемам биосферы АН СССР, Советского комитета по международной программе "Литосфера", Комиссии по изучению четвертичного периода и др.

Несмотря на огромную занятость научно-организационными вопросами, неумная энергия Александра Леонидовича позволяет ему разрабатывать многие научные проблемы. Прежде всего это традиционные для него вопросы эволюции геологических процессов в истории Земли. Наиболее подробно он рассмотрел эволюцию процессов литогенеза (хлоридного соленакопления, фосфатонакопления, калийного и терригенного осадконакопления), а также эволюцию тектонических и геоморфологических процессов, магматизма, метаморфизма и рудообразования, изменение геофизических полей. Он продолжает работу над другими теоретическими проблемами (механизм тектонических процессов и типизация тектонических элементов и т.д.), над вопросами тектонической картографии и региональной тектоники. В последнее время А.Л. Яншина занимают самые разнообразные проблемы экологии — от конкретных вопросов защиты отдельных районов экологического бедствия до теоретических исследований в области экологии человека. Развитие всех этих направлений в творчестве А.Л. Яншина тесно связано с его деятельностью в качестве народного депутата СССР.

Друзья, коллеги и ученики сердечно поздравляют со славным юбилеем Александра Леонидовича — большого ученого и замечательного человека — и желают ему крепкого здоровья, новых творческих успехов в его кипучей и многогранной деятельности на благо науки и человечества.

Редколлегия журнала
"Литология и полезные ископаемые"

Межведомственный литологический комитет
АН СССР

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

ХОЛОДОВ В.Н. (главный редактор), **ТИМОФЕЕВ П.П.** (зам. главного редактора),
МИХАЙЛОВ Б.М. (зам. главного редактора),

БУТУЗОВА Г.Ю. (ответственный секретарь), **ВОЛКОВ И.И.**, **ДМИТРИЕВСКИЙ А.Н.**,
КОНОНОВ В.И., **КОНЮХОВ А.И.**, **МИГДИСОВ А.А.**,
МУРДМАА И.О., **СЕДЛЕЦКИЙ В.И.**, **СИДОРЕНКО С.А.**,
ШНЮКОВ Е.Ф., **ЯПАСКУРТ О.В.**

EDITORIAL BOARD:

KHOLODOV V.N. (editor), **TIMOFEEV P.P.** (deputy chief editor),
MIKHAILOV B.M. (deputy chief editor),

BUTUZOVA G.Ju. (secretary in charge), **VOLKOV I.I.**, **DMITRIEVSKY A.N.**,
KONONOV V.I., **KONYUKHOV A.I.**, **MIGDISOV A.A.**, **MURDMAA I.O.**,
SEDLITSKY V.I., **SIDORENKO S.A.**, **SHNYUKOV E.F.**,
YAPASKYRT O.V.

Адрес редакции:
109017, Москва, Ж-17, Пыжевский пер., 7, ГИН АН СССР
телефон 230-81-77

Зав редакцией *Т.А. Шелепина*

Технический редактор *Л.В. Кожина*

Сдано в набор 02.12.91. Подписано к печати 30.12.91. Формат бумаги 70 × 100 1/16
Печать офсетная. Усл. печ. л. 11,7. Усл. кр.-отт. 11,0 тыс. Уч.-изд. л. 14,5. Бум. л. 4,5 л.
Тираж 609 экз. Зак. 2231. Цена 2 р. 70 к.

Адрес редакции: 109017, Москва, Ж-17, Пыжевский пер. 7,
ГИН АН СССР, тел. 230-81-77
2-я типография изд-ва "Наука", 121099, Москва,
Г-99, Шубинский пер., 6

2р. 70 к.

Индекс 70493