

КОНТРОЛЬНЫЙ ЭКЗ.

ISSN 0024-497X



ИЗДАТЕЛЬСТВО · НАУКА ·

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

6

1981

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

СОДЕРЖАНИЕ

<i>Лисицына Н. А., Бутузова Г. Ю.</i> Литолого-фациальные типы донных осадков западной части Индийского океана (профиль: о. Мадагаскар — Центральная котловина)	3
<i>Беляева Н. В., Бурмистрова И. И., Свальный В. Н.</i> Особенности позднеплейстоценового осадконакопления в Центральной котловине Индийского океана	13
<i>Хворова И. В., Ильинская М. Н.</i> Девонская олистострома Южного Урала	25
<i>Сафонова О. Ф., Липатова Э. А.</i> О процессе ресилификации бокситов (по экспериментальным данным)	38
<i>Якушев В. М.</i> Гипергенные изменения руд пермской бокситоносной формации севера СРВ.	45
<i>Порошин В. Д.</i> К вопросу формирования высокоминерализованных хлоркальциевых рассолов	55
<i>Пушкина Э. В., Степанец М. И., Орлова Л. П., Синани Т. И.</i> Fe, Mn, Cu, Co, Ni, Zn, Pb, Cd, B, Si в иловых водах рудоносных осадков Красного моря (впадина Атлантик-II и Дискавери)	62
<i>Карпова Г. В., Логвиненко Н. В., Орлова Л. В., Белоцерковец Ю. И.</i> Постдиагенетические изменения каменноугольных отложений Большого Донбасса	70
<i>Станов В. В.</i> Метаморфизм горючих сланцев	82
<i>[Работнов В. Т.], Гуляева Н. Д., Кулибакина И. Б., Арефьев О. А.</i> Реликтовые углеводороды в углях различных градаций катагенеза Момо-Зырянской впадины	88
<i>Севастьянова Е. С.</i> О поведении фосфора в железомарганцевых микро- и макроконкрециях океана	96
<i>Шабанина Н. В., Бойко В. С., Жураев Ш., Журавлев Ю. П.</i> О роли нанопланктона в образовании среднеэоценовой фосфоритоносной формации Центральных Кызылкумов	102
<i>Бекасова Н. Б., Дудкин О. Б.</i> Состав и природа конкреционных фосфоритов раннего докембрия Печенги (Кольский полуостров)	107

Краткие сообщения

<i>Егоров В. Н., Малич Н. С.</i> О новом галенитовом рудопроявлении Маймеча-Котуйского района (Север Сибирской платформы)	114
<i>Бояркин А. П.</i> Термобарогеохимические исследования минерального состава руд и вмещающих пород сидеритовых и магнезитовых месторождений Башкирского мегантиклинория (Южный Урал)	118
<i>Дайняк Л. Г., Дриц В. А., Кудрявцев Д. И., Симанович И. М., Слонимская М. В.</i> Новая минеральная разновидность триоктаэдрических смектитов из эффузивных базальтов Тунгусской синеклизы	123

Хроника

<i>Раукас А. В., Саарсе Л. А.</i> Междуведомственное совещание по полевым и лабораторным методам исследования ледниковых отложений	130
<i>Тимофеев П. П., Доленко Г. Н.</i> Угольные бассейны и условия их формирования (VI Всесоюзное геологическое угольное совещание)	132
<i>Мария Федоровна Викулова</i>	135
<i>Всеволод Дмитриевич Шутов</i>	137
Содержание журнала за 1981 год	139

LITHOLOGY and MINERAL RESOURCES

6

NOVEMBER — DECEMBER

1981

CONTENTS

<i>Lisitsina N. A., Butuzova G. Yu.</i> Lithologo-facial types of bottom sediments of the Indian Ocean western part (profile: Madagascar Island — Central basin)	3
<i>Belyaeva N. V., Burmistrova I. I., Sval'nov V. N.</i> Specific features of Late Pleistocene sediment accumulation in the Central basin of the Indian Ocean	13
<i>Khvorova I. V., Iljinskaya M. N.</i> Devonian olistostrome of the Southern Urals	25
<i>Safonova O. V., Lipatova E. A.</i> On the process of bauxite resilification (according to experimental data)	38
<i>Yakushev V. M.</i> Hypergene ore alterations of the Permian bauxite-bearing formation of the south of the Socialist Republic of Viet-Nam	45
<i>Poroshin V. D.</i> On formation of high-mineralized chloro-calcic brines	55
<i>Pushkina Z. V., Stepanets M. I., Orlova L. P., Sinani T. I.</i> Fe, Mn, Cu, Co, Ni, Zn, Pb, Cd, B, Si in ooze waters of the Red Sea ore-bearing sediments (basin Atlantis-II and Discovery)	62
<i>Karpova G. V., Logvinenko N. V., Orlova L. V., Belotserkovets Yu. I.</i> Postdiagenetic changes of carboniferous deposits of the Greater Donbas	70
<i>Stanov V. V.</i> Combustible shales metamorphism	82
<i>Rabotnov V. T., Gulyaeva N. D., Kulibakina I. B., Arefiev O. A.</i> Relict hydrocarbons in coals of various catagenesis gradations of the Momo-Zyryanka depression	88
<i>Sevastianova E. S.</i> On behaviour of phosphorus in ferromagnesian micro- and macroconcretions of the ocean	96
<i>Shabanina N. V., Boiko V. S., Zhuravov Sh., Zhuravlev Yu. P.</i> On the role of nanoplankton in formation of the Middle Eocene phosphorite-bearing formation of Central Kizil Kum	102
<i>Bekasova N. B., Dudkin O. B.</i> Composition and nature of Early Precambrian concretionary phosphorites of the Pechenga (Kola Peninsula)	107
<i>Brief communications</i>	
<i>Yegorov V. N., Malich N. S.</i> On a new galenite ore manifestation of the Maimecha-Kotui region (Siberian Platform north)	114
<i>Boyarkin A. P.</i> Thermobarogeochemical studies of the mineral composition of ores and enclosing rocks of siderite and magnesite deposits of the Bashkir meganticlinorium (the Southern Urals)	118
<i>Dainyak L. G., Drits V. A., Kudryavtsev D. I., Simanovich I. M., Slonimskaya M. V.</i> A new mineral variety of trioctahedral smectites from effusive basalts of the Tunguska syncline	123
<i>Chronicles</i>	
<i>Raukas A. V., Saarse L. A.</i> Interdepartmental meeting on field and laboratory research methods of glacial deposits	130
<i>Timofeev P. P., Dolenko G. N.</i> Coal basins and conditions of their formation (VI All-Union Geological Coal Meeting)	132
<i>Mariya Fedorovna Vikulova</i>	135
<i>Vsevolod Dmitrievich Shutov</i>	137
Contents of the journal for 1981	139

УДК 551.351 (267)

**ЛИТОЛОГО-ФАЦИАЛЬНЫЕ ТИПЫ ДОННЫХ ОСАДКОВ
ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ИНДИЙСКОГО ОКЕАНА
(ПРОФИЛЬ: о. МАДАГАСКАР — ЦЕНТРАЛЬНАЯ КОТЛОВИНА)**

ЛИСИЦЫНА Н. А., БУТУЗОВА Г. Ю.

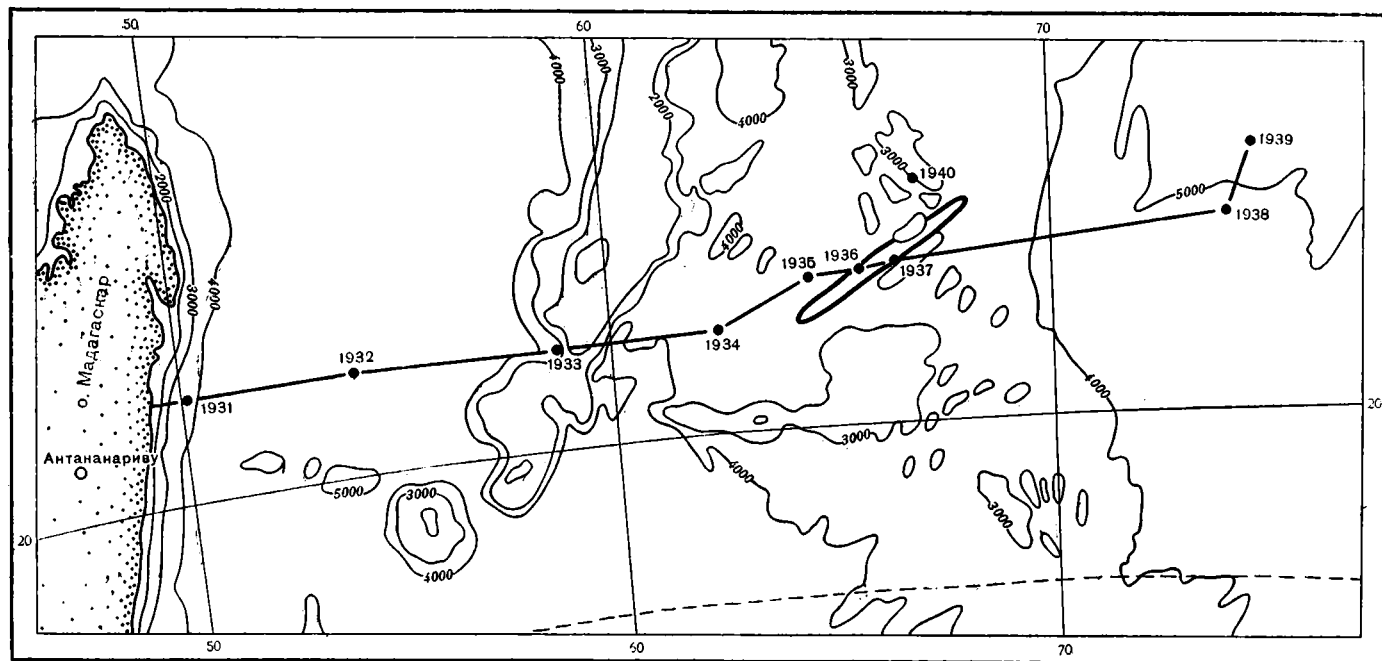
В результате изучения донных осадков на профиле о. Мадагаскар — Центральная котловина выделен и охарактеризован ряд литолого-фациальных типов, формирование которых контролируется их положением в конкретных структурно-тектонических зонах океана. Показана генетическая неоднородность изученных осадков, влияние на их состав питающих провинций континентальной и островной суши, а также внутриокеанических источников материала — переотложение магматических пород срединно-океанических хребтов и гидротермальная деятельность.

Применение фациального анализа для получения современных осадков различных областей Мирового океана имеет первостепенное значение для понимания общих закономерностей океанской седиментации. В настоящей статье приводятся результаты изучения донных осадков западной части Индийского океана на профиле от о. Мадагаскар до Центральной котловины (фиг. 1). В пределах этой области детальные литолого-фациальные исследования практически не проводились. Профиль, протяженностью более 2800 км, пересекает три структурно-тектонические зоны, выраженные в рельефе дна: Маскаренскую котловину, подводное поднятие Маскаренского и Аравийско-Индийского хребтов и западную часть Центральной котловины [3]. На профиле получено десять колонок длиной 150—600 см, которые отбирались трубкой большого диаметра, а также десять дночерпательных проб (фиг. 2).

Определение возраста осадков, выполненное в лаборатории Института океанологии АН СССР радиоуглеродным, а также иониевым методами, показало, что изученная толща относится в основном к голоцену — плейстоцену. Нижняя часть осадочной толщи в глубоководных котловинах с низкими скоростями седиментации имеет плиоценовый возраст. Изучение вещественного состава проводилось с помощью традиционных методов: петрографического описания осадков в прозрачных шлифах, химического анализа, рентгенодифрактометрии, гранулометрического анализа с последующим минералогическим изучением выделенных фракций.

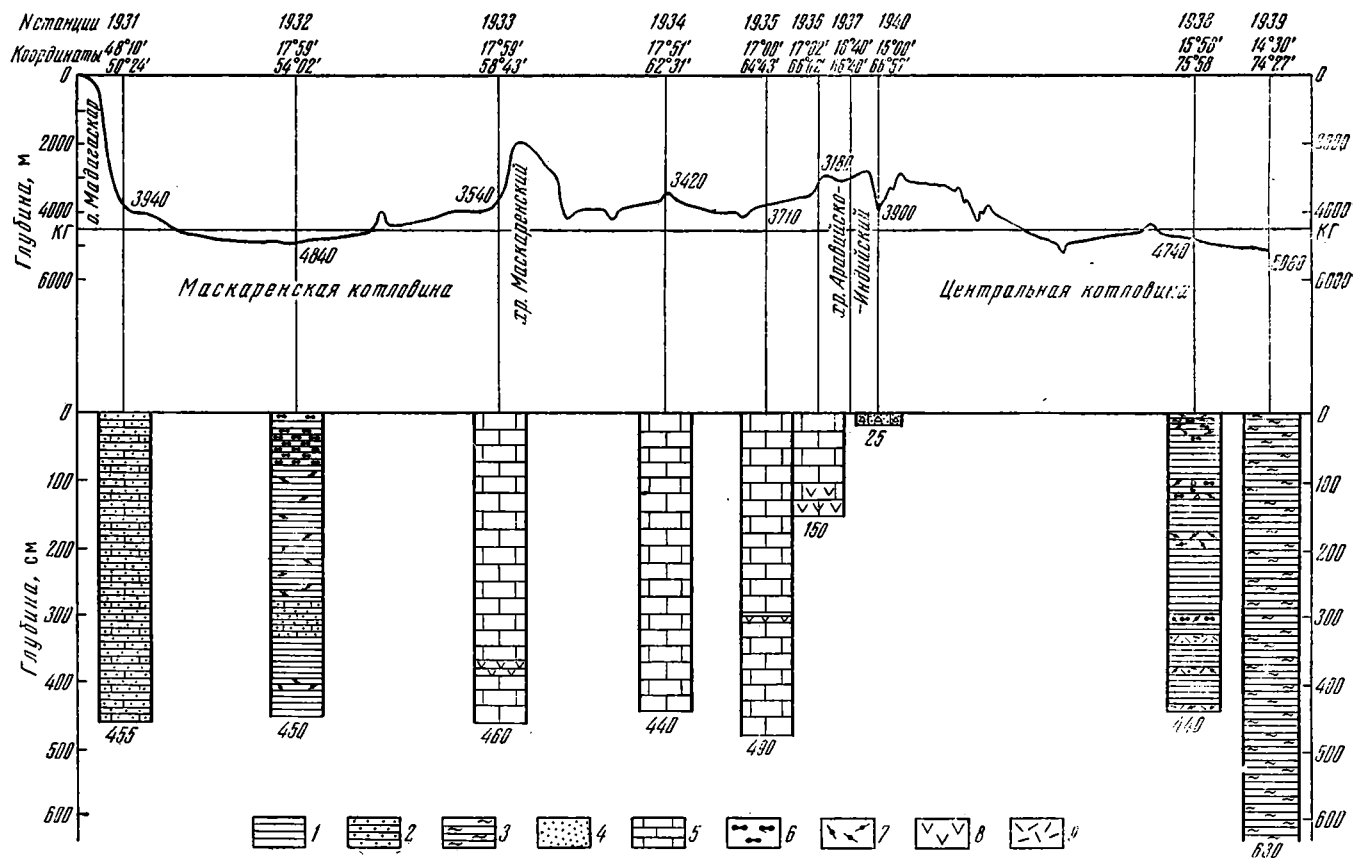
ОСАДКИ МАСКАРЕНСКОЙ КОТЛОВИНЫ

Глубоководная Маскаренская котловина расположена между о. Мадагаскар на западе и подводным Маскаренским хребтом на востоке. Глубина центральной части ее более 4500 м. Осадки западного борта котловины изучены в разрезе ст. 1931 у основания крутого островного склона о. Мадагаскар на глубине 3940 м. Колонка мощностью 455 см сложена окисленным (Eh 400—600 мВ) карбонатно-глинистым фораминиферококколитовым илом бежевого и светло-коричневого цвета. Карбонатность



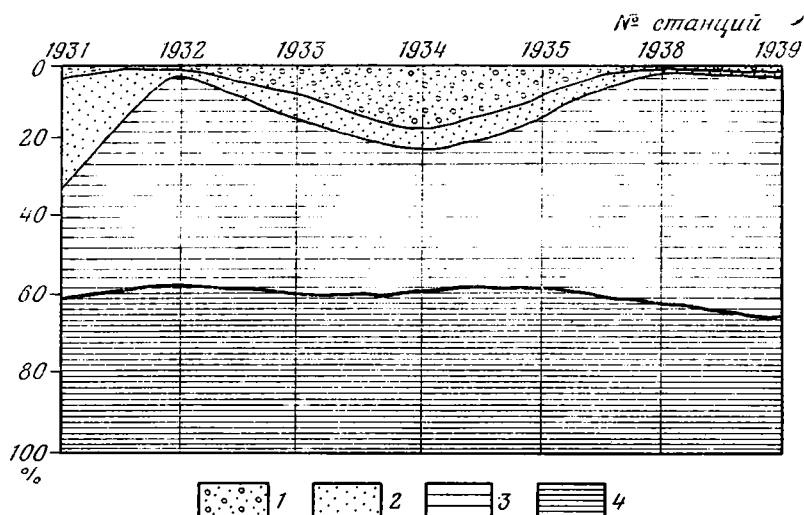
Фиг. 1. Местоположение профиля о. Мадагаскар — Центральная котловина Индийского океана

Цифры на профиле — номера геологических станций



Фиг. 2. Рельеф дна и вещественный состав осадков на профиле о. Мадагаскар — Центральная котловина
 КГ — критическая глубина карбоната накопления; 1 — глинистый ил; 2 — алевритисто-глинистый ил; 3 — кремнисто-глинистый ил; 4 — песчаный ил; 5 — карбонатный ил; 6 — Fe—Mn-конкреции; 7 — Fe—Mn-микроконкреции; 8 — скопления пирокластиков; 9 — цеолиты

ила колеблется от 14 до 35% и составляет в среднем 26%. Количество S_{org} незначительно (0—0,2%). По данным гранулометрии, осадок состоит на 70% из пелита (фиг. 3). Алевритовая фракция (около 30% осадка) представлена в основном обломками карбонатных организмов (фораминиферы, кораллы, мшанки) и зернами терригенных минералов. Примесь кремневых организмов невелика. Среди карбонатных организмов преобладают фораминиферы. В верхней части колонки Н. Б. Беляевой определены следующие виды фораминифер: *Globorotalia tumida* (Brady), *Gl. menardii* (d'Orbigny), *Gl. truncatulinoides* (d'Orbigny), *Orbulina universa* (d'Orbigny), *Pulleniatina obliquiloculata* (Parker and Jones), *Globigerinoides ruber* (d'Orbigny), *Gl. saqqulifer* (Brady), *Globoquadrina dutertrei* (d'Orbigny), *Globigerinita glutinata* (Egger). Все эти виды широко распространены в осадках широтной полосы тропической, субтропической и переходной умеренной зон с преимущественным развитием в субтропической (аридной) зоне [7].



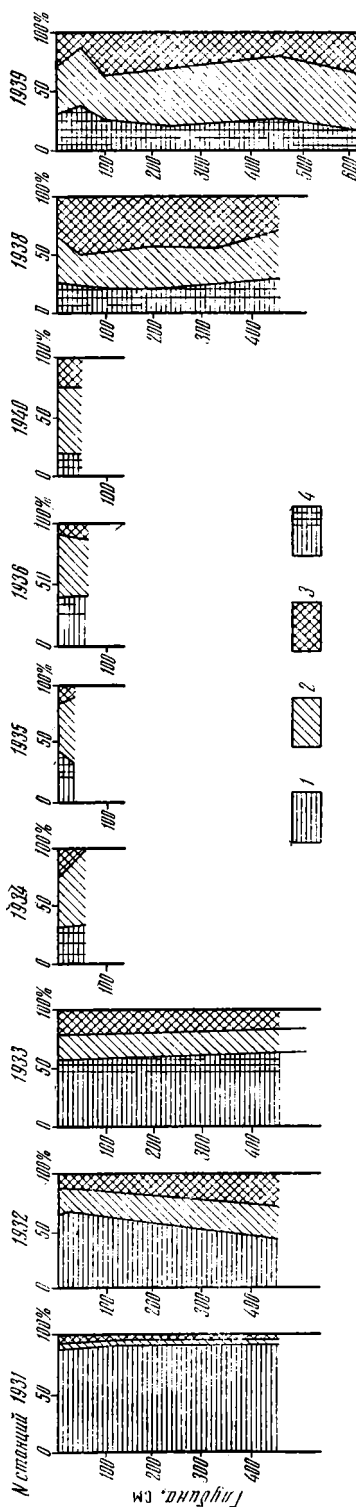
Фиг. 3. Гранулометрический состав поверхностного слоя осадков
Фракции (мм): 1 — $>0,1$; 2 — $0,1-0,01$; 3 — $0,01-0,001$; 4 — $<0,001$

Состав терригенных зерен алевритовой размерности разнообразен. Преобладают кварц, роговая обманка, магнетит, моноклинные пироксены, в подчиненных количествах присутствуют полевые шпаты, слюда, акцессорные минералы (гранат, циркон, сфен), встречаются единичные зерна ильменита, эпидота, дистена, монацита, ставролита, хлорита, рутила, а также измененные обломки базальтов, кристаллических сланцев, частицы кислого вулканического стекла. Глинистая фракция осадка сложена преимущественно каолинитом, составляющим 90—95% от суммы глинистых минералов, и содержит небольшую примесь гидрослюда и смешанослойного слюда-монтмориллонитового минерала (фиг. 4). Для нее характерно также присутствие гиббсита, который фиксируется на рентгенодифрактограммах. Существенно каолиновый состав глинистой фракции осадка, присутствие гиббсита, а также набор минералов алевритовой размерности свидетельствуют о преобладающей роли в составе осадков переотложенного материала латеритных кор выветривания о. Мадагаскар.

Диagenетические образования в разрезе изученных осадков представлены пиритом и глауконитом, которые встречаются в виде незначительной примеси. Пирит образует микроглобулы и комочки неправильной формы, выполняет внутренние полости фораминифер, местами за-

мешает обрывки растительной ткани. Размеры его выделений не превышают сотых долей миллиметра, содержание в осадке составляет доли процента. Глауконит также встречается спорадически, чаще всего в виде единичных микроглобул или выполненных внутренних полостей скелетов фораминифер. Содержание глауконита в осадке, как правило, также ограничивается долями процента. Таким образом, у подножия восточного островного склона о. Мадагаскар наблюдаются диагенетические образования, свойственные редуцированным осадкам прибрежной и гемипелагической зон океана. Однако проявления диагенетических процессов здесь крайне слабые и приводят к возникновению лишь незначительных количеств и угнетенных форм пирита и глауконита, что связано с низкими содержаниями органического вещества и весьма слабой интенсивностью процессов сульфатредукции, проявляющихся локально.

Пелагические осадки центральной части Маскаренской котловины изучены в разрезе ст. 1932 на глубине 4840 м. Разрез мощностью 450 см сложен тонким, однородным, окисленным, практически бескарбонатным глинистым илом, красно-коричневого цвета. Значения Eh, замеренные по всей колонке, колеблются от 500 до 600 мВ. Органическое вещество практически отсутствует. В толще осадков встречаются редкие спикулы губок, зубы акул. По данным гранулометрического анализа, главная масса ила сложена материалом пелитовой размерности, причем на долю субколлоидной фракции приходится 40—45% (см. фиг. 3). Преобладающий компонент — каолинит, составляющий 46—64% от суммы глинистых минералов, присутствует гидрослюда (24—27%) и около 12—24% смешанослойного слюда-монтмориллонитового минерала (см. фиг. 4). Характерно также наличие гиббсита — индикатора материала латеритных кор выветривания, отмечен дефектный хлорит. Примесь алеврита незначительна (единичные проценты) и включает отдельные зерна пироксена, роговой обманки, полевых шпатов, кварца, магнетита, ильменита, а также обломков кристаллических сланцев и базальтоидов. Встречается примесь кислого вулканического



Фиг. 4. Глинистые минералы в осадках литологического профиля
1 — каолинит; 2 — гидрослюда; 3 — монтмориллонит; 4 — хлорит с примесью каолинита

стекла. Комплексы обломочных и тонкодисперсных минералов в изученном разрезе свидетельствуют об определяющем влиянии терригенного источника материала на осадконакопление в центральной части Маскаренской котловины.

Аутигенные образования в изученном разрезе типичны для пелагических осадков океана. К ним относятся Fe-Mn-конкреции и микроконкреции, филлипсит. Fe-Mn-конкреции обогащают верхнюю пачку разреза мощностью до 75 см. Они имеют округлую или овальную форму, размеры 2—3 см в диаметре, иногда образуют сростки. Железомарганцевые микроконкреции встречаются по всему разрезу. Кристаллы филлипсита немногочисленны и рассеяны в массе ила. В целом в центральной части Маскаренской котловины накапливаются пелагические красные глины, сложенные тонким, в основном терригенным материалом и содержащими типичный для глубоководных красных глин комплекс аутигенных образований.

Осадки восточного борта Маскаренской котловины изучены в разрезе ст. 1933 на глубине 3540 м и представлены толщей окисленного глинисто-карбонатного ила светло-бежевого цвета. Содержание в нем CaCO_3 колеблется от 70 до 95%, средневзвешенное содержание равно 86%. Ил кокколито-фораминиферовый, состоит из обломков и целых раковин планктонных фораминифер алевритовой, реже песчаной размерности. В верхней части колонки Н. В. Беляевой определены те же виды фораминифер, что и в осадках западного борта котловины. В виде небольшой примеси встречаются остатки кремневых организмов: радиолярий, диатомовых, спикул губок. Основная масса ила глинисто-кокколитовая. Глинистая составляющая осадка примерно наполовину сложена каолинитом и содержит более 20% гидрослюда и столько же смешанослойного слюда-монтмориллонитового минерала. В заметных количествах отмечен хлорит. Алевритовая фракция помимо карбонатных организмов содержит примесь минеральных зерен пироксена, магнетита, ильменита, полевого шпата и кварца, частицы кислого и основного стекла, обломки базальта. В толще карбонатного ила наблюдаются редкие тонкие прослои, обогащенные кислой пирокластикой, в основании разреза на глубине 370—380 см обнаружены линзообразные скопления основного буро-зеленого стекла. В целом для наиболее удаленного от берегов восточного борта Маскаренской котловины характерны биогенные карбонатные осадки с заметным содержанием пирокластического материала. Вместе с тем важно отметить присутствие в их составе комплекса тонкодисперсных терригенных минералов, среди которых, как и в других разрезах Маскаренской котловины, количественно преобладает каолинит.

ОСАДКИ ПОДВОДНОГО ПОДНЯТИЯ МАСКАРЕНСКОГО И АРАВИЙСКО-ИНДИЙСКОГО ХРЕБТОВ

Восточнее Маскаренской котловины профиль пересекает крупное подводное поднятие Маскаренского и Аравийско-Индийского хребтов. Маскаренский хребет имеет крутые склоны и плосковершинную осевую часть с минимальными глубинами менее 200 м. Предположительно, он рассматривается как поднятый блок континентальной коры [9]. Аравийско-Индийский хребет — крупнейшее горное сооружение дна Индийского океана с сильно расчлененным рельефом и амплитудой глубин от 1300—1800 м на вершинах отдельных гор до 5000 м и более в разделяющих ущельях и впадинах. В тектоническом отношении Аравийско-Индийский хребет принадлежит к системе активных срединных хребтов. Он имеет рифтовую долину и разбит системой трансформных разломов северо-восточного простирания. Элементы тектонической структуры отчетливо выражены в рельефе [4]. Рассматриваемый нами профиль пересекает хребет в зоне разлома Мария Целеста. В рельефе ей соответствует узкий

желоб с V-образным сечением и глубиной более 5000 м. В обрывистых стенках желоба обнажаются скальные выходы основных и ультраосновных пород ложа океана. Большая часть поверхности Аравийско-Индийского хребта находится выше критической глубины карбонатакопления и покрыта карбонатным илом. По данным пяти колонок (1934—1937 и 1940), ил кокколито-фораминиферовый, светло-бежевого цвета. Содержание в нем карбоната кальция составляет 88—92%. Осадок окислен, значения Eh положительные и, как правило, превышают 500 мВ. Остатки фораминифер слагают главную массу песчано-алевритовой фракции и составляют 20—25% осадка. Они образуют скопления в массе донного кокколитового ила с небольшой примесью глинистого материала. Из числа других организмов встречаются редкие панцири диатомей и спикулы губок.

Комплекс минералов в составе глинистой примеси существенно отличается от изученного в осадках Маскаренской котловины. Он состоит из хлорита, гидрослюда с небольшим количеством разбухающих межслоев, смешанослойного гидрослюда-монтмориллонитового минерала и небольшой примеси каолинита. Их соотношения во всех изученных колонках примерно одинаковы (см. фиг. 4). Преобладающие компоненты — гидрослюда и хлорит, составляющие соответственно 45—50 и 30—40% от суммы глинистых минералов. Происхождение их в значительной степени связано с эоловым переносом из аридных областей Азиатского и Африканского континентов [8]. Обломочные зерна песчано-алевритовой размерности в составе карбонатного ила, как правило, присутствуют в виде незначительной примеси. Среди них выделяются минералы базальтоидов (моноклинные пироксены, плагиоклазы, роговая обманка, магнетит, акцессорные), буро-зеленые стекла основного состава, а также кварц, слюда, полевые шпаты, кристаллики доломита, кислые вулканические стекла. Источники поступления этого материала в осадки разные: снос с вулканических островов, извержения вулканов, эоловый перенос из аридных областей суши.

В осевой части хребта доля вулканогенного материала в составе развитых здесь осадков заметно возрастает. В толще карбонатного ила помимо основной пирокластики, образующей линзообразные скопления и прослои, в ряде разрезов обнаружены эдафогенные продукты переотложения основных и ультраосновных пород как свежих, так и измененных, Fe-Mn-корки и конкреции. Наиболее крупные скопления эдафогенного материала на профиле описаны участниками XIX рейса НИС «Академик Вернадский» в зоне разлома Мария Целеста. При драгировании склонов глубоковрезанных желобов обнаружены осыпи, состоящие из щебенки основных и ультраосновных пород: перидотита, гарцбургита, лерцолита, габбро, а также метабазитов и жильных образований, присутствуют обломки свежих базальтоидов и эпибазальтов. Скопления эдафогенного материала широко распространены в осевой части Аравийско-Индийского хребта практически на всем его протяжении. Они описаны в рифтовой долине и на склонах хребта Карлсберг в зонах трансформных разломов Оуэн, Арго, Мария Целеста [2]. Заметная примесь эдафогенного материала обнаружена нами на ст. 1949 (координаты 0°04' ю. ш. и 65°08' в. д.) в зоне недавно открытого разлома «Академик Вернадский».

Помимо эдафогенного материала в осевой части Аравийско-Индийского хребта в осадках присутствуют продукты гидротермальной деятельности главным образом в виде Fe—Mn-корок и конкреций. Так, на ст. 1936 в пределах изученного нами профиля в массе карбонатного ила обнаружены Fe—Mn-микрokonкреции и корки размером около 1 см. Содержания железа и марганца во вмещающем осадке в пересчете на бескарбонатное вещество повышены: Fe до 12%, Mn до 1,5%. На ст. 1940 в глубоководном ущелье севернее зоны разлома Мария Целеста наблю-

даются скопления черного несортированного разнотернистого песка, состоящего из угловатых обломков стекловатой массы базальта, часто с бурой Fe—Mn-коркой, и микросгустки гидроокислов железа. Севернее линии профиля на ст. 1950 (координаты 02°43'2" с. ш. и 66°00' в. д.) в субширотной впадине, параллельной оси хребта, на глубине более 3500 м в поверхностном слое карбонатного ила заключены бурые шлаковидные обломки измененного базальта размером до 10 см, покрытые тонкой марганцевой коркой. Там же присутствуют Fe—Mn-конкреции уплощенной формы с неровной мелкобугорчатой поверхностью, зональным строением с ядром из базальтового стекла. В массе карбонатного ила рассеяны микровключения окислов железа.

Приведенные данные указывают на широкое развитие в рифтовой зоне Аравийско-Индийского хребта специфических для этой зоны типов осадков, ранее описанных И. О. Мурдмаа [6]: 1) биогенных карбонатных, 2) эдафогенных обломочных, сложенных продуктами переотложения пород рифтового гипербазитового пояса и 3) вулканогенных обломочных, состоящих из материала базальтов океанического дна. В ряде мест осадки рифтовой зоны имеют смешанный характер. Присутствие в осевой части Аравийско-Индийского хребта продуктов гидротермальной деятельности позволяет выделить еще один тип осадочных образований рифтовой зоны — гидротермальный. Развитие эдафогенных, вулканогенных и гидротермально-осадочных образований в пределах срединных хребтов характеризует последние как внутриокеанический источник осадочного материала.

ОСАДКИ ЦЕНТРАЛЬНОЙ КОТЛОВИНЫ

Глубоководная Центральная котловина Индийского океана разделяет Аравийско-Индийский и Восточно-Индийский хребты, максимальные глубины в ее пределах составляют 5000 м и более. Осадки Центральной котловины изучены на двух разрезах ст. 1938, глубина 4740 м, и ст. 1939, глубина 5080 м. В разрезе ст. 1938 толща осадков мощностью 440 см сложена темно-коричневым тонким слабокремнистым глинистым илом творожистой консистенции. Ил практически бескарбонатный, окисленный, значения Eh положительные и по всему разрезу не превышают 500 мВ. Содержания аморфного кремнезема достигают 16% в верхней части толщи и постоянно убывают вниз по разрезу до 3%. По всей толще ила присутствуют остатки кремневых организмов: диатомей, радиолярий, силикофлагеллят, спикул губок, а также пустоты от их растворения. Встречается органогенный фосфат. Верхняя полуметровая пачка разреза обогащена Fe—Mn-микрokonкрециями массивного и концентрического строения, в массе ила рассеяна точечная микровкрапленность гидроокислов Fe и Mn.

Основная масса осадков в разрезе ст. 1938 сложена пелитовым материалом с содержанием субколлоидной фракции 40—60%. Глинистая часть ила по данным рентгенодифрактометрии состоит из монтмориллонита, гидрослюда и хлорита с дефектными бруситовыми слоями. Монтмориллонит количественно преобладает и составляет более 30—50% от суммы глинистых минералов. Содержание гидрослюда, как правило, 30—40, хлорита 20—27% (см. фиг. 4). Состав песчано-алевритовой фракции сложный. В тяжелой подфракции присутствуют обломки измененного базальта, Fe—Mn-корки, зерна пироксена, а также Fe—Mn-микрokonкреции и сгустки. Легкая подфракция состоит более чем на 80% из кислого вулканического стекла и содержит примесь полевого шпата и кварца — продуктов эолового переноса. В разрезе ст. 1938 наблюдаются три горизонта Fe—Mn-конкреций 0—50, 95—125 и 295—310 см. Размер конкреций, как правило, 0,5—1 см, в верхнем слое до 2—3 см в диаметре. Изучение под микроскопом позволяет выделить два типа конкреций: 1 — конкреции округлой формы с глинистым ядром, пропитанным окислами

Fe и Mn, 2 — конкреции уплощенной и угловатой формы, ядрами которых служат обломки измененного базальта или вулканического стекла. В осадках ст. 1938 присутствует также диагенетический филлипсит, образующий отдельные мелкие кристаллики и редкие скопления.

В разрезе более глубоководной ст. 1939 толща ила вскрыта на глубину 630 см. Ил тонкий, студнеобразный, кремнисто-глинистый, окрашен микроврапленностью гидроокислов железа и марганца, окисленный. Осадок бескарбонатный, практически не содержит органического углерода. Аморфный кремнезем равномерно распределен по всей колонке, его содержания колеблются от 10—12 до 18—22%. По всей колонке присутствуют остатки скелетов диатомей, радиолярий, спикул губок, силикофлагеллят, а также нитевидных водорослей. Встречается органогенный фосфат. По данным гранулометрии, осадок практически состоит из материала пелитовой размерности и содержит не более первых процентов песчано-алевритовых зерен. Минеральный состав песчано-алевритовой примеси заметно отличается от изученного в разрезе ст. 1938. Эдафогенный материал (измененные базальты, палагонит и др.) здесь практически отсутствует. Основной компонент — кислое вулканическое стекло (до 80% песчано-алевритовой фракции), присутствуют также роговая обманка, биотит, кварц, полевые шпаты. Главная масса песчано-алевритового материала поступает в осадки эоловым путем. Пелитовая фракция осадков состоит на 35—50% из субколлоидного материала, представленного сложным комплексом глинистых минералов и биогенным аморфным кремнеземом. Преобладающим компонентом глин является гидрослюда, составляющая 40—60% от суммы глинистых минералов, содержание монтмориллонита и смешанослойной фазы слюда-монтмориллонит 20—35%, хлорита с небольшой примесью каолинита 18—30%.

Таким образом, осадки Центральной котловины представляют собой тонкие бескарбонатные окисленные по всей толще кремнисто-глинистые илы. По составу они отличаются от типичных глубоководных красных глин, что связано с более высокими скоростями осадконакопления, обусловленными высокой биологической продуктивностью кремневых организмов (экваториальный пояс кремнеобразования). В этих осадках слабо развиты диагенетические образования, характерные для глубоководных красных глин, такие, как Fe—Mn-конкреции и цеолиты. Они встречаются спорадически и в небольших количествах. В осадках западной периферии Центральной котловины присутствуют продукты переотложения вулканических пород срединного Аравийско-Индийского хребта, включающие обломки свежих и измененных базальтов, а также продукты гидротермальной деятельности.

В результате проведенного изучения на профиле о. Мадагаскар — Центральная котловина выделен и охарактеризован ряд литолого-фациальных типов осадков, формирование которых контролируется их положением в конкретных структурно-тектонических зонах. В пределах Маскаренской котловины развиты преимущественно терригенные осадки, формирование которых определяется в первую очередь переотложением коренных пород и латеритных кор выветривания о. Мадагаскар. Об этом свидетельствует минеральный состав как песчано-алевритовых фракций, так и глинистой составляющей, представленной преимущественно каолинитом. Осадки западного и восточного борта котловины выше критической глубины карбонатакопления существенно карбонатные и содержат комплекс организмов, типичный для субтропической зоны океана. В осадках западного борта у берегов о. Мадагаскар спорадически и в небольших количествах развиты аутигенные образования, обычные для прибрежной зоны океана (глауконит, пирит). В центральной части котловины тонкие глинистые илы содержат Fe—Mn-конкреции и микрокон-

креции, а также филлипсит-аутигенные образования, характерные для пелагических красных глин глубоководных котловин.

В области поднятия Маскаренского и Аравийско-Индийского хребтов выше критической глубины карбонатакопления развиты биогенные карбонатные илы. Осадки тектонически пассивного Маскаренского хребта местами содержат примесь основной пирокластики. В пределах активного Аравийско-Индийского хребта и особенно в осевой его части помимо пирокластического материала присутствуют эдафогенные отложения, а также продукты гидротермальной деятельности, типичные для тектонически активных срединно-океанических хребтов. К их числу относятся Fe—Mn-корки и конкреции, а также сгустки гидроокислов железа. В Центральной котловине Индийского океана развиты тонкие бескарбонатные кремнисто-глинистые илы. В связи с положением Центральной котловины в пределах экваториального пояса кремнеанакопления они обогащены биогенным материалом и не являются типичными красными глинами. По этой же причине в них слабо развиты аутигенные образования, характерные для осадков глубоководных котловин пелагиали океана.

Полученные данные подтверждают генетическую неоднородность океанических осадков, на формирование которых помимо циркумконтинентальной вертикальной и широтной зональности [1, 5] оказывают влияние питающие провинции континентальной и островной суши, а также внутриокеанические источники материала: процессы переотложения магматических пород срединно-океанических хребтов и гидротермальная деятельность.

Литература

1. Безруков П. Л. Осадки северной и центральной частей Индийского океана.— Тр. Ин-та океанологии АН СССР. М., 1964, т. LXIV, с. 182—201.
2. Белевцев Р. Я., Говоров И. Н., Качанов Н. Н., Савельева Г. Н., Слипенченко В. В., Цветков А. А., Щербаков И. Б. Основные и ультраосновные породы Аравийско-Индийского срединно-океанического хребта. Киев. Препринт Ин-та геол. наук АН УССР 79—18. 1979, с. 1—66.
3. Геолого-геофизический атлас Индийского океана/Под ред. Удинцева Г. Б. М., 1975, с. 1—151.
4. Каляев Г. И., Сверский В. Н., Насиров А. Я., Авдеев А. И. Основные черты рельефа и тектоники Аравийско-Индийского хребта. Киев. Препринт Ин-та геол. наук АН УССР 79—12. 1979, с. 3—51.
5. Лисицын А. П. Процессы современного осадкообразования в южной и центральной частях Индийского океана.— В кн. Современные осадки морей и океанов. М.: Изд-во АН СССР, 1961, с. 124—174.
6. Мурдмаа И. О. О некоторых особенностях минерального состава осадков рифтовых зон срединно-океанических хребтов.— Литол. и полезн. ископ., 1968, № 5, с. 5—13.
7. Be A. W. H., Tolderlund D. S. Distribution and ecology of living planctonic foraminiferas in Surface waters of the Atlantic and Indian oceans.— In: The micropalaentology of oceans. Cambridge. Univ. Press, 1977, p. 105—149.
8. Goldberg E. D., Griffin J. J. The sediments of the northern Indian Ocean.— Deep-Sea Research, 1970, v. 17, p. 513—537.
9. Kidd R. B., Davies T. A. Indian Ocean sediment distribution since the Late Jurassic.— Marine geol., 1978, v. 26, № 1/2, p. 81—90.

ГИН АН СССР,
Москва

Поступила в редакцию
20.II.1981

УДК 551.793 : 267.6

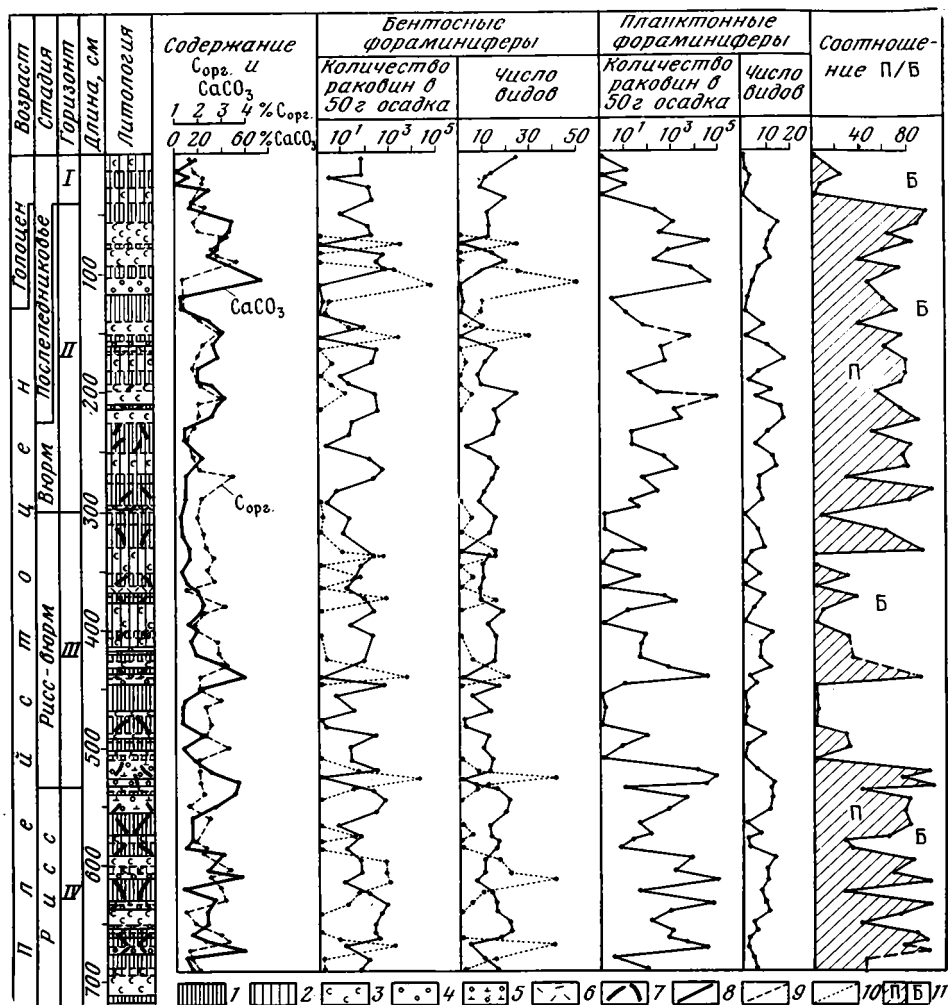
ОСОБЕННОСТИ ПОЗДНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВОГО ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ В ЦЕНТРАЛЬНОЙ КОТЛОВИНЕ ИНДИЙСКОГО ОКЕАНА

БЕЛЯЕВА Н. В., БУРМИСТРОВА И. И., СВАЛЬНОВ В. Н.

Изучение осадков из северной части Центральной котловины свидетельствует о существенных изменениях в позднем плейстоцене состава глубоководных отложений, темпов поступления терригенного материала, гидрохимических условий в придонном слое. Состав комплексов фораминифер и литологические данные указывают на цикличность карбонатонакопления, осложненную деятельностью суспензионных потоков. В ледниковые эпохи существовали более благоприятные условия для накопления карбонатного материала и расширения ареалов известковых илов. Стадии ледниковий характеризуются понижением уровня океана, уменьшением агрессивности придонных вод, твердого стока и темпов поступления органического вещества.

Интерес к осадконакоплению в Центральной котловине Индийского океана вызван тем, что в ее пределах с севера на юг наблюдается постепенная смена гемипелагических условий пелагическими, и это находит отражение в переходе от восстановленных глинистых терригенных илов к окисленным пелагическим биогенным карбонатным и глинисто-кремнистым осадкам. В северной части котловины выявлены биогенные и терригенные турбидиты [10], материал которых выносится по подводным каньонам с шельфа о. Шри-Ланка и по многочисленным подводным долинам из Бенгальского залива. Последние прослеживаются по крайней мере до 2° ю. ш. [6, 16]. Скорости седиментации здесь постепенно уменьшаются с севера на юг от 30 до 10—3 мм/1000 лет [8, 11]. На основе литологических данных и результатов изучения планктонных и бентосных фораминифер в двух колонках осадков, полученных в 36-м рейсе НИС «Витязь», авторы попытались оценить условия седиментации в северной части Центральной котловины. В работе использованы материалы [5] по карбонатности и органическому веществу исследованных осадков.

На ст. 5310-3 (2°43' с. ш., 80°09' в. д.) с глубины 4376 м поднята колонка длиной 717 см преимущественно восстановленных осадков. Вскрытый здесь разрез представлен переслаивающимися бескарбонатными гемипелагическими глинами (45% длины колонки), слабоизвестковистыми гемипелагическими глинами (20%), известковистыми глинами (21%), известковыми фораминиферовыми (8%) и фораминиферово-кокколитовыми илами (6%). В разрезе обнаружен прослой тефры мощностью 6 см (фиг. 1). Содержание CaCO_3 в осадках нередко составляет 30—60%, $\text{C}_{\text{орг}}$ — 0,5—0,7%. Во многих слоях встречены ходы илоедов. Гемипелагические бескарбонатные глины имеют серый, зеленовато-серый, темно-серый, редко (слой 93—103 см) коричневатый-серый цвет. Они образуют прослой мощностью 2—30 см и представлены однородным терригенным материалом пелитовой структуры. Среди глинистых минералов преобладают иллит и монтмориллонит. В алевритовой примеси выявлены детрит



Фиг. 1. Состав и возраст осадков колонки ст. 5310-3

Типы отложений: 1 — гемипелагические глины, 2 — гемипелагические слабоизвестковистые глины, 3 — известкисто-глинистые илы, 4 — фораминиферовые осадки, 5 — фораминиферо-кокколитоветые илы, 6 — тефра кислого состава; 7 — ходы илюедов; литологические границы: 8 — резкие, 9 — постепенные; 10 — переотложенные фораминиферы; 11 — фораминиферы: П — планктонные, Б — бентосные

и целые раковины фораминифер (1—7%), единичные обломки спикул кремневых губок, радиолярий, кокколитофорид, обрывки растений, а также (1—5%) кварц, полевые шпаты, слюды. Повсеместно встречаются микроконкреции аутигенного пирита. В интервале 295—297 см глина постепенно переходит (вниз по разрезу) в мелкоалевритовый терригенный осадок. Гемипелагические слабоизвестковистые глины окрашены в серый, реже (слой 28—41 см) светло-коричневый и коричневатосерый цвет. Они образуют прослой мощностью 4—24 см. Состав их во многом сходен с составом описанных выше отложений, однако в этих глинах количество детрита и целых раковин фораминифер увеличивается до 15—20%.

Известкисто-глинистые илы алевритово-пелитовой структуры, светло-серого, редко (слой 56—74 см) коричневатосерого цвета содержат 15—20% обломков и целых раковин фораминифер, 10—15% кокколитов, 3—5% скелетов радиолярий, встречаются единичные спикулы губок.

Среди минералов алевритовой размерности (2—3%) присутствуют полевые шпаты, кислое вулканическое стекло, слюды. Нередко полости раковин фораминифер выполнены микроконкрециями аутигенного пирита. Фораминиферовые осадки алевритовой и песчано-алевритовой структуры образуют прослои мощностью 2—15 см. Они имеют светло-серый (до белого) цвет, в интервале 526—532 см — светло-коричневый. Для этих осадков повсеместно характерна резкая нижняя граница раздела и постепенная — верхняя, а также незакономерное чередование с другими типами отложений. В составе рассматриваемых осадков резко преобладают целые раковины и детрит фораминифер (до 85%). Среди других компонентов (около 15%) обнаружены кварц, полевые шпаты, слюды, карбонатные обломки скелетов мелководных организмов. Незначительную примесь составляют спикулы губок, обрывки растений, глинистые минералы. Иногда полости раковин выполнены пиритом.

Фораминиферо-кокколитовые илы алевритовой и пелитово-алевритовой структуры окрашены в светло-серый цвет. Они образуют прослои мощностью 3—17 см и либо постепенно сменяют вверх по разрезу фораминиферовые осадки, либо по резкой границе залегают на подстилающих отложениях. В составе фораминиферо-кокколитовых илов преобладают кокколиты (40—50%) и фораминиферы (20—25%), глинистые минералы составляют 35—40%. Незначительная примесь представлена полевыми шпатами, слюдами, в раковинах фораминифер встречается пирит. Слой 362—368 см образован тефрой мелкоалевритовой структуры, светло-серого цвета, которая по резкой границе залегает на гемипелагических глинах и постепенно перекрывается такими же глинами. В составе тефры преобладает бесцветное вулканическое стекло (до 80%), встречены пироксены, плагиоклазы, биотит, а также обломки раковин фораминифер и глинистые минералы.

Таким образом, в колонке ст. 5310-3 преимущественно распространены восстановленные гемипелагические отложения алевритово-пелитовой структуры (96% разреза), накопление которых вызвано, очевидно, осажением «частица за частицей». При этом соотношение тонкого терригенного материала и более грубого биогенного менялось во времени, о чем свидетельствует карбонатность осадков и содержание C_{org} в них (см. фиг. 1).

Для уточнения условий осадконакопления в районе ст. 5310-3 в колонке были изучены планктонные и бентосные фораминиферы. Прежде чем перейти к рассмотрению состава фораминифер в колонке, необходимо коснуться особенностей формирования состава и распределения современных глубоководных комплексов фораминифер в районе исследования [3]. Как известно, в открытом океане глубже 3000 м воды повсеместно недонасыщены растворенным карбонатом кальция [7]. Степень их недонасыщения и растворяющее воздействие на карбонатный материал возрастают с глубиной, и глубже 4800—5000 м, где насыщенность не превышает 70%, карбонатный материал не может сохраняться в твердом состоянии. Таким образом, глубже 3000 м формирование танатоценоза фораминифер на дне происходит под воздействием растворения. Раковины планктонных видов менее стойки против растворения, чем карбонатные раковины бентосных форм, поэтому они начинают разрушаться на меньшей глубине и подвергаются более быстрому растворению.

На глубине 3500—4500 м в экваториальной части Индийского океана воды относительно слабо агрессивны к $CaCO_3$. Их насыщенность карбонатом кальция составляет $90 \pm 5\%$. В поверхностном слое здесь распространены известковые (фораминиферовые, кокколитово-фораминиферовые и глинисто-карбонатные) осадки, а местами слабоизвестковистые гемипелагические глины. Суммарная численность целых раковин планктонных фораминифер в 1 г осадка составляет обычно 500—600 экз.

В пробах, как правило, встречается около десяти видов и лишь изредка все виды, свойственные биоценозу поверхностных вод района. На глубинах 3500—4500 м обычно уже не сохраняются на дне виды *Globigerinoides ruber* d'Orbigny, *Gl. sacculifera* Brady, *Globigerinella aequilateralis* Brady, *Hastigerina pelagica* d'Orbigny, *Orbulina universa* d'Orbigny, обладающие легкорастворимой раковиной. Растворяется и значительная часть мелких форм других видов. Во всех пробах отмечено большое количество детрита раковин планктонных видов.

Бентосные фораминиферы, обитающие на этих глубинах, прекрасно сохраняются в осадке после смерти особи. В их составе насчитывается 30—40 видов с известковой секреторной раковиной и 10—20 видов с агглютинированной раковиной. Все виды представлены раковинами особей различных возрастных групп. Преобладают (более 80%) мелкие раковины молодых экземпляров. Наибольшую роль в составе их ассоциаций имеют виды *Alabaminella (Eponides) weddellensis* Earland (10—30%), *Alabaminoides (Epistominella) exiguus* Brady (5—20%), *Brady-nella (Cassidulina) bradyi* Brady (5—30%). Суммарная численность раковин бентосных фораминифер в 1 г осадка близка численности планктонных фораминифер, и относительное содержание каждой из групп в комплексе колеблется между 40 и 60%.

На глубинах 4500—4800 м осадки уже отвечают условиям миопелагической области. В них преобладают диатомеи, радиолярии и глинистые минералы, а комплекс фораминифер резко отличается от описанного выше. Состав планктонных фораминифер чрезвычайно беден вследствие активного растворения. Суммарная численность раковин не превышает 40 экз. в 1 г осадка, число видов в пробах колеблется от 1 до 5. Повсеместно распространены только виды с наиболее устойчивой против растворения раковиной: *Pulleniatina obliquiloculata* Parker et Jones, *Sphaeroidinella dihiiscens* Parker et Jones, *Globorotalia tumida* Brady, *Gl. menardii* d'Orbigny.

Относительное содержание этих видов в ассоциации возрастает в несколько раз по сравнению с меньшей глубиной: *G. menardii* до 40—80%, *G. tumida* до 23—55%, редко встречаются виды: *G. ruber*, *G. sacculifer*, *Globigerinoides conglobatus* Brady, *Globobulimina dutertrei* d'Orbigny. Их суммарная доля незначительна, хотя в водах района преобладают именно эти виды. Все виды представлены только крупными экземплярами, мелкие формы и часть крупных на этих глубинах или полностью растворяются, или распадаются на отдельные фрагменты, поэтому в осадках присутствует преимущественно детрит раковин. Доля планктонных форм в комплексе фораминифер обычно составляет около 1%, редко достигая 5—9%.

Абсолютная численность бентосных фораминифер изменяется от десятков экземпляров до 1000. Их ассоциация также заметно отличается от ассоциаций меньших глубин. Здесь встречается только 12—15 секреторных видов и 15—25 агглютинирующих. Однако несмотря на значительное недонасыщение вод CaCO_3 , как и на меньших глубинах, преобладают (60—85%) представители видов с карбонатной раковиной. Характерная черта бентосной ассоциации глубин 4500—4800 м — резкое доминирование видов *Alabaminoides exiguus* и *Osankulariella (Eponides) bradyi* Earland, составляющих суммарно 50—60% числа бентосных фораминифер. Последний вид обладает наиболее устойчивой против растворения раковиной и может служить индикатором крайне агрессивных условий в отношении CaCO_3 . Доля его всегда возрастает с увеличением глубины, и вблизи уровня карбонатной компенсации (около 4700—4750 м) он становится единственно доминирующим. Как правило, на этой глубине происходит и уменьшение содержания мелких форм бентосных фораминифер из-за растворения.

В приконтинентальных районах вследствие обилия и активного преобразования органического вещества в осадках, в наддонных и иловых водах могут создаваться условия повышенной агрессивности к карбонатному материалу на глубине, меньшей 4500 м. Такие условия существуют по периферии Бенгальского залива на глубине более 2000 м, где распространены бескарбонатные терригенные пелитовые илы с содержанием $S_{орг}$ более 1%. Состав фораминифер этих осадков указывает на сильное воздействие растворения. Планктонные фораминиферы здесь почти не встречаются. Среди бентосных форм преобладают (70—90%) агглютинирующие виды. Бентосные формы с карбонатной раковиной малочисленны, принадлежат наиболее глубоководным видам и представлены обычно только крупными раковинами.

В большей части колонки ст. 5310-3, сложенной гемипелагическими бескарбонатными и слабокарбонатными глинами, распространены комплексы фораминифер, очень сходные с описанными выше комплексами современных глубоководных осадков. Иные ассоциации фораминифер обнаружены в известковых, преимущественно фораминиферовых осадках алевритовой и песчано-алевритовой структуры — в прослоях 676—665, 615—609, 533—516, 445—438, 212—205, 158—150, 117—93, 80—72 см. В их составе преобладают (более 70%) планктонные формы, численность которых превышает 20000 экз., достигая 92000 экз. в слое 212—205 см. Число планктонных видов небольшое — 2—5. Все они представлены чрезвычайно мелкими экземплярами, не более 0,03 мм в диаметре. Видовую принадлежность многих форм часто невозможно установить. Почти полное отсутствие детрита раковин отличает эти ассоциации от типично глубоководных. Численность бентосных фораминифер в этих слоях осадков составляет 3000—5000 экз., возрастая в слоях 524—516 и 103—117 см до 17000 и 60000 экз. Такие высокие значения численности бентосных фораминифер не свойственны глубоководным осадкам. Отличным от глубоководных ассоциаций оказался и таксономический состав фауны, представленной в основном многочисленными видами родов *Bolivina*, *Brizalina*, *Bulimina*, *Buliminella*, *Rosalina*, *Patellina*, *Nonionella*, *Hanzawaia*, *Cassidulina*, характерными для верхней части материкового склона для глубины менее 1000 м [9, 15]. Число видов в пробе превышает 50. Все они представлены только мелкими обычно тонкостенными, часто прозрачными, очень хрупкими раковинами прекрасной сохранности.

Нахождение такой ассоциации фораминифер на столь удаленном (на 1900 км) от континента участке дна океана несомненно связано с деятельностью суспензионных потоков или придонных течений, выносивших осадочный материал, включая и фораминиферы; с мелководья. Деятельность суспензионных потоков имеет определенное значение в перераспределении осадочного материала и в настоящее время, о чем свидетельствует присутствие мелководных фораминифер в осадках западной части Бенгальского залива на глубинах 3000—4000 м [4]. О широком развитии суспензионных потоков в прошлом можно судить по разветвленной сети подводных долин глубиной до 40—50 м, пересекающих дно Бенгальского залива и распространяющихся в открытой части по крайней мере до 2° ю. ш. [16, 6, 10].

В небольшом количестве переотложенные мелководные фораминиферы встречаются в слоях 685—676, 630—635, 577—573, 430—419, 380—371, 362—350, 340—324, 140—117 см с низким содержанием $CaCO_3$ (см. фиг. 1). Образование этих осадков в основном связано с отложением тонкого терригенного материала и снесенных придонными течениями мелких раковин фораминифер. Накопление их происходило сравнительно медленно, о чем свидетельствует присутствие бентосных глубоководных фораминифер, захороненных на месте обитания. Численность бентосных глубоководных фораминифер обычно невысокая: 50—300 экз.,

численность переотложенных различная, но не больше 1000 экз. Количество планктонных фораминифер в этих слоях небольшое — менее 50 экз., преобладают крупные формы. Только в слое 630—635 см число их возрастает до 51400 за счет обилия переотложенных мелких раковин.

В остальных отложениях, вскрытых колонкой, как уже отмечалось, обнаружены типично глубоководные комплексы фораминифер, захороненных в районах обитания. Состав их непостоянен и свидетельствует об изменениях гидрохимической обстановки в придонных водах, происходивших за время отложения вскрытого разреза осадков. Исключив слои, содержащие только или в основном переотложенные фораминиферы, проследим за изменениями состава глубоководных комплексов в колонке, которые явились основой для выделения климатостратиграфических горизонтов.

В нижней части колонки — горизонт IV (694—533 см) в составе комплекса фораминифер значительную роль играют планктонные фораминиферы. Этот комплекс связан с глинистыми илами, содержащими 10—30% CaCO_3 , 0,5% $\text{C}_{\text{орг}}$. Абсолютная численность планктонных фораминифер изменяется от нескольких десятков до 4000 экз., относительное содержание в комплексе — от 20 до 80%. Число видов 5—6, но в некоторых слоях достигает 10—12. Преобладают крупные раковины: *Globigerina bulloides* d'Orbigny, *Gl. rubescens* Hofker, *Globigerinita humilis*, *Gl. glutinata* Egger, *Globigerinoides ruber*, *Orbulina universa*, *Pulleniatina obliquiloculata*, *Globorotalia menardii*, *G. tumida*, *Globoquadrina dutertrei*, *Gl. conglomerata* Schwager, *Globigerinoides sacculifer*, *G. conglobatus*. Бентосные ассоциации включают обычно 15—20 видов, характерных для глубины более 4000 м. Наиболее развиты в их составе виды *Alabaminella weddellensis* (20—30%), *Alabaminoires exiguus* (5—27%), *Oridorsalis tenerus* (10—20%). Общий состав комплекса типичен для глубоководных осадков, отлагающихся в условиях сравнительно слабого воздействия растворения.

Комплекс, распространенный выше (горизонт III, 533—300 см) в бескарбонатных глинах, обогащенных органическим углеродом (менее 10% CaCO_3 , 1—2% $\text{C}_{\text{орг}}$), позволяет предполагать, что придонные воды во время отложения вмещающих осадков были более агрессивны к карбонатному материалу, чем во время образования осадков нижней части колонки. Целые раковины планктонных фораминифер в них не встречаются или редки (менее 100 экз.). Растворение на дне, вероятно, было очень интенсивным, поскольку здесь редки и фрагменты раковин планктонных видов. В осадках сохранились лишь крупные формы наиболее резистентных видов — *Globorotalia tumida*, *G. menardii*, *Pulleniatina obliquiloculata*, *Globoquadrina conglomerata*, *G. dutertrei*. Бентосные формы немногочисленны: 1—200 экз.; число их видов редко достигает 15. По составу они близки фауне нижележащих осадков, но соотношение раковин видов несколько иное. Здесь значительно возрастает доля вида *Osanquariella bradyi* (20—25%), который, как уже отмечалось, обладает раковиной, наиболее устойчивой против растворения среди бентосных известковых форм.

В горизонте II (300—41 см) комплекс фораминифер, захороненных на месте обитания, сходен с комплексом нижней части колонки горизонта IV (694—533 см). Этот комплекс развит в глинистых илах, в различной степени известковистых, со сравнительно низким (0,5—1%) содержанием органического углерода. Планктонные фораминиферы преобладают в его составе (55—95%). Численность их изменчива, но в большей части прослоев составляет 200—500 экз.; число видов 6—16. Часто встречаются *Globigerinoides ruber*, *G. sacculifer*, *Gl. conglobatus*, *Globoquadrina dutertrei*, *Globigerinella aequilateralis*, *Globigerina bulloides*, *G. rubescens*, *G. calida*, *Globigerinita glutinata*, *Gl. humilis* Brady, *Pulleniatina obliquiloculata*, *Globorotalia menardii*, *Gl. tumida*, *Orbulina*.

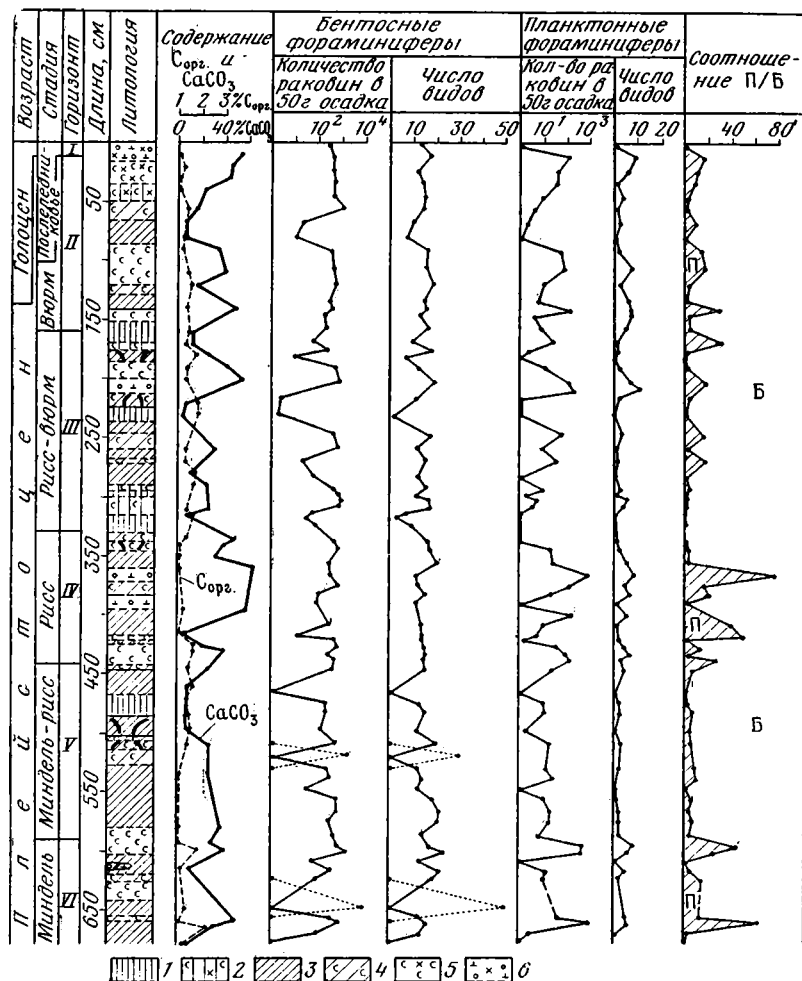
universa. Бентосные фораминиферы представлены 15—20 видами. Среди них наиболее многочисленны *Alabaminella weddellensis* (30—40%), *Alabaminoides exiguus* (5—30%), *Oridorsalis tenerus* (5—15%). Преобладание планктонных форм в составе фораминифер, сравнительное обилие их, таксономическое разнообразие планктонных и бентосных форм, высокая численность бентосного вида *Alabaminella weddellensis* позволяют полагать, что во время отложения осадков горизонта I (300—41 см) насыщенность придонных вод растворенным CaCO_3 была выше, а поэтому растворение карбонатов слабее, чем во время накопления осадков интервала колонки 533—300 см, и условия среды были сходны с условиями образования осадков горизонта IV (694—533 см).

В верхней части колонки — горизонт I (41—0 см), в слабокарбонатных и бескарбонатных глинах, содержащих 0—30% CaCO_3 и 0,7—1,2% $\text{C}_{\text{орг}}$, как и в горизонте III (533—300 см), распространен очень бедный комплекс фораминифер, захоронение которого происходило в условиях активного растворения. Раковины планктонных фораминифер в этих осадках встречаются в количестве 1—16 экз., все они принадлежат только резистентным видам. Мелкие формы их и нерастворенные фрагменты отсутствуют. Бентосная ассоциация включает от 10 до 20 видов, и только в поверхностном слое за счет присутствия агглютинирующих форм число видов возрастает до 25. Абсолютная численность бентосных фораминифер невысокая (7—200 экз.), хотя большая, чем планктонных, относительное содержание их в комплексе составляет 78—100%.

Таким образом, за время накопления осадков, вскрытых колонкой на ст. 5310-3, существенно менялись состав и темпы поступления терригенного материала, гидрохимические условия в придонных водах. Формирование осадков происходило под постоянным влиянием выносов терригенного и органогенного материала с континента и его подводной окраины.

На ст. 5312-1 (0°24' ю. ш., 81°33' в. д.), расположенной южнее ст. 5310-3 на 340 км, с глубины 4556 м поднята колонка длиной 680 см преимущественно окисленных осадков. Преобладающие цвета осадков — коричневый, светло-коричневый, желтовато-коричневый. Вскрытый здесь разрез характеризует постепенный переход от гемипелагических условий седиментации к миопелагическим вблизи критической глубины карбонатонакопления. Это находит отражение в переслаивании миопелагических окисленных глин с гемипелагическими восстановленными и слабоокисленными, а также с окисленными известковисто-глинистыми и фораминиферово-кокколитовыми илами. В целом осадки характеризуются низким по сравнению с осадками колонки 5310-3 содержанием органического углерода (обычно менее 0,5%) и, как следствие, незначительным распространением ходов илоедов (фиг. 2).

Гемипелагические бескарбонатные глины составляют 11% разреза и состоят из прослоев мощностью 5—18 см. Кроме глинистых минералов (преобладают иллит и монтмориллонит) и тонкодисперсного обломочного материала, в них встречаются редкие обломки раковин фораминифер, спикулы кремневых губок, остатки наземных растений, единичные зерна кварца, полевых шпатов и слюд алевритовой размерности, иногда микроконкреции пирита. Гемипелагические слабоизвестковистые глины (10—30% CaCO_3) образуют слои мощностью 5—14 см и составляют 6% вскрытого разреза. От бескарбонатных гемипелагических глин они отличаются повышенным содержанием детрита и целых раковин фораминифер (10—20%), присутствием 5—10% кокколитов. В верхней части разреза глины обогащены скелетами радиолярий (10—15%). Миопелагические глины по составу во многом сходны с гемипелагическими. Они составляют 31% от разреза, образуя прослои мощностью 8—52 см. В пелитовой фракции глин преобладают иллит и монтмориллонит. Обломки алевритовой размерности (2—10%) представлены детритом и ракови-



Фиг. 2. Состав и возраст осадков колонки ст. 5312-1

1 — гемипелагические глины; 2 — гемипелагические слабоизвестковистые глины, обогащенные радиоляриями; 3 — миопелагические глины; 4 — миопелагические слабоизвестковистые глины; 5 — известкисто-глинистые илы, обогащенные радиоляриями; 6 — фораминиферово-кокколитоидные илы, обогащенные радиоляриями. Остальные условные знаки см. на фиг. 1

нами фораминифер, единичными спиклами губок и скелетами радиолярий, полевыми шпатами, кварцем, слюдами, роговой обманкой. Миопелагические слабоизвестковистые глины образуют прослой мощностью 3—26 см, составляя 22% от вскрытого разреза. По составу они сходны с бескарбонатными аналогами, но содержание детрита и целых раковин фораминифер в них достигает 10—15%, количество фрагментов кокколитофорид не превышает 5%.

Известкисто-глинистые илы (30—50% CaCO_3) составляют 19% от длины колонки и образуют прослой мощностью 4—35 см. Кроме глинистых минералов (преобладают иллит и монтмориллонит) и тонкодисперсного обломочного материала, в них отмечено повышенное содержание детрита и целых раковин фораминифер (15—20%) и фрагментов кокколитофорид (15—30%). В алевроитовой примеси встречаются единичные радиолярии, полевые шпаты, слюды. В верхней части разреза илы обогащены скелетами радиолярий (15—20%). Фораминиферово-кокко-

литовые илы образуют прослой мощностью 4—19 см, которые суммарно не превышают 11% от вскрытого разреза. Состав глинистых и тонкодисперсных обломочных минералов (30—35%) аналогичен составу в известково-глинистых илах. Содержание детрита и целых раковин фораминифер достигает 30—35%, фрагментов кокколитофорид 30—40%, встречаются единичные диатомеи и радиолярии. В алевроитовой примеси (2—7%) выявлены вулканическое стекло кислого состава и полевые шпаты. Иногда в раковинах фораминифер встречается пирит. В верхней части разреза илы обогащены скелетами радиолярий (15—20%).

Таким образом, в колонке 5312-1 преобладают бескарбонатные и в разной степени обогащенные карбонатным материалом миопелагические осадки (83% разреза). Суспензионные потоки проникали в район взятия колонки лишь эпизодически. Следствием их деятельности явилось накопление глин гемипелагического облика (17% от вскрытой мощности разреза). Довольно стабильное количество органического углерода в осадках по всему разрезу свидетельствует о равномерном поступлении тонкого терригенного материала. На этом фоне резкая изменчивость во времени карбонатности осадков вызывалась главным образом изменением условий сохранности планктонных фораминифер.

В осадках колонки 5312-1 распространен в основном комплекс, представленный планктонными фораминиферами, поступавшими на дно из поверхностных вод района в период накопления осадков, и бентосными фораминиферами, захоронявшимися на месте обитания сообществ. Переотложенные комплексы фораминифер обнаружены только в слоях 655—642 и 524—514 см (см. фиг. 2). Состав их такой же, как и в слоях с переотложенными фораминиферами в колонке 5310-3. Комплексы фораминифер *in situ* показывают, что формирование отложений, вскрытых колонкой, происходило в контакте с придонными водами, резко недонасыщенными растворенным CaCO_3 . Степень их агрессивности к карбонатному материалу менялась во времени, как это было выявлено и в колонке 5310-3, что отразилось на численности бентосных и планктонных фораминифер, в количественном соотношении их и видовом составе.

Численность планктонных фораминифер изменяется от 0 до 870 экз. Число видов в пробе не превышает 9, составляя обычно два-три. Все встреченные в колонке виды имеют раковину, устойчивую против растворения. Во многих пробах отмечены фрагменты раковин, иногда составляющих значительную часть осадка. Именно с ними, а не с целыми раковинами связана повышенная карбонатность осадков отдельных слоев. Численность бентосных фораминифер изменяется от менее 10 до 1300 экз., составляя в большинстве проб 200—600 экз. Обычно в бентосной ассоциации присутствуют раковины 12—15 секреторных видов. Преобладают раковины *Alabaminella weddellensis*, *Alabaminoides exiguus*, *Osangulariella bradyi*.

По смене комплексов фораминифер в колонке выделяется пять климатостратиграфических горизонтов. При отложении осадков горизонтов V (590—440 см), III (330—162 см) и I (8—0 см) придонные условия были близки к современным в месте взятия колонки и характеризовались значительной агрессивностью к CaCO_3 . Эти горизонты преимущественно объединяют осадки с низким содержанием CaCO_3 (менее 30%) и довольно высоким содержанием $\text{C}_{\text{орг}}$ (0,5—0,8%). Для них характерны низкая численность планктонных фораминифер, а иногда и полное отсутствие их, очень незначительная доля участия в составе комплекса фораминифер, малое число видов, редко превышающее 2—3. Бентосные ассоциации этих горизонтов отличает доминирование вида *Osangulariella bradyi*, раковины которого составляют 40—100% суммарной их численности.

Образование осадков горизонтов VI (680—590 см), IV (440—330 см) и II (162—8 см) происходило в период, когда агрессивность придонных вод в отношении карбонатного материала была меньшей, чем в настоя-

щее время в районе станции и в период отложения осадков горизонтов V, III и I. Эти горизонты сложены в основном осадками со сравнительно высоким (30—50%) содержанием CaCO_3 и низким содержанием $\text{C}_{\text{орг}}$ (0,2—0,5%). Заклученный в них комплекс фораминифер имеет менее растворенный облик, чем комплекс горизонтов V, III и I. Численность планктонных фораминифер здесь возрастает часто до 100—200 экз., число видов до 5—8. Бентосные ассоциации также более разнообразны по видовому составу, чем ассоциации сравниваемых горизонтов, и характеризуются преобладанием видов *Alabaminoides exiguus* и *Alabaminella weddellensis*.

Примерно в 80 км западнее ст. 5310-3 и 5312-1 японской экспедицией изучены в Центральной котловине шесть колонок осадков на разрезе, проходящем вдоль 78° в. д. (между 2° ю. ш. и 6° с. ш.). Литологически и палеонтологически осадки исследованы Т. Оба [19]. Три колонки с глубин 2523—4308 м вскрыли в различной степени известковистые осадки, остальные колонки (полученные к югу от экватора) — бескарбонатные глины. Для двух колонок имеются радиоуглеродные датировки возраста. В колонках карбонатных осадков проведен палеотемпературный анализ по составу изотопов кислорода в раковинах фораминифер.

На ст. 1C-5 (01°58' с. ш., 77°55' в. д.) с глубины 4308 м получена колонка длиной 384 см. По геоморфологическому положению и условиям осадконакопления ст. 1C-5 близка ст. 5310-3. Колонка 1C-5 представлена в основном зеленовато-серыми глинами гемипелагического облика. Содержание карбоната кальция в колонке изменяется от 12 до 48%. Средняя численность планктонных фораминифер составляет 980 экз., бентосных 85 экз. Большая часть планктонных фораминифер разрушена. Содержание фрагментов раковин в колонке изменчиво. Повсеместно встречаются диатомеи, кокколиты, спикулы губок, кварц, слюда. Судя по осадкам, эта станция также находится в зоне влияния терригенных выносов из Бенгальского залива, но в отличие от ст. 5310-3 сюда уже не поступают перенесенные с мелководья фораминиферы.

Для этой колонки построена палеотемпературная кривая. Общий характер ее, как и кривых для двух других колонок, сходен с палеотемпературными кривыми по изотопам кислорода, полученными Эмилиани и датированными Рошолтом с соавторами для глубоководных отложений Атлантического и Тихого океанов [19]. Колебания температуры поверхностных вод за время отложения осадков, пройденных колонкой 1C-5, составляли около 6° С (21,1° С — максимальное значение, 14,6° С — минимальное). На основании состава планктонных фораминифер, данных абсолютного возраста в соседних колонках, литологии осадков, поведения кривых палеотемпературы Т. Оба утверждает, что колонка 1C-5 вскрыла только позднплейстоценовые отложения, включающие образования от миндель-рисского межледникового до постледникового. При сравнении палеотемпературной кривой с составом осадков отчетливо видно, что стадиям межледниковий отвечают осадки с минимальными значениями карбонатности, малым количеством целых раковин планктонных фораминифер, обилие фрагментов и полурастворенных раковин *Globorotalia menardii*, высоким относительным содержанием бентосных фораминифер в комплексе. Стадии же ледниковий характеризуются осадками с наибольшей карбонатностью и наибольшим абсолютным и относительным содержанием планктонных фораминифер, меньшим количеством фрагментов раковин.

Следовательно, климатические изменения, происходившие в позднем плейстоцене, вызывали существенные изменения обстановки осадконакопления на западном склоне Центральной котловины. Состав комплексов фораминифер в осадках колонки 1C-5 свидетельствует о том, что в стадии ледниковий условия для накопления карбонатного материала на дне котловины были более благоприятными, чем в стадии межледнико-

вий, когда придонные воды обладали повышенной растворяющей активностью.

В изученных нами колонках по составу фораминифер также было установлено чередование горизонтов осадков, различающихся по степени влияния растворения при их формировании. Принадлежность колонок 5310-3, 5312-1 и 1С-5 к одной фациальной зоне и отсутствие перерывов в разрезе осадков позволяют полагать, что позднелайстоценовые климатические изменения приводили к однозначным изменениям условий осадконакопления на всех трех станциях. В таком случае осадка горизонтов VI, IV и II, выделенных в изученных нами колонках, соответствуют стадиям миндельского, рисского и вюрмского ледниковий. Эти горизонты характеризуются максимумом карбонатности осадков, численности и таксономического разнообразия планктонных и бентосных фораминифер. Горизонты V, III и I образовались соответственно за время миндель-рисского, ресс-вюрмского межледниковий и постледниковья. Осадки этих горизонтов отличаются наиболее низким содержанием CaCO_3 и обычно повышенным содержанием $\text{C}_{\text{орг}}$, малым числом раковин и видов планктонных форм, преобладанием в комплексе бентосных фораминифер, представленных обычно меньшим числом видов, чем в осадках четных горизонтов. Характерная черта бентосных ассоциаций — высокое содержание или доминирование вида *Osangulariella bradyi*, что является отличительной особенностью современного глубоководного сообщества, обитающего в условиях сильной агрессивности придонных вод по отношению к карбонату кальция.

На цикличность в распределении карбоната кальция и планктонных фораминифер в позднелайстоценовых отложениях и связь пониженных содержаний этих компонентов осадков с эпохами межледниковий указывали уже многие исследователи [2, 12, 13, 17—19]. По поводу причин этого явления единого мнения не существует, однако большинство исследователей объясняют его усилением растворения карбонатов в периоды потеплений климата. Авторы настоящей статьи полагают, что в исследованном районе в межледниковье растворение активизировалось как за счет увеличения глубины дна в результате повышения уровня океана, так и за счет увеличения поставки органического вещества в связи с возрастанием берегового стока в эти периоды, что подтверждают данные по содержанию органического углерода в изученных колонках. Увеличению речного стока способствовало таяние ледников в высокогорных районах Главного Гималайского хребта [1]. Возрастание биологической продуктивности в эпохи потепления также увеличивало поступление органического вещества на дно, разложение которого повышало содержание CO_2 в придонных водах и усиливало растворение карбонатного материала. В ледниковые эпохи твердый сток рек уменьшался, уровень океана понижался и в северной части Центральной котловины отлагались в различной степени карбонатные осадки, обедненные органическим веществом. В эти эпохи ареалы распространения карбонатных осадков расширялись.

Литература

1. Алексеев М. Н. Антропоген Восточной Азии. М.: Наука, 1978, 205 с.
2. Беляева Н. В. Фауна планктонных фораминифер в плейстоценовых отложениях северо-восточной части Тихого океана. — В кн.: Морская микропалеонтология. М.: Наука, 1978, с. 140—153.
3. Беляева Н. В., Бурмистрова И. И. Условия формирования океанических танатоценозов фораминифер. — Докл. АН СССР, 1981, т. 257, № 5, с. 1229—1234.
4. Бурмистрова И. И., Беляева Н. В. Особенности распределения бентосных и планктонных фораминифер в осадках Бенгальского залива. — В кн.: Вопросы микропалеонтологии. М.: Наука, 1980, вып. 23, с. 174—190.
5. Дворецкая О. А. Осадки Индийского океана южнее острова Цейлон. — Литол. и полезн. ископ., 1971, № 4, с. 16—33.
6. Затонский Л. К. Новые данные о рельефе дна Индийского океана. — Тр. Ин-та океанологии АН СССР, 1964, т. 64, с. 158—181.

7. *Иваненков В. Н.* Основные закономерности распределения компонентов карбонатной системы в океане.— В кн.: Океанология. Химия океана. М.: Наука, 1979, т. 1, с. 108—133.
8. *Лисицын А. П.* Осадкообразование в океанах. М.: Наука, 1974, 438 с.
9. *Саидова Х. М.* Бентосные фораминиферы Мирового океана. М.: Наука, 1976, 160 с.
10. *Свальнов В. Н., Белыева Н. В., Демиденко Е. Л., Дмитренко О. Б., Ушакова М. Г.* Комплексное исследование турбидитов восточной части Индийского океана.— В кн.: Морская микропалеонтология. М.: Наука, 1978, с. 100—126.
11. *Свальнов В. Н., Демиденко Е. Л., Мухина В. В.* Скорости осадконакопления в восточной части Индийского океана.— Докл. АН СССР, 1976, т. 227, № 2, с. 465—468.
12. *Arrhenius G.* Sediment cores from the East Pacific.— Repts. Swed. Deep-Sea Exped. 1947—1948. 1952, v. 5, № 1, 227 p.
13. *Berger W. H.* Deep-sea carbonates: pleistocene dissolution cycles.— J. Foram. Res., 1973, v. 3, № 4, p. 187—195.
14. *Broecker W. S.* Calcite accumulation rates and glacial to interglacial changes in Oceanic mixing.— In: Late Cenozoic glacial Ages/Ed. Turekian K. K. New Haven: Yale Univ. Press, 1971, p. 239—265.
15. *Frerichs W. E.* Distribution and ecology of benthonic foraminifera in the sediments of the Andaman sea.— Contrib. Cush. Found. Foram. Res., 1970, v. 21, pt. 4, p. 123—147.
16. *Heezen B. C., Tharp M.* Descriptive sheet to accompany physiographic diagram of the Indian Ocean.— Publ. Geol. Soc. Amer., 1964.
17. *Luz B., Shackleton N. J.* CaCO₃ solution in the tropical East Pacific during the past 130 000 years.— In: Distribution of deep-sea carbonates. W. V. Sliter (Ed.). Cushman Found. Foram. Res. Sp. Publ., 1975, v. 13, p. 142—150.
18. *Naudy J. R.* Carbonate deposition and paleoclimatic implication in the Northeast Pacific Ocean.— Science, 1964, v. 146, № 3643, p. 515—517.
19. *Oba T.* Biostratigraphy and Isotopic Paleotemperature of some Deep-Sea Cores from the Indian Ocean.— Tohoku Univ. Sci. Repts., Sendai, 2nd Ser. (Geology), 1969, v. 41, p. 129—195.

Институт океанологии АН СССР,
Москва

Поступила в редакцию
20.III.1981

УДК 552.14+552.0(471.503)

ДЕВОНСКАЯ ОЛИСТОСТРОМА ЮЖНОГО УРАЛА

ХВОРОВА И. В., ИЛЬИНСКАЯ М. Н.

Для восстановления структурно-фациальной зональности геосинклинальных бассейнов иногда большое значение имеет изучение олистостром. Рассмотренная верхнедевонская олистострома, развитая в Магнитогорском синклинории и залегающая в основании тектонического покрова, принадлежит к определенному типу олистостром и является тектоно-гравитационным образованием. Заключенные в ней олистолиты содержат информацию об отложениях соседней зоны, не сохранившихся в современной складчатой структуре.

Олистостромы — своеобразный генетический тип геосинклинальных отложений, обычно тесно связанный с тектоническими покровами. Их изучение — необходимый элемент восстановления палеогеографии и истории развития геосинклинальных бассейнов; нередко лишь олистостромы содержат информацию о фациальных зонах, осадки которых в нормальном залегании не сохранились в современной структуре складчатого пояса. Для того чтобы судить о таких зонах, недостаточно обычной палинспастики, так как отложения здесь не только тектонически перемещены, но и разрушены, превращены в хаотическую глыбовую брекчию. Только изучение ее состава дает представление об отложениях «исчезнувшей зоны».

В Магнитогорском синклинории на Южном Урале известен глыбовый горизонт, который впервые как олистострома описан Г. А. Смирновым с соавторами [10]. Ими также было показано, что местами (район горы Биягоды) этот горизонт залегает в покрове. По нашим представлениям, покров не ограничен районом горы Биягоды, а регионально развит в пределах синклинория, доказательства чему приводятся ниже. В дальнейшем олистострома будет называться Биягодинской.

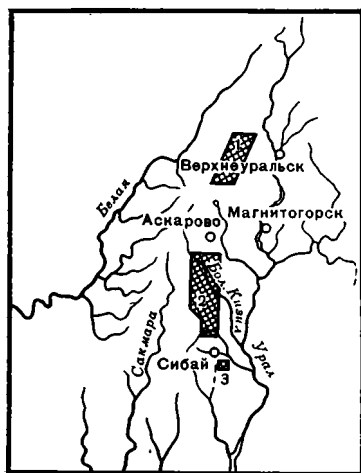
УСЛОВИЯ ЗАЛЕГАНИЯ ОЛИСТОСТРОМЫ

Олистострома распространена в восточной части Магнитогорского синклинория, где изучалась нами на нескольких участках, показанных на фиг. 1. Здесь выделяются два структурных комплекса отложений: автохтонный и аллохтонный. Первый включает: 1) бугулыгирский яшмовый горизонт (D_{2ef}), 2) улутаускую вулканогенно-обломочную свиту (D_{2gv}), 3) мукасовский терригенно-кремнистый горизонт (D_{3fr}) и 4) зилаирскую терригенную свиту (D_{3fm}). Все они связаны постепенными переходами, лишь местами осложненными небольшими перерывами. Второй комплекс образован: 1) глыбовым микститом (олистострома), 2) колтубанской эффузивно-туфовой и 3) кодинской флишоидной вулканомиктовой свитами. Два первые подразделения местами тесно связаны и образуют единую олистостромово-вулканическую толщу.

В олистостроме, преимущественно внизу ее, местами много глыб и отторженцев известняков с остатками живетской фауны; в гальке известняка из верхов глыбового горизонта встречен коралл *Alveolites*

suborbicularis Lam. (определение И. И. Чудиновой), обычно присутствующий во франском ярусе. В кремневых отторженцах обнаружены франские конодонты [7] и радиолярии: *Palaeoscenidium* sp., *Helioentactinia* sp. ex gr. *secutrix* Naz., *Somphoentactina* sp., многочисленные *Entactinia* (определения Б. Б. Назарова), относящиеся к живету или франу. Таким образом, олистострома содержит обломочный материал живета и франы, следовательно, сама может быть позднефранской или фаменской.

Вулканомиктовая флишoidная свита почти лишена палеонтологических остатков, имеющих стратиграфическое значение, но все же в ней обнаружена [10] фаменская форма — *Cyrtospirifer* ex gr. *vern.* Murch.

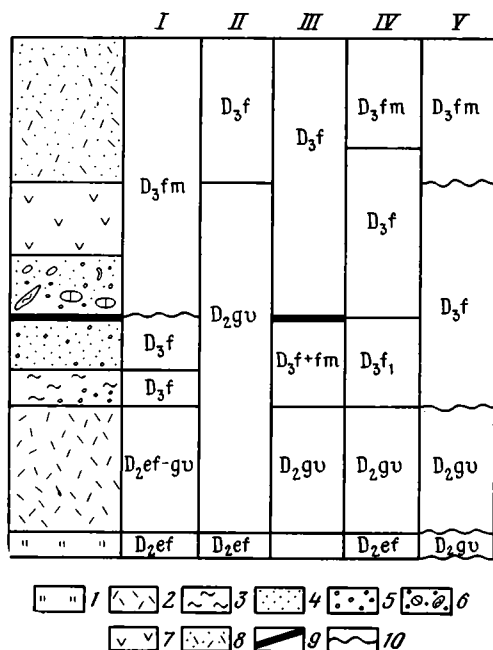


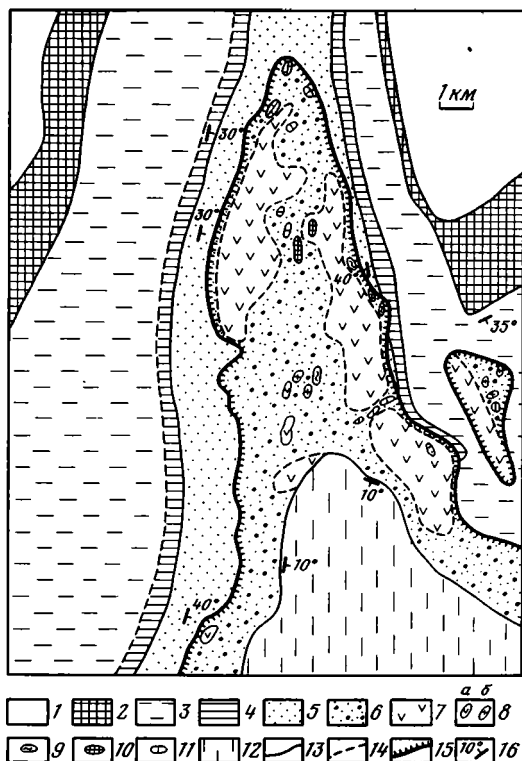
Фиг. 1. Местоположение изученных отложений (очерченные участки)

и определены фаменские растительные микрофоссилии [15]. Возрастная датировка стратиграфических подразделений различными исследователями дается по-разному (фиг. 2), что зависит как от слабой и неравномерной палеонтологической охарактеризованности разреза, так и от трактовки природы и условий залегания олистостромы. Имеет значение и понимание характера контакта между двумя упомянутыми комплексами (нормальный, трансгрессивный, тектонический). Приведенные выше данные позволяют считать возраст отложений верхнего комплекса в основном фаменским (может быть, частично позднефранским), но окончательное решение вопроса требует дополнительных палеонтологических исследований, причем перспективны в этом отношении конодонты. Традиционно большинство геологов рассматривают отложения обоих комплексов как единый нормальный стратиграфический разрез. Однако Е. В. Чибрикова [15] показала, что при такой трактовке его существуют противоречия в возрастной датировке некоторых подразделений, а Г. А. Смирнов с соавторами [9] впервые установил залегание олистостромово-вулканической толщи в аллохтоне. Остановимся подробнее на соотношении указанных комплексов. Здесь можно констатировать следующее.

1. Олистостромово-вулканическая толща в разных местах покрывает отложения разного возраста. На северном участке (дер. Москва, пос. Вятский) под глыбовым микститом лежит довольно мощная кремнистая толща, в верхней части которой встречаются франские конодонты. Южнее пос. Вятского глыбовый горизонт, полого падающий к востоку, обычно налегает на улутауские туффито-кремнистые отложения. Кремнистая толща здесь либо полностью исчезает, либо прослеживается в небольших выходах у западной границы олистостромы, при этом кремнистые породы смяты в крутые складки. Лучше всего соотношение комплексов видно в бассейне Большого Кизила (см. фиг. 1, 2). Главная структура участка — крупная Кизильская синклиналь — образована породами обоих комплексов. На севере участка синклиналь сужается, и олистостромово-вулканическая толща вырисовывает ее центриклиналь (фиг. 3). С развитием этой толщи связаны высокие гряды (горы Биягода, Биикбыль и др.), в обрывах и склонах которых хорошо видно строение отложений. На западном крыле олистострома ложится на зилаирскую аргиллитово-граувакковую толщу, в которой В. Н. Пучковым [7] обнаружены конодонты нижнего фамена, а Е. В. Чибрико-

вой [15] фаменские растительные микрофоссилии. На восточном крыле олистостромово-вулканическая толща перекрывает либо зилаирские отложения, мощность которых меньше, чем в западном крыле, либо смятые в складки франские силициты, либо улутауские вулканогенно-обломочные породы. Изолированное «пятно» олистостромово-вулканической толщи наблюдается и за пределами основного поля ее развития, восточнее оз. Бурсунсы (см. фиг. 3). Южнее олистостромовый горизонт прослеживается до р. Худолаз, где он залегает на мощной зилаирской свите, и далее в район дер. Мукасово, где ниже его появляются то зилаирские терригенные породы, то перемятые силициты мукасовского горизонта. Таким образом, верхний комплекс перекрывает породы от улутауских до зилаирских (от живета до фамена).





Фиг. 3. Строение северной части Кизильской синклинали

1 — толщи древнее бугульгирского яшмового горизонта; 2 — яшмовый горизонт; 3 — улутауская свита; 4 — мукасовский горизонт (фран); 5 — зилаирская граувакковая толща (фамен); 6 — глыбовый микстит; 7 — поля колтубанских эффузивов; некоторые крупные олистолиты: 8 — вулканических пород (а — базальтоиды, б — альбитофиры), 9 — фгантиоидов, 10 — яшм, 11 — известняков; 12 — вулканомиктовые флишоидные отложения; 13 — границы свит и толщ; 14 — неотчетливые контакты; 15 — граница аллохтона; 16 — углы падения

здесь падения слоев западные, хотя в этом направлении появляются все более древние отложения (мукасовский горизонт, улутауская свита). Разрез известняковой толщи подробно описан Л. С. Либровичем [4], Г. А. Смирновым с соавторами [11] и др.

В схеме толща состоит из двух пачек. Нижняя (около 70 м) представлена различными известняками: биогермными, ракушняковыми, органогенно-детритовыми, сгустковыми, обломочными. Органические остатки распределены неравномерно, и нередко встречаются разности, почти лишенные их. Возраст отложений — позднефранский. Верхняя толща конгломератовая (15—20 м). Конгломераты несортированные: мелко-крупногалечные с валунами и мелкими глыбами. Резко преобладают гальки известняков, сходные со слагающими нижнюю пачку, но встречаются также гальки и гравий изверженных пород и кремний. Связующей массы иногда почти нет, а местами довольно много и представлена она известняковым песчаником, тоже с примесью полимиктового материала (интрателлурический кварц; липариты, иногда гидротермальноизмененные с сульфидной вкрапленностью; тефroidы, местами довольно много окисленных колчеданных обломков; в небольшом количестве присутствуют диабазы и хлоритизированные осколки). Кверху конгломераты переходят в песчаные известняки с той же полимиктовой примесью; здесь отсутствуют «метаморфические компоненты», характерные для зилаира. В известняковых обломках присутствуют позднефранские органические остатки, но в связующей массе обнаружены фораминиферы фаменско-турнейского облика, что дало основание отнести верхнюю обломочную пачку к фамену [11].

Нижний контакт известняковой толщи виден плохо, но очевидно, что залегает она на разных отложениях. Л. С. Либрович [4] указывал, что на северном берегу оз. Колтубан под известняками лежат буроватые кремнистые сланцы улутауской свиты, а на южном берегу — туфы, туфопесчаники и конгломераты. Г. А. Смирнов с соавторами [11] пишет,

что известняки лежат на мукасовских силицитах (5—20 м), под которыми находятся грубые «кварцевые граувакки» с линзами конгломератов, содержащих гальку живетских известняков. В. А. Маслов [5] ниже известняков обнаружил довольно мощный (300—400 м) разрез, относимый им еще к колтубанской свите (т. е. к франскому ярусу). В этом разрезе, грубо говоря, можно выделить три части (снизу вверх): 1) толща конгломератов, чередующихся с песчаниками и аргиллитами; в валунах известняков встречены остатки живетской фауны; 2) толща глинисто-кремнистых сланцев, в которых обнаружены конодонты верхнего франа; 3) пачка песчаников внизу с гравелитами и конгломератами, а сверху с глинисто-кремнистыми прослоями. Наши наблюдения согласуются с данными упомянутых исследователей. Действительно, местами известняки залегают на кремнистых сланцах, но местами (восточное крыло, южный берег) между ними и первым выходом известняков карьерными ямами вскрыты гравийные граувакки, очевидно, соответствующие верхам разреза, составленного В. А. Масловым. По положению в разрезе и минеральному составу они сходны с раннефаменскими граувакками, развитыми в районе Большого Кизила. Заметим, что состав терригенной примеси в известняке, расположенном выше граувакк, отличается от состава последних отсутствием «метаморфического компонента».

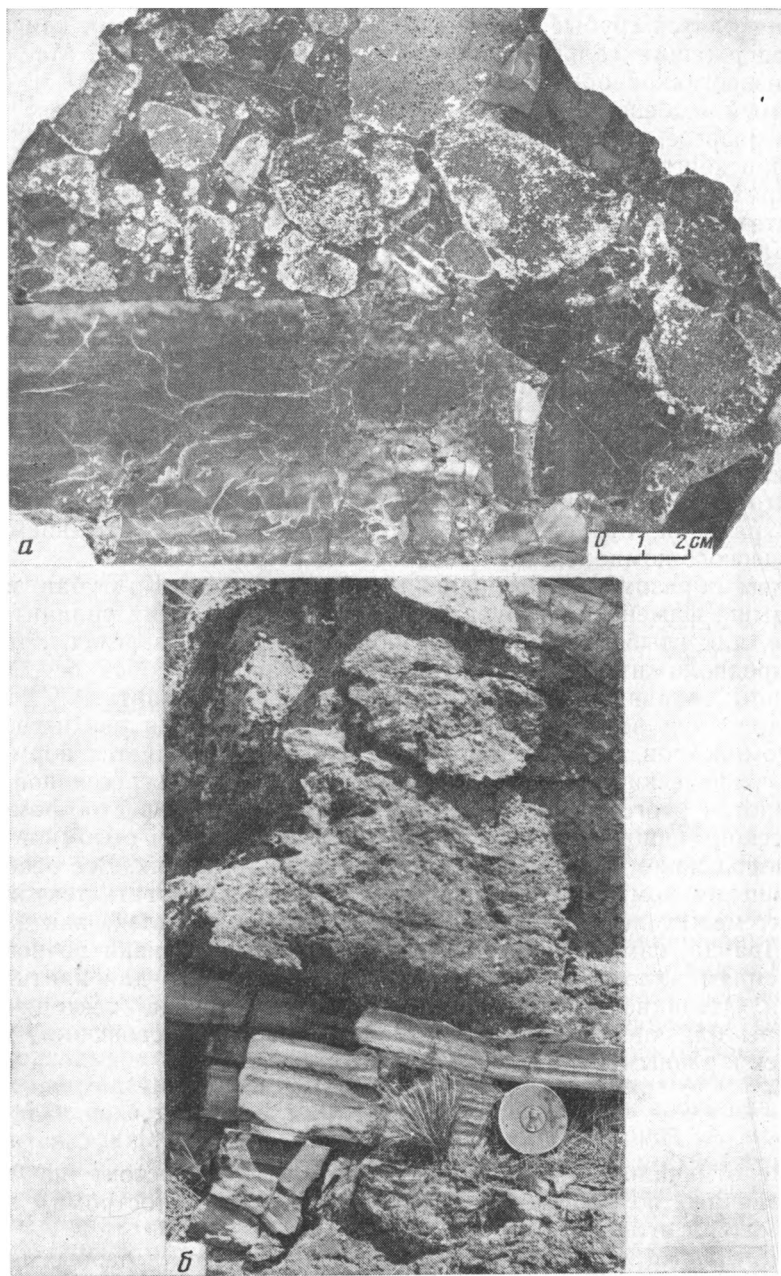
Таким образом, верхнефранские известняки оз. Колтубан залегают либо выше фаменских граувакк, либо выше франских силицитов, т. е. так же, как глыбовый микстит в более северных разрезах. Это позволяет предположить, что известняки представляют собой огромные отторженцы, сохранившиеся от олистостромового горизонта.

Анализируя все факты, касающиеся соотношения верхнего и нижнего комплексов, можно утверждать, что оно не является нормальным, стратиграфическим. Трудно допустить здесь и трансгрессивное налегание; против этого свидетельствует само строение олистостромово-вулканической толщи и отсутствие в ее базальной части обломков зилаирских пород даже там, где «срезана» мощная толща их. Все особенности соотношения комплексов объяснимы, если предполагать тектонический контакт между ними и рассматривать верхний комплекс как аллохтонный. Правда, самые молодые породы автохтона близки по возрасту к отложениям аллохтона, что оставляет возможность для критики и сомнений. Очевидно, здесь имеет место случай, когда тектонически совмещены близкие по возрасту отложения (позднедевонские), но относящиеся к разным фациальным зонам.

РАЗРЕЗ АЛЛОХТОННОГО КОМПЛЕКСА

Уже отмечалось, что аллохтонный комплекс состоит из трех неравнозначных по мощности членов: микстита (олистострома), эффузивно-туфовой и вулканомиктовой толщ.

1. *Глыбовый микстит* представляет собой смесь в разных пропорциях песка, гравия и гальки с подчиненным количеством валунов. Отложения в целом то более, то менее грубые (песчаные конгломераты, гравийно-галечные песчаники), но всегда несортированные. Глинистая примесь практически отсутствует. Окатанность обломков средняя и высокая, некоторые имеют комковатую форму и похожи на лапилли и бомбы; есть и угловатые, даже оскольчатые фрагменты (фиг. 4, а). По составу кластика полимиктовая, хотя преобладает базальтоидная: порфириты разной структуры, плагиоклазы, пироксены (диопсид, авгит), оливин (замещен хлоритом), эпидот; характерно, что вместе с довольно свежим материалом наблюдается много измененного. Иногда обильна примесь кремнекислых вулканических пород и кварца. Всегда присутствуют силициты; встречаются известняки.



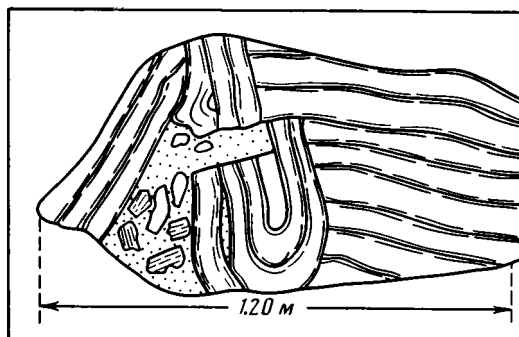
Фиг. 4. Фрагменты микситовых пород
 а — основная масса микстита, пришлифовка, район дер. Рахметово; б —
 отторженцы кремнистых пород в микстите, обнажение у пос. Вятский

В такой песчано-гравийно-галечной массе беспорядочно и неравномерно «разбросаны» глыбы и пластовые отторженцы (см. фиг. 4, б) размером 1—20, а в отдельных случаях до 200 м и более. Состав их в целом такой же, что и в основной массе. Здесь много порфиристов; кварцевых альбитофиров; зеленых слоистых туфов, туффитов и туфосилицитов, обычно пренитизированных, сходных с улутаускими; фтанитоидов, иногда смятых в складки и брекчированных (фиг. 5); известня-

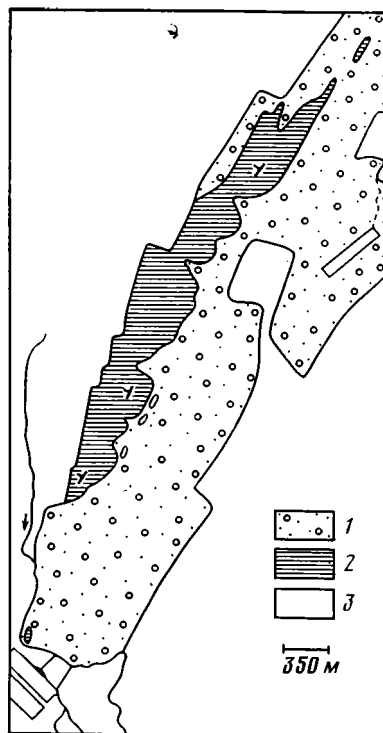
Фиг. 5. Строение фтанитоидной глыбы из микстита. Обломочный материал внутри глыбы вулканитовый с фрагментами силицитов. Зарисовка с обнажения у д. Рахметово

Фиг. 6. Схема, показывающая соотношение фтанитоидного олистолита с вмещающим вулканогенно-обломочным микститом (составлена по данным аэрофотосъемки)

1 — глыбовый микстит; 2 — фтанитоидная толща; 3 — закрытые участки



Фиг. 5



Фиг. 6

ков — массивных, биогермных, иногда мраморизованных; меньше диабазов, яшм, яшмокварцитов, в том числе оруденелых, и фрагментов «лавовых подушек»; попадаются зеленые силициты с прослоями песчано-гравийных пород, сходных по составу с основной массой микстита. Такие отторженцы могут дать представление об отложениях, разрушение которых привело к формированию микстита. Форма глыб разная: изометричная и плоская. Встречались отторженцы толщиной около 1 м при длине 10 м. Отдельные из них столь велики, что в обнажении имеют вид пластов (олистоплаки). Такой отторженец слоистых фтанитоидов наблюдался к северу от дер. Рахметово, толщина его достигает 160 м и длина около 4 км (фиг. 6). Слои в нем наклонены на северо-запад под углом 40° , тогда как вмещающий обломочный горизонт полого наклонен к востоку.

На разных участках наблюдается увеличение количества глыб той или другой породы (известняки, кремни и др.), причем рядом с ними концентрируются мелкие осколки того же состава. Иногда они сосредоточены у края большого обломка и, очевидно, возникали в результате дробления его «лобовой» части в движущемся осадке. Следы разрушения обломочного материала, происходившего в толще самого микстита, хорошо выражены в связующей массе. Здесь часто наблюдается, например, превращение пироксеновых вкрапленников в агрегат мелких осколков, лишь немного смещенных один относительно другого.

В целом глыбовый микстит — это беспорядочная, хаотичная, неслоистая смесь обломков; последние нередко расположены под крутым углом друг к другу и к общему напластованию отложений. Несмотря на полную «неорганизованность», в микститах проявляются некоторые тенденции в распределении материала. Наиболее крупные глыбы и отторженцы чаще сосредоточены внизу, а в самом верху наблюдается уменьшение как гранулометрии основной массы, так и размера глыб.

Мощность¹ микстита разная: от 20—50 до 200 м; она больше на северных участках, где отложения в целом грубее.

2. *Эффузивно-туфовая толща* латерально изменчива, что обусловлено разным количеством эффузивных пород и различной степенью переработанности тефры. В одних местах лавы образуют мощные накопления, в других присутствуют лишь в виде отдельных пластов среди обломочных отложений. Эффузивные породы детально изучены Т. И. Фроловой и И. А. Буриковой [13]. Это базальтоиды и андезитобазальтовые порфириты — плотные и миндалекаменные. Среди них наблюдаются накопления шлаков и гиадокластики; изредка встречаются прослои радиоляриевых яшм и железистых туффитов. Породы часто брекчированы, похожи на лавобрекчии. Местами такие «брекчии» неравномерно разрушены, и в рыхлой более измененной массе обнаружены крупные монолитные участки порфирита. Эффузивы вмещают дайки — тоже иногда брекчированные, разорванные и местами превращенные в глыбы.

Обломочные породы слагают неравномерно стратифицированные толщи и целиком образованы базальтовым и андезито-базальтовым материалом, который гранулометрически и по степени переработки разнообразен. Здесь развиты как агломераты, бомбовые и лапиллиевые туфы, преимущественно литокластические (ксенотуфы), иногда с примесью гиадокластики; есть и шлаковые разности. Много также (местами преобладают) конгломератов, гравелитов и песчаников, по составу сходных с туфами; они образованы переработанной тефрой и продуктами размыва эффузивных пород (вулканомиктовый материал). Сортировка разная, но чаще хорошая. Характерны ритмичная стратификация и присутствие тонкослоистых туфопелитов. Вулканиды по составу сходны с материалом, образующим микстит, где, однако, к нему примешана и другая кластика. Мощность толщи меняется приблизительно в пределах от 300 до 1000 м, возрастая там, где много эффузиев. Соотношение ее с глыбовым горизонтом непростое. Во многих местах «вулканиды» лежат выше олистостромы, но иногда над ними снова появляется глыбовый микстит; самое же главное, что третья вулканогенно-осадочная толща часто контактирует с микститом. Вулканиды, таким образом, находятся «внутри» олистостромы в виде огромных «линзовидных тел». В микстите (и в связующей массе, и среди олистолитов) обычно доминирует кластика, аналогичная рассматриваемым вулканидам. Следовательно, они возникли раньше, чем олистострома, или по крайней мере их формирование по времени было близким.

3. *Флишоидная вулканомиктовая толща* образована чередованием песчаников, алевролитов и пелитоморфных пород. Песчаники от грубо- до мелкозернистых. В грубых иногда встречается примесь гравия и мелкой гальки. Грубые песчаники образуют мощные, массивные пласты, разделенные пакетами более тонконаслоенных мелко- и среднезернистых песчаников, алевролитов и пелитоморфных пород. В алевролитах наблюдается горизонтальная, мелкая косая и конволютная слойчатость; отмечаются следы местных размывов. В нижней части толща грубее, кверху грубозернистые пласты исчезают и четко проявляется асимметрично-ритмичная стратификация. Одновременно возрастает количество плитчатых пелитоморфных пород. В 60 м от основания толщи локально (р. Худолаз) появляется небольшая пачка с прослоями разнообразного раковинного детрита, оолитов и мелких известняковых обломков. Местами много растительных остатков.

Стратификация отложений сходна с таковой зилаирской свиты, но состав отложений иной. Песчаники состоят преимущественно, а иногда и исключительно, из базальтоидного материала, как относительно све-

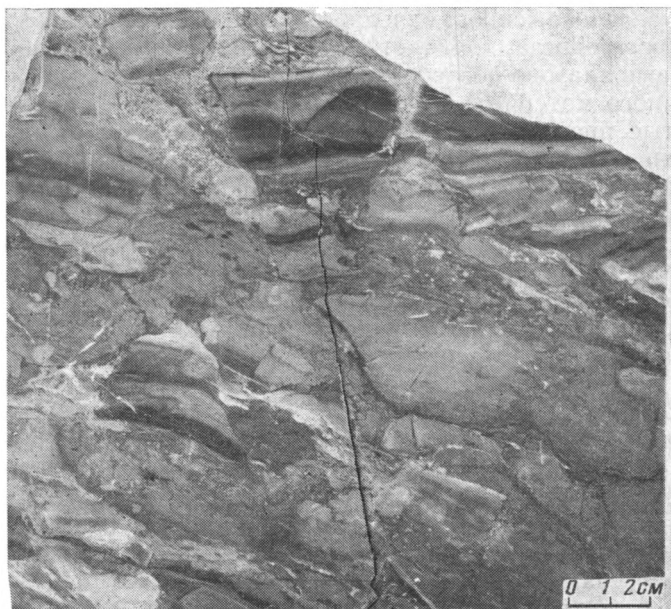
¹ Имеется в виду видимая мощность, так как нижний контакт тектонический.

жего, так и зеленокаменноизмененного (вулканотерригенного); только изредка вверху разреза появляется более кислая кластика (роговая обманка, плагиоклазово-роговообманковые порфиристы). Примесь другого обломочного материала небольшая, обычно это осадочные породы. Тонкозернистые прослои представлены либо туфопелитами (агрегат хлорита, пренита и кремнезема), либо силицитами, иногда известковыми; многие прослои обогащены мелкой пирокластикой (плагиоклазы, осколки хлоритизированного стекла). Показательно отсутствие слюды, характерного компонента зилаирских отложений. Очень редко в разрезе рассматриваемой толщи (например, у дер. Туркменево) встречаются единичные пласты граувакк, отличающихся присутствием в обломочной фракции серицитовых сланцев, кварцитов, мусковита, т. е. материала, присутствующего в зилаирских песчаниках. Здесь как бы проявляется латеральная связь между вулканомиктовым и граувакковым комплексами.

Вулканомиктовая толща залегает обычно на микстите. Переход между ними хотя и весьма резкий, но с элементами постепенности. Это выражается в уменьшении общей гранулометрии микстита вблизи его верхней границы, присутствии локально единичных пластов микстита внизу вулканомиктовой толщи и в примеси к базальтоидному материалу другого, встречающегося в связующей массе микстита. Наблюдается изменчивость отложений вдоль прогиба. На севере много эффузивов и связанных с ними грубых вулканокластических накоплений, которые к югу исчезают. Очевидно, на юге эффузивно-туфовая толща замещается вулканомиктовыми отложениями, слагающими нижнюю часть третьей толщи.

О ПРОИСХОЖДЕНИИ БИЯГОДИНСКОЙ ОЛИСТОСТРОМЫ

Олистостромы изучены во многих складчатых областях и уже существуют попытки их типизации [2, 3, 12]. Появление олистостром неизменно связывают с возникновением контрастного рельефа и моментами высокой тектонической активности. Выясняя природу олистостром, обычно рассматривают, во-первых, происхождение кластики и, во-вторых, характер ее перемещения, т. е. процесс формирования самого микстита. Основным, но не единственным компонентом матрикса в изученном микстите является вулканогенная кластика: относительно свежая тефра колтубанских вулканов, продукты их размыва, а также зеленокаменноизмененный более древний вулканогенный материал. Гранулометрически кластика разнообразна: от песка до галек и даже валунов. Часть ее хорошо окатана, т. е. прошла обработку в мелководных условиях. Измененный вулканический материал, вообще говоря, может быть связан с эрупцией тех же вулканов, что и свежий, и представляет собой результат дробления пород основания вулкана. Однако обилие его и присутствие вместе с ним большого количества обломков более древних осадочных пород (известняки, кремни) свидетельствует о существенной роли эрозионных процессов в образовании кластики. Таким образом, главная составляющая матрикса олистостромы — это обломочный материал осадочного и вулканического происхождения. Первоначально он слагал стратифицированную толщу, в которой грубые осадки чередовались с осадками песчаной и алевроитовой размерности; присутствовали здесь и тонкие породы — туффиты и силициты. Они были во время формирования микстита уже довольно твердыми и дробились (фиг. 7), либо сминались в крупные и мелкие лежащие складки (фиг. 8). Обломочные осадки, очевидно, были рыхлыми, иногда обводненными и в определенных условиях легко дезинтегрировались, давая хаотичную смесь. Формирование матрикса олистостром из стратифицированных обломочных отложений хорошо устанавливается в тех случаях, когда последние бывают не полностью дезинтегрированы. При-



Фиг. 7. Брекчированная кремнистая порода из верхней части олистостромы; шлифовка; горы Сагылтау



Фиг. 8. Отторженец туффита, смятого в мелкие лежащие складочки; шлифовка; горы Сагылтау

мером может служить Салтакская олистострома, развитая на западном склоне Южного Урала [14], в которой сохранились отдельные полуразрушенные линзы песчано-кремнистых пород. По-видимому, матрикс рассматриваемого микстита возник таким же путем.

Иное происхождение имеют крупные и гигантские глыбы, а также часть мелкой необработанной кластики, тесно с ними связанной. Среди таких глыб обнаружены породы осадочные (известняки, кремни) и магматические (базальтоиды, диабазы, липариты). Первых особенно много в нижней части микстита. Некоторые из них (преимущественно это известняки) отсутствуют в нормальном разрезе, представляя собою

экзотический элемент, принесенный из другой структурно-фациальной зоны. Отдельные глыбы, как было показано, являются пластиновидными отторженцами (олистоплаками) протяженностью в несколько километров; нередко встречаются глыбы перемятых кремней (см. фиг. 5). Следы дробления проявляются и в магматических породах (эффузивных и дайковых). Местами они превращены в огромные глыбы, для которых характерны трещиноватость, брекчированность и катаклаз кристаллов. Весь облик этих крупных глыб и отторженцев указывает на то, что в их образовании тектонические процессы имели решающее значение. Возможно, частично тектонизация здесь более поздняя, связанная с окончательным формированием надвига, но обилие в матриксе микстита обломков пород, сходных со слагающими глыбы, свидетельствует о том, что тектоническое разрушение протекало и в период олистохромообразования.

Таким образом, кластика в олистохроме гетерогенная — терригенная, вулканогенная и тектоническая. По составу она полимиктовая и включает породы разного возраста (преимущественно франские и живетские). Одной из характерных особенностей микстита, сказавшейся на его облике, а возможно, и на способе образования, является отсутствие или незначительное количество глинистого компонента. Формирование олистохромы связывают с гравитационным оползанием массы обломочного материала. Причины его движения могут быть разные, как чисто «седиментационные» (накопление большого количества рыхлых осадков на склоне), так и обусловленные землетрясениями или быстрым увеличением наклона дна. Благоприятными условиями в конечном итоге являются достаточно крутой рельеф, обилие материала и присутствие пластичного глинистого вещества. В результате нарушения гравитационного равновесия появляются оползни и селевые потоки. В рассматриваемом случае происхождение олистохромы несколько иное: основная причина направленного движения осадочной массы — горизонтальный тектонический стресс. По существу Биягодинскую олистохрому можно рассматривать как продукт конседиментационного надвига. Его движение привело к полной дезинтеграции слоистой толщи и образованию крупных тектонизированных отторженцев. Движущаяся масса не только разрушалась сама, но захватывала и встречающиеся на пути дислоцированные, измененные и, возможно, разрушенные более древние породы. Обилие в олистохроме мелководных известняков и хорошо окатанного валунно-галечного материала указывает на перемещение отложений из приподнятой зоны, т. е. оно происходило не только под действием горизонтального тектонического стресса, но и гравитации. Таким образом, Биягодинская олистохрома — типичный пример тектоно-оползневого образования.

Может возникнуть мнение, что рассмотренная олистохрома представляет собою чисто тектоническую брекчию, связанную с надвигом. Решающими, на наш взгляд, являются в этом вопросе некоторые наблюдения, относящиеся к дистальной части олистохромы. Так, например, в известном обнажении у дер. Туркменево Первое микстит состоит из двух пачек, разделенных трехметровым слоем тонкозернистого туффита. Выше верхней пачки развиты слоистые песчано-алевритовые отложения (8 м), над которыми залегает еще один пласт микстита (1,5—3 м). Таким образом, мощная олистохрома расщепляется здесь на отдельные горизонты, разделенные обычными стратифицированными осадками. Это позволяет исключить чисто тектоническую природу микстита.

ЗНАЧЕНИЕ ОЛИСТОСТРОМЫ ДЛЯ ВОССТАНОВЛЕНИЯ ДЕВОНСКОЙ ИСТОРИИ ЮЖНОГО УРАЛА

Палеогеография и тектоническое развитие Урала в позднем девоне подробно освещены в работах Г. А. Смирнова с соавторами [8, 11]. Ими, в частности, показано, что на территории, расположенной к востоку от Русской платформы, в это время располагался прогиб, выполненный в основном терригенными осадками. На востоке он был ограничен кордильерой, отделявшей его от внутреннего прогиба, где сохранились терригенно-карбонатные и вулканогенно-осадочные толщи. Аллохтонный комплекс, образованный вулканогенными и вулканогенно-осадочными толщами и содержащий глыбы и отторженцы кремней и известняков, был шарьирован с востока или северо-востока [11]. Трудно сказать, где располагалась зона осадков аллохтонного комплекса по отношению к упомянутой кордильере. Она могла находиться к западу от нее, и тогда краевой прогиб был примерно на 1/3 шире, чем рисуется сейчас. Однако нельзя исключить и первоначальное расположение аллохтонных масс в пределах кордильеры или непосредственно к востоку от нее. В любом случае восточнее прогиба с кремнистыми (фран) и терригенными (фамен) осадками располагалась поднятая, более мелководная зона с вулканами, рифами и «карбонатными отмелями». Именно отсюда были перемещены в виде олистолитов живетские, франские и фаменские (оз. Колтубан) карбонатные породы.

Биягодинская олистострома отражает существенный тектонический эпизод, происшедший в позднем девоне. В отличие от формаций, в которых подводные оползневые горизонты являются характерным генетическим типом отложений и встречаются неоднократно, здесь мы сталкиваемся с «уникальным образованием», связанным с крупным тектоническим событием и, как справедливо писали Г. А. Смирнов с соавторами [11], «олистострома датирует проявление кратковременной фазы индусивных тектонических движений» (с. 201). На наш взгляд, Биягодинская олистострома — самостоятельное «внеформационное» образование в отличие от таких внутрiformационных оползневых отложений, как, например, дикий флиш. Биягодинский микстит — образование тектоно-гравитационное. Есть предложение [3] исключить такие микститы из категории олистостром, относя к последним только отложения, имеющие чисто гравитационное происхождение, т. е. коллювиальные (в том числе и подводный коллювий). Нам представляется, что именно тектоно-гравитационные микститы — наиболее характерный тип олистостром и за ними следует сохранить этот термин.

ЛИТЕРАТУРА

1. Андронов С. М. Девонские отложения восточного склона Южного Урала и их детальное стратиграфическое расчленение. — Докл. АН СССР, 1961, т. 141, № 4, с. 915—918.
2. Леонов М. Г. Олистостромы и их генезис. — Геотектоника, 1978, № 5, с. 18—33.
3. Леонов М. Г. Гравитационные и тектоно-гравитационные микститы в структуре складчатых областей: Автореф. дис. на соискание уч. ст. докт. геол.-мин. наук. М.: ГИН АН СССР, 1979. 51 с.
4. Либрович Л. С. Геологическое строение Кизило-Уртазымского района на Южном Урале. — Тр. ЦНИГРИ, 1936, вып. 81. 206 с.
5. Маслов В. А. Об объеме живетского и франского ярусов на западном крыле Маниноторского мегасинклинария. — В кн.: Стратиграфия и палеонтология докембрия и палеозоя Южного Урала и Приуралья. Уфа, 1972, вып. 16, с. 50—56.
6. Нестоянова О. А. Девонские отложения восточного склона Урала. — Геология СССР. Т. XIII, ч. 1. М.: Недра, 1964, с. 199—219.
7. Пучков В. Н. Находки девонских конодонтов на западном склоне Урала и их значение для стратиграфии палеозоя левминского типа. — В кн.: Конодонты Урала и их стратиграфическое значение, 1979, вып. 145, с. 33—51.
8. Смирнов Г. А., Смирнова Т. А. Материалы к палеогеографии Урала. Очерк III. Фаменский век. — Тр. Горно-геол. ин-та Уральского филиала АН СССР. Свердловск, 1961, вып. 60. 85 с.

9. *Смирнов Г. А., Смирнова Т. А., Ключина М. Л.* Верхнефранская олистострома на восточном склоне Южного Урала.— Ежегодник Уральского научного центра АН СССР, 1970. с. 181—191.
10. *Смирнов Г. А., Смирнова Т. А., Ключина М. Л.* Верхнефранская олистострома на восточном склоне Южного Урала.— Докл. АН СССР, 1972, т. 204, № 6, с. 1434—1437.
11. *Смирнов Г. А., Смирнова Т. А., Ключина М. Л., Анфимов Л. В.* Материалы к палеогеографии Урала. Очерк V. Франский век. М.: Наука, 1974. 218 с.
12. *Соколов С. Д.* Офиолитовые и офиолитокластовые олистостромы складчатых областей.— Геотектоника, 1979, № 3, с. 92.
13. *Фролова Т. И., Бурикова И. А.* Геосинклинальный вулканизм (на примере восточного склона Южного Урала). М.: Изд-во МГУ, 1977. 266 с.
14. *Хворова И. В., Вознесенская Т. А., Золотарев Б. П., Ильинская М. Н., Руженцев С. В.* Формации Сакмарского аллохтона.— Тр. ГИН АН СССР. М.: Наука, 1978, вып. 311. 232 с.
15. *Чибрикова Е. В.* Стратиграфия девонских и более древних палеозойских отложений Южного Урала и Приуралья (по растительным микрофоссилиям). М.: Наука, 1977. 191 с.

ГИН АН СССР,
Москва

Поступила в редакцию
19.XI.1980

УДК 551.25 : 551.492.1 : 542 .

О ПРОЦЕССЕ РЕСИЛИФИКАЦИИ БОКСИТОВ (ПО ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫМ ДАННЫМ)

САФОНОВА О. Ф., ЛИПАТОВА Э. А.

При воздействии кремнекислых растворов на бемитовые и гибситовые бокситы в интервале температур 20—50°С при $P=0,1$ МПа бемитовые бокситы быстрее подвергаются каолинизации, чем гибситовые. Образование каолинита по бемитовым бокситам, подтвержденное рентгеноструктурным анализом, наблюдается в околонейтральных и сильнощелочных средах. По-видимому, образование каолинита по бокситам происходит при одновременном взаимодействии коллоидных и определенных ионных форм алюминия с мономером H_4SiO_4 , при этом взаимодействие коллоидных форм преобладает.

При прогнозировании месторождений бокситов существенное значение имеет выяснение условий их деградации, которая происходит в основном под воздействием водных растворов зоны гипергенеза различного состава: бескремнистых, неорганических и кремнекислых, различной концентрации, в которых органические вещества содержатся или отсутствуют. Величины рН растворов зоны гипергенеза колеблются в интервале 4,0—9,0 с преобладанием значений рН 5,0—8,0 [6] и значительно влияют на характер растворения минералов глинозема. Деградация бокситов сопровождается растворением их [9], выносом части алюминия в нижние горизонты разреза бокситовой залежи, а также образованием каолинита при взаимодействии алюминия с кремнием в растворах.

Ресилификация, т. е. замещение минералов глинозема каолинитом, — самый распространенный процесс деградации бокситов и может иметь место при привносе кремнекислых растворов грунтовыми водами из пород, перекрывающих бокситы, а также при растворении минералов-примесей в бокситах, например кварца, под влиянием бескремнистых грунтовых вод, что приводит к переходу в раствор кремнезема [1]. Из бокситов с большим содержанием каолинита получается глинозем низкого качества. Чем больше каолинита в бокситах, тем более кремнистый глинозем получается на алюминиевых заводах при обработке бокситов способом Байера. Физико-химические условия процесса ресилификации бокситов пока полностью не выяснены. В связи с этим в задачу нашей работы входило выяснение роли некоторых наиболее важных факторов в данной проблеме: 1) рН кремнекислых растворов; 2) влияние минерального состава бокситов на скорость процесса их ресилификации. Так как синтез каолинита при низкой температуре происходит очень медленно, большинство экспериментальных работ с применением химических реактивов ранее проводилось при высоких температурах: 95, 175, 300°С [12, 14, 15 и др.]. Поскольку таких высоких температур в зоне гипергенеза не существует, результаты экспериментов нельзя использовать для выяснения условий образования каолинита по бокситам в зоне гипергенеза.

Большинство исследователей, занимавшихся синтезом каолинита при низких температурах и нормальном давлении, получали аморфные продукты. Пользер и др. [13] при синтезе каолинита в качестве исходных веществ использовали химические реактивы. Через 2—3 месяца опыта в продуктах синтеза авторы обнаружили каолинит только на электронно-микроскопических снимках в пробах с pH раствора около 5. Поскольку методы структурного анализа не подтвердили наличия каолинита, полученные результаты синтеза и выводы авторов не являются достоверными, так как гексагональная форма частиц присуща не только каолиниту, но и другим минералам, например гиббситу. В эксперименте И. Киттрика (10) при воздействии солей $AlCl_3$ и $Na_2SiO_3 \cdot 9H_2O$ на монтмориллонит образование каолинита, подтвержденное методами структурного анализа, произошло при t 25° С в кислой среде (pH=2,6—3,47) через 3—4 года опыта в условиях, перенасыщенных по SiO_2 относительно каолинита при содержании алюминия в растворе 8—10 мг/л Al_2O_3 . Эти величины pH не характерны для растворов зоны гипергенеза. В околонейтральных средах, наиболее типичных для природных вод гипергенеза, эксперимент И. Киттрика не проводился. Опыты по синтезу каолинита при комнатной температуре (11) с применением химических веществ как источников алюминия и кремния показали, что каолинит может образоваться из кремнекислых растворов, ненасыщенных при данной температуре, но близких к насыщению, в которых осаждение кремния происходит очень медленно. Образование каолинита произошло за два месяца опыта в интервале pH 5,7—6,55 и подтверждено методами структурного анализа.

Для выяснения возможностей влияния минерального состава бокситов на скорость процесса их каолинизации под воздействием кремнекислых растворов в интервале значений pH от 5 до 10, которые могут существовать в зоне гипергенеза, мы поставили следующий эксперимент. В опыте использованы бокситы, не содержащие каолинита в исходном составе. Образцы исследованы рентгеновским методом с помощью Со-излучения на дифрактометре и ИК-спектроскопии. Среднедевонский боксит месторождения «Красная шапочка» (СУБР) по данным рентгеновского анализа состоит из бемита с примесью гетита и гематита в количестве ~15%. Неоген-четвертичный боксит месторождения Фриа на территории Гвинейской республики (Западная Африка) содержит гиббсит с примесью гематита в количестве <10%. Результаты химического анализа исходных бокситов приведены в табл. 1.

В измельченных для эксперимента до <0,001 мм бокситах определена величина удельной поверхности внешних и внутренних пор методом низкотемпературной десорбции аргоном во ВНИИ «Нефтехим». В бемитовых бокситах СУБРа она составляет 12—13 м²/г, в гиббситовых бокситах Фриа 5—5,5 м²/г. Два грамма измельченных в порошок до размера частиц <0,001 мм бемитового и гиббситового бокситов заливались каждый отдельно 150 мл кремнекислого раствора с исходными значениями pH 5, 7, 8, 9, 10. Кремнекислый раствор был получен растворением порошка кремниевой кислоты в дистиллированной воде при 20° С и доведен на pH-метре с помощью 0,1 н. NaOH и 0,1 н. HCl до величин pH, равных 5, 7, 8, 9, 10. Содержание α -формы SiO_2 в полученном растворе кремниевой кислоты определено колориметрическим методом при $t=20^\circ C$ по синей окраске кремнемолибденового комплекса на спектрофотометре СФ-4А и составило 90,2; 101,2; 105,2; 113,4 и 116 мг/л соответственно. Для получения растворов кремниевой кислоты, близких к насыщенным при 50° С, в боксит добавлялась сухая кремниевая кислота в каолинитовом соотношении. Содержания Al_2O_3 бокситов и SiO_2 порошка кремниевой кислоты относятся как 1 : 2.

Пробы с растворами через 5 ч после приготовления смесей были доведены до исходных значений pH, герметически закрыты и поставлены

Таблица 1

Химический состав исходных бокситов, %

Боксит	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	П.п.п.
Бемитовый (СУБР)	0,34	2,72	62,39	21,36	Сл.	0,07	0,04	0,08	0,01	0,01	0,28	12,50
Гиббситовый (Фриа)	1,28	2,55	59,35	7,00	0,12	Н. о	Н. о	0,08	0,05	0,03	0,06	29,07

Примечание. Анализы выполнены в ЦХЛ ВСЕГЕИ.

Таблица 2

Характеристика новообразованных минералов и остаточных концентраций растворов, полученных при взаимодействии бемитовых бокситов (СУБР) и гиббситовых бокситов (Фриа) с кремнекислыми растворами в интервале температур 20—50° С

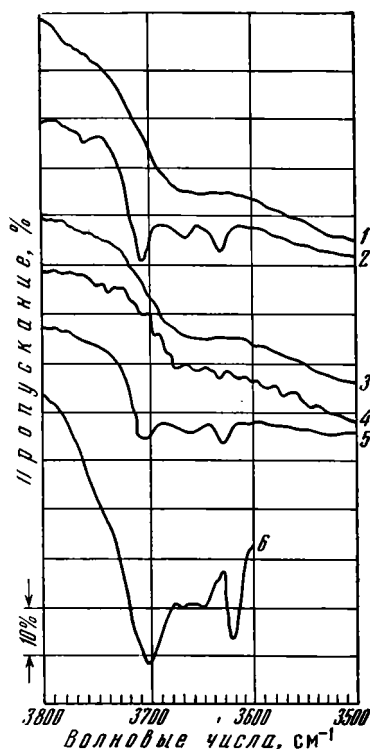
Компоненты	Конечные параметры растворов	Продолжительность опыта (месяцы)														
		5					9					14				
		Исходные величины pH растворов														
		5	7	8	9	10	5	7	8	9	10	5	7	8	9	10
Бемитовый боксит (СУБР) + H ₄ SiO ₄	pH	4,92	6,68	7,82	7,82	8,83										
Новообразованные минералы	Al ₂ O ₃ , мг/л	4,56	5,62	1,44	0	0										
	SiO ₂ мг/л	84,6	95,3	101	99,2	126										
			6—8% K*			6—7% K*										
Гиббситовый боксит (Фриа) + H ₄ SiO ₄	pH	4,45	6,12	7,42	8,42	8,98	4,46	5,32	7,10	8,20	9,10	4,52	5,20	7,26	8,44	9,22
	Al ₂ O ₃ , мг/л	3,7	3,2	2,90	0,76	0	6,86	5,96	5,02	4,48	0	4,14	3,90	4,68	1	0
	SiO ₂ , мг/л	98,2	116,8	117,4	118	143	60,7	86,4	89,0	96,4	121	61,0	80,0	80,0	91,2	112

* K — новообразованный каолинит.

в термостат. Продолжительность опыта 5—14 месяцев. В течение суток температура опыта не была постоянной: 9 ч в сутки она поддерживалась при 50°С, далее происходило постепенное снижение температуры до 20°С, которая сохранялась в течение 10 ч. Опыт поставлен с подогревом для увеличения скорости реакции синтеза каолинита. Периодически, 1 раз в месяц, в растворах при 20°С производились замеры pH, колориметрические определения содержаний Al_2O_3 с помощью алюминона и SiO_2 — по синему кремнемолибденовому комплексу. Полученные продукты синтеза исследованы методом инфракрасной спектроскопии на спектрофотометре UR фирмы «Цейс» и рентгеновским методом на камере РКУ-114 с использованием Fe-излучения. Результаты исследования показали, что образование каолинита произошло только в опыте с бемитовым бокситом через 5 месяцев эксперимента.

Синтезированный по бемитовому бокситу каолинит подтвержден рентгеновским методом наличием на дебаеграмме следующих слабых, довольно широких линий с d , равными 7,04 Å; 3,57; 2,59; 2,49; 2,36; 1,305 Å, что указывает на плохую кристалличность новообразованного каолинита. Присутствие новообразованного каолинита на ИК-спектрах, по данным Э. А. Липатовой, в количестве 3—8% (фиг. 1) подтверждается четко выраженными высокочастотными максимумами поглощения: 3700, 3665 cm^{-1} и низкочастотным минимумом 3625 cm^{-1} . Первые два максимума относятся к валентным колебаниям гидроксильных групп, находящихся на поверхности каолининовых пакетов. Низкочастотная полоса поглощения 3625 cm^{-1} относится к валентным колебаниям внутренних ОН-групп каолининового пакета [8]. Для выяснения количественного содержания новообразованного каолинита методом ИК-спектроскопии приготовлены серии исходных проб бемитового и гиббситового боксита с определенным процентным содержанием каолинита несовершенной структуры Пологского месторождения УССР.

Изучение состава растворов, которые находились в контакте с бемитовым и гиббситовым бокситами (табл. 2), приводит к следующим выводам. Каолинит по бемитовому бокситу образовывался только при исходных значениях pH кремнекислых растворов, равных 7 и 10. Понижение pH в процессе опыта, связанное с высвобождением ионов водорода кремниевой кислоты при образовании каолинита, произошло на 0,32 pH в первом и на 1,17 pH во втором случае. На основании результатов теоретических и экспериментальных работ [4, 5] с учетом величин стандартной свободной энергии образования каолинита (ΔF) для различных форм ионов алюминия можно утверждать [7], что наиболее энергично процесс каолинитизации по бемитовым бокситам осуществляется при воздействии на них околонеутральных кремнекислых растворов, когда реакция образования каолинита происходит между



Фиг. 1. Дифференциальные спектры поглощения продуктов синтеза, полученные при воздействии кремнекислых растворов на бемитовый боксит (СУБР) за 5 месяцев

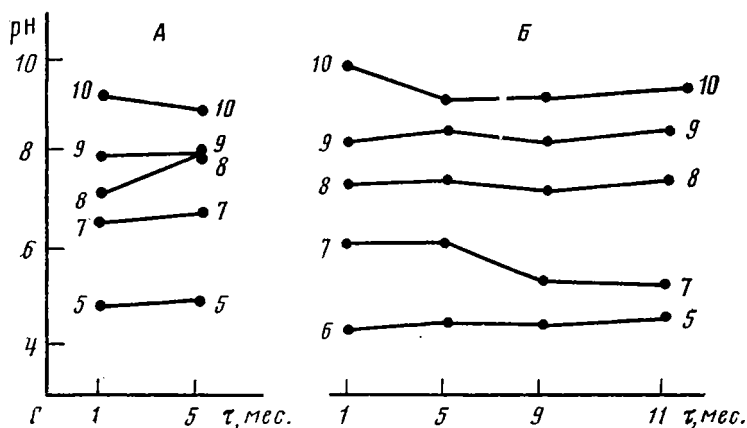
Величины исходных pH растворов: 1—5; 2—7; 3—8; 4—9; 5—10; 6 — каолинит (Пологи)

ионом $\text{Al}(\text{OH})_3$, и мономером H_4SiO_4 . Менее энергично процесс каолинизации бемита протекает в интервале pH кремнекислых растворов, равных 8,83—10,0, когда каолинит образуется при взаимодействии иона $\text{Al}(\text{OH})_4^-$ и мономера H_4SiO_4 .

Приуроченность процесса каолинизации бемитового боксита к определенным значениям pH кремнекислых растворов объяснена нами ранее различием форм ионов алюминия, зависящим от величины pH раствора [7]. Образование каолинита по бемитовому бокситу при pH 10, когда в течение пяти месяцев ионный алюминий в растворе отсутствовал, можно объяснить двумя причинами: 1) весь алюминий, переходящий в раствор в виде иона $\text{Al}(\text{OH})_4^-$, сразу связывается с кремнием в алюмокремниевые гели, из которых постепенно кристаллизуется каолинит; 2) каолинит образуется при взаимодействии мономера H_4SiO_4 с алюминием в коллоидной форме, представленным отдельными структурными элементами бемита. Поскольку по данным В. А. Броневого [3] величина ΔF стандартной свободной энергии образования каолинита между ионами $\text{Al}(\text{OH})_4^-$ и мономером H_4SiO_4 очень мала ($-17,1$ ккал/моль), можно предполагать, что в щелочных средах образование каолинита по бемитовым бокситам происходит в основном за счет взаимодействия мономера H_4SiO_4 с коллоидными формами алюминия, представленными отдельными структурными элементами кристаллической решетки бемита.

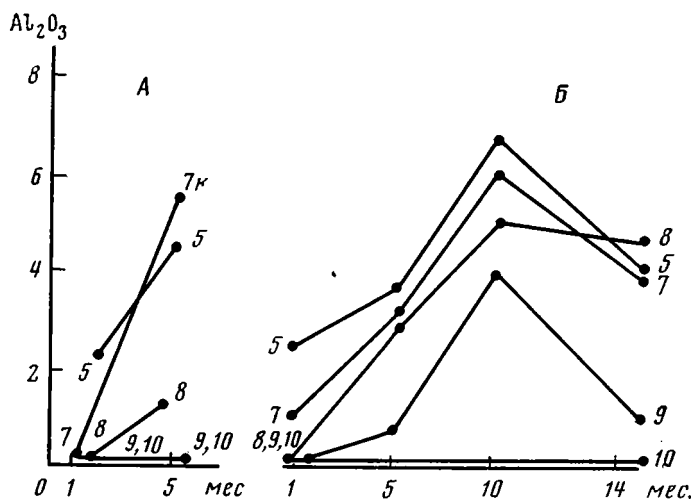
За 14 месяцев в эксперименте с гиббситовым бокситом образования каолинита не наблюдается, по данным рентгеновского и инфракрасно-спектрального анализов, при всех значениях pH растворов. Отсутствие новообразованного каолинита по гиббситовому бокситу при исходном pH 7 за пять месяцев эксперимента можно объяснить более низкой концентрацией алюминия в растворе на контакте с гиббситовым бокситом из-за его меньшей растворимости [3] по сравнению с бемитовым бокситом. Через девять месяцев опыта при исходных pH 7 и 8 концентрация алюминия в растворах на контакте с гиббситовым бокситом (фиг. 2, 3; табл. 3) и количество алюминия, представленного ионом $\text{Al}(\text{OH})_3$, близки к тем, при которых произошло образование каолинита по бемитовым бокситам. При pH 10 в опыте с гиббситовым бокситом, так же как и с бемитовым, ионный алюминий в растворе отсутствует, но содержание мономерных и димерных форм H_4SiO_4 (см. табл. 2) близко к данным опыта с бемитовым бокситом, когда каолинит четко подтверждается методами структурного анализа. Не исключено влияние небольших различий в величине удельной поверхности гиббситового ($5-5,5$ м²/г) и бемитового ($12-13$ м²/г) бокситов. Большая величина удельной поверхности в бемитовом боксите позволяет предполагать наличие большего числа оборванных связей на поверхности его, по которым могло происходить присоединение мономеров H_4SiO_4 с последующим образованием каолинита. Однако такие небольшие различия величин удельной поверхности пород не могут быть главной причиной объяснения отсутствия каолинитообразования по гиббситовым бокситам.

Большой гидроксильный слой на поверхности гиббситовых частиц, вероятно, препятствует проникновению мономеров H_4SiO_4 к элементам структуры гиббсита, содержащим алюминий. В бемитовом боксите слой гидроксидов значительно меньше. В гиббсите Al окружен шестью группами OH, причем каждая группа OH одного слоя располагается против групп OH следующего слоя. При значительном поляризующем влиянии катиона, по-видимому, возникает сильное притяжение между группами OH, в результате которого они приближаются друг к другу [2]. Распад на отдельные элементарные структуры затруднен. В бемите Al тоже находится в шестерной координации и окружен двумя группами OH и четырьмя ионами кислорода. Октаэдры сочленяются диагонально-противоположными вершинами в цепочки, образуя бесконечные слои. Два таких слоя соединяются вместе ребрами октаэдров, создавая двойной



Фиг. 2. Характер изменения pH кремнекислых растворов, находящихся в контакте с бемитовыми (А) и гиббситовыми (Б) бокситами в зависимости от времени опыта

5, 7, 8, 9, 10 — исходные значения pH кремнекислых растворов



Фиг. 3. Характер изменения концентрации ионного алюминия (мг/л) в кремнекислых растворах, находящихся в контакте с бемитовыми (А) и гиббситовыми (Б) бокситами, в зависимости от времени опыта

5, 7, 8, 9, 10 — исходные значения pH кремнекислых растворов

слой. Между сведенными слоями существует очень слабая водородная связь в виде зигзагообразных полос $O-H-O-H-O$, удерживающая слои вместе [2]. Слабость водородной связи дает возможность предполагать более легкий распад бемитовых слоев и цепочек на элементарные структуры октаэдров, где алюминий соединен с четырьмя ионами кислорода и двумя группами OH . К этой структуре, вероятно, присоединяются молекулы H_4SiO_4 и слой гидроксидов OH . Таким образом возникает структура каолинита [2].

ВЫВОДЫ

Результаты экспериментов показали следующее.

1. Образование каолинита по бемитовым бокситам, подтвержденное рентгеноструктурным анализом, произошло при воздействии на бокситы кремнекислых растворов с первичными значениями pH, равными 7 и 10.

2. По-видимому, процесс образования каолинита по бокситам осуществляется одновременно двумя путями: а) при взаимодействии ионных форм алюминия $\text{Al}(\text{OH})_3^0$ и $\text{Al}(\text{OH})_4^-$ и б) коллоидных форм алюминия, представленных отдельными элементами структуры минералов глинозема, с мономером H_4SiO_4 .

3. Вероятно, процесс образования каолинита с участием коллоидных форм алюминия и мономера H_4SiO_4 преобладает по сравнению с ионным.

4. Процессы каолинизации быстрее подвергаются бемитовые бокситы, чем гиббситовые, так как разрушение кристаллической структуры бемита из-за слабых водородных связей на отдельные элементы происходит легче, чем в гиббсите.

5. Преобладающие в зоне гипергенеза околонеутральные кремнекислые растворы являются главной причиной разрушения бокситов.

6. В природных условиях бемитовые бокситы должны быть в большей степени каолинизированы, чем гиббситовые, особенно, если учесть тот факт, что бемитовые бокситы — более древние образования, чем гиббситовые, и процессу каолинизации они подвергались более длительный срок.

Литература

1. Бенеславский С. И. Вторичные процессы — важнейший фактор формирования бокситовых руд. — В кн.: Кора выветривания. М.: Наука, 1962, вып. 4, с. 178—194.
2. Брегг У., Кларингбулл Г. Кристаллическая структура минералов. М.: Мир, 1967, 389 с.
3. Броневой В. А., Михайлов Б. М. К геохимии алюминия в зоне гипергенеза. II. Поведение алюминия в смешанных растворах (алюминий и кремний). — Литол. и полезн. ископ., 1971, № 2, с. 39—52.
4. Броневой В. А., Копейкин В. А., Теняков В. А. Условия равновесия системы гиббсит — каолинит и некоторые проблемы латерито- и бокситообразования. — В кн.: Новые данные по геологии бокситов. 1975, вып. 3, с. 16—30.
5. Матвеева Л. А., Васильева Л. А., Рождественская З. О. Особенности поведения алюминия в разбавленных растворах, условия и формы его осаждения. — В кн.: Кора выветривания. М.: Наука, 1976, вып. 15, с. 201—226.
6. Сафонова О. Ф., Иванов В. А. О характере миграции алюминия в различных условиях гумидного гипергенеза. — В кн.: Геология и генезис бокситов СССР (Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер., 1976, т. 209, с. 118—121).
7. Сафонова О. Ф. О роли карбонатов кальция и магния в процессе ресилификации бемитовых бокситов (по экспериментальным данным). — Литол. и полезн. ископ., 1980, № 3, с. 132—137.
8. Тарасевич Ю. И., Овчаренко Ф. Д. Адсорбция на глинистых минералах. Киев: Наукова думка, 1975, с. 350.
9. Badia D., Niclas I. Etude, a l'aide de la spectroscopie infrarouge, du processus de kaolinisation part resilification de la bauxite de certains secteurs du sinclinal du Val (Var). — C. R. Acad. Sci. Paris, 1975, t. 280, № 16, p. 1845—1848.
10. Kittrick I. A. Precipitation of kaolinite at 25°C and 1 atm. — Clays and Clay Minerals, 1970, v. 18, № 5, p. 261—267.
11. La Iglesia A., Martin-Vivaldi I. L. Synthesis of kaolinite by homogeneous precipitation of room temperature. I. Use of anionic resins in (OH) form. — Clay minerals, 1975, v. 10, № 5, p. 339—405.
12. Oberlin A., Conty R. Condition of kaolinite formation during alteration of some silicates by Water at 200°C. — Clays and Clay Minerals, 1970, v. 18, № 6, p. 1841—1843.
13. Polzer W. L., Hem I. D., Gabe H. I. Menlo Park, Calif. Formation of crystalline hydrous aluminosilicates in aqueous solution at room temperature. — Geol. Surv. Res., 1967, Chapter B. Geol. survey professional paper — 575-B, p. 1273—1277.
14. Poncelet G., Brindley G. W. Experimental formation of kaolinite from montmorillonite at low temperature. — Amer. Mineralogist, 1967, v. 52, № 7—8, p. 1161—1173.
15. Wey R., Siffert B. Reactions de la silice monomoleculaire en solution avec les ions Al^{3+} et Mg^{2+} . — Genese et synthese des argiles, Paris, 1962, № 105, p. 11—23.

УДК 551.311.23 : 551.492.1 : 551.736 (597.7)

ГИПЕРГЕННЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ РУД ПЕРМСКОЙ БОКСИТОНОСНОЙ ФОРМАЦИИ СЕВЕРА СРВ

ЯКУШЕВ В. М.

Рассмотрены особенности гипергенного изменения верхнепермских диаспоровых бокситов, широко развитых в северной части Вьетнама. Породы выходящих на дневную поверхность пластов нередко значительно ожелезнены по трещинам и пустотам. Иногда обнаруживаются нацело измененные бокситовые породы, представленные в основном минералами железа. Бокситы коренных пластов, присутствующие в виде обломков в залежах валунчатых руд, подвергались интенсивной гипергенной проработке. Изменение боксита происходило за счет выноса не только щелочей, щелочных земель, кремнезема, но и глинозема с одновременным обогащением окислами железа. Гипергенные изменения могут оказать значительное влияние на качество бокситовой руды.

Диаспоровые осадочные бокситы севера СРВ относятся к пермской бокситоносной формации Азии. Породы этой формации распространены в пределах обширной субширотной зоны, протягивающейся от Средиземноморья до Тихого океана между 10 и 45° с. ш. [2, 8]. В ее составе на территории СРВ известны образования двух субформаций: собственно осадочных диаспоровых бокситовых руд и обломочных переотложенных (валунчатых) руд. О принадлежности этих пород к одной формации свидетельствует тот факт, что валунчатые руды своим происхождением обязаны разрушению бокситовой толщи верхней перми, выведенной на поверхность в результате ряда тектонических и карстово-денудационных процессов, денудированных и переотложенных.

Обнажающиеся бокситы коренных рудных тел устойчивы к денудации; литоморфные положительные формы рельефа обычны для участков выхода боксита на поверхность. Однако вековые процессы денудации оказали влияние и на прочные породы бокситового пласта и привели к некоторым химическим изменениям бокситового вещества. Постоянное разрушение пласта обуславливало вывод на поверхность свежих, неизмененных разностей боксита. Денудированные участки коренных пластов давали начало новым делювиальным шлейфам. Таким образом, гипергенная проработка бокситовых пород в обнаруженных рудных телах протекала в период, начало которого определялось выводом этих пород на поверхность, а конец — их денудацией. Дальнейшее преобразование бокситового вещества претерпевало в составе залежей обломочных бокситов. Вопросам гипергенных изменений диаспоровых бокситов севера СРВ пока посвящено небольшое число публикаций. При этом все они только кратко касаются процессов выветривания бокситовых руд [4, 6, 7]. Мы имели возможность изучить процессы изменения бокситового вещества на ряде месторождений северной части страны (в частности, на месторождениях Каобанг-Лангшонского бокситорудного узла на северо-востоке СРВ); полученные результаты приводятся ниже.

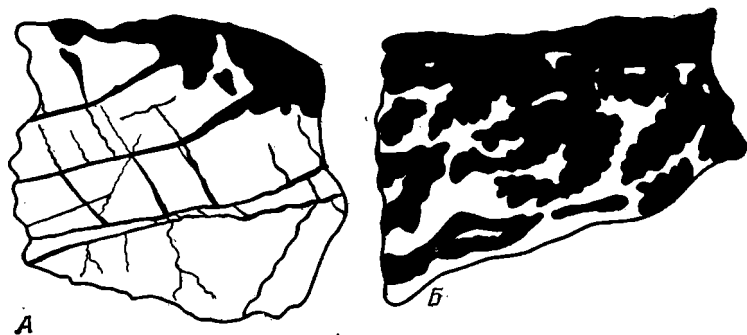
ГИПЕРГЕННЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ РУД СУБФОРМАЦИИ ОСАДОЧНЫХ ДИАСПОРОВЫХ БОКСИТОВ

На месторождениях северной части страны рудные тела бокситов представлены линзами шириной 200—600, длиной до 1000 м и максимальной мощностью 24 м. Промежутки между линзами боксита обычно заполнены аллитами, которые в полных разрезах венчают разрез бокситовой толщи. В таких разрезах бокситы, залегающие на денудированной поверхности верхнекарбоново-нижнепермских известняков, сложены (снизу вверх) известняковой брекчией с бокситовым цементом, собственно бокситами, сменяющимися вверх аллитами, а затем силлитами и карбонатными сланцами верхней перми. Как отмечал В. М. Фридлянд [3], детально изучивший вьетнамские почвы, главным процессом современного гипергенного изменения пород в северных районах СРВ является их ожелезнение. Наши исследования также подтверждают значимость процессов ожелезнения, в том числе и в тех случаях, когда речь идет о выветривании бокситов. В процессе изучения диаспоровых руд нами неоднократно отмечалось присутствие железистых новообразований на обнаженной поверхности бокситов. В трещинах обнаруживались своеобразные образования типа миниатюрных сталактитов и сталагмитов из окислов и гидроокислов железа. Возникая в местах наиболее активного просачивания обогащенных железом вод, они растут, имея тенденцию к заполнению пустот.

Химический анализ показал, что содержание Fe_2O_3 в таких железистых образованиях может достигать 70,33%; закисного железа в них не более 0,22%. Кремнезем и глинозем не превышают соответственно 1,28 и 1,88%. Исследования на дифрактометре обнаружили присутствие в железистых образованиях гетита и лепидокрокита; с помощью термического анализа установлено также наличие гидрогетита. Кроме того, на термограмме проявился экзоэффект 520°С, характерный для диаспора. Железистые натёки имеют концентрическую зональность. Концентры образованы гетитом и гидрогетитом; в массе породы можно обнаружить также присутствие магнетита, гематита, каолинита. Вокруг зерен гематита и магнетита иногда наблюдается каолинит-гидрогетитовая оторочка. Иногда тонкие (0,05 мм) концентры образует магнетит. Гетит-гидрогетитовые концентры имеют «кружевное» строение; пустотки размером 0,01—1,0 мм вытянуты по направлению движения растворов. Описанное явление связано практически с отложением железа в трещинах и полостях; сам боксит здесь не подвергался изменениям, железистые натёки «припаяны» к ровной поверхности трещины в неизменной породе. Заполнение трещин и пустоток гидроокислами железа без каких-либо изменений самого боксита наблюдалось только в крепких плотных бокситовых породах (фиг. 1); в более рыхлых разностях ожелезнение обычно распространяется и за пределы трещины, проникая в массу бокситового вещества на разную глубину (см. фиг. 1, Б).

На обнаженных поверхностях бокситового пласта иногда встречались также и измененные бокситовые породы. Это красно-бурые и красные, чаще крепкие, но иногда и маркые образования существенно гематитового состава. Изучение шлифов показало, что эти породы представляют собой заметно пористые бокситы (поры составляют 15—20% площади шлифа), измененные гипергенезом. Из первичных минералов различимы чешуйки диаспора размером менее 0,01 мм, корродированные, окрашенные гидроокислами железа. Чешуйки погружены в непрозрачную в шлифе рудную массу, в основном (на 80%) представленную магнетитом и в меньшей степени гидрогетитом. Порода пронизана микротрещинами, которые заполнены исключительно гематитом. Этим же минералом сложена и обнаженная поверхность измененных бокситовых пород. Подобные проявления гипергенного ожелезнения с образованием гематита сравни-

тельно редки. Гораздо чаще наблюдается замещение рудного бокситового вещества другими окислами и гидроокислами железа, особенно такое ожелезнение характерно для нижних частей вскрытых бокситовых пластов. В обнажениях обычно можно встретить подбокситовую брекчию, интенсивно ожелезненную и даже превращенную в железистую породу. Здесь многочисленные поры и полости от обломков выщелоченного известняка создают условия для свободной циркуляции вод. В брекчии неоднократно наблюдались своеобразные образования — черно-бурые железистые желваки округлых или неправильных очертаний. Они «припаяны» к поверхности боксита в полостях выщелачивания. Размеры желваков от 1 до 15 см; порода магнитна. Химический анализ показал, что в них содержится до 71,1% Fe_2O_3 при небольшом количестве (первые проценты) SiO_2 и Al_2O_3 . По термограммам отмечено присутствие магнетита и гетита, по рентгенограммам — магнетита, гетита, гематита. Изучение в шлифах и аншлифах показало, что породы пористые (около 20%), а основная часть их сложена тонкозернистой магнетитовой массой, в которой в виде гнезд и прожилок (до 0,05 мм) находятся гетит и гематит.



Фиг. 1. Зарисовки образцов бокситовых пород, ожелезненных по трещинам

А — заполнение трещин и пустоток (черное) без изменения бокситового вещества; Б — ожелезнение, распространившееся за пределы трещин в массу вещества. Натур. величина

Привнос железа в выходящие на поверхность коренные бокситовые породы — явление повсеместное. Наиболее интенсивно ожелезнены нижние части разреза бокситовой толщи; иногда брекчия бывает почти нацело сложена гетит-гидрогетитовыми образованиями. Тенденция роста ожелезнения в обнаженных пластах от кровли к почве отмечалась при полевых исследованиях неоднократно. При этом ожелезнение происходит не только по трещинам в толще боксита, как описано выше. Нередко вся масса бокситового вещества оказывается пропитанной гидроокислами железа. Сверху вниз цветность постепенно изменяется, что хорошо заметно в светлых разностях боксита. Химический анализ в ряде случаев показал весьма значимые различия в содержаниях окислов железа в верхних и нижних частях бокситового пласта (табл. 1). Ожелезнение нижних частей пласта тем интенсивнее, чем выше содержание в боксите минералов железа, в частности магнетита.

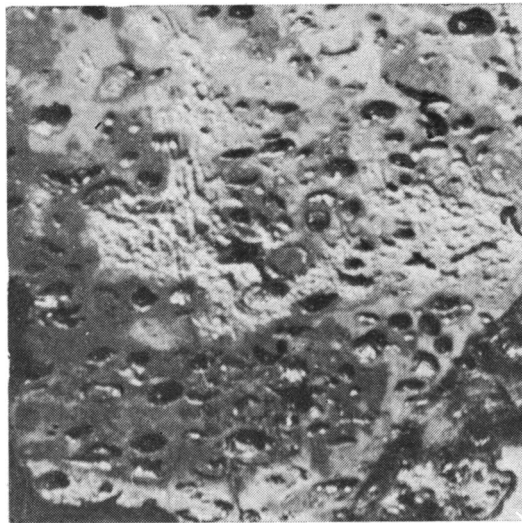
В нескольких случаях нами отмечались более значительные изменения бокситового вещества, выведенного на поверхность коренного пласта, сопровождавшиеся возникновением темно-бурых сухаристых железистых пород, очень пористых, но сохранивших хорошо выраженное полнобобовое строение. Сами бобовины часто выщелочены, но различимы округлые ячейки с гладкой внутренней поверхностью (фиг. 2). Содержание Fe_2O_3 в таких породах составляет 44,9—46,8%, FeO — 0,8—1,0%.

Распределение главных окислов (%) в разрезе пласта серых пелитоморфно-редкобобовых бокситов, выходящего на поверхность у пос. Тапна

№ пробы	Al_2O_3	Fe_2O_3	SiO_2	TiO_2
1*	64,28	16,04	0,30	5,45
2	52,60	28,09	2,04	4,91
3	49,59	31,26	1,16	4,24
4	50,33	32,25	1,08	4,70
5	44,60	39,06	1,62	4,30
6	41,13	37,77	2,88	4,12

* Проба 1 взята из кровли бокситового пласта; расстояние между пробами по вертикали 1,5 м; мощность пласта 7,5 м.

Неизмененные бокситы, по которым развиты эти сухаристые породы, на 50—60% сложены бобово-обломочным материалом; существенную роль в их составе играет магнетит. Размер бобовин и обломков варьирует в больших пределах — от 0,05 до 3,5 мм. Бобовины и обломки всюду имеют оторочку из гидроокислов железа. Содержание глинозема равно 43,27%,



Фиг. 2. Фотография железистой породы, представляющей собой продукт замещения бобового боксита гипергенными минералами железа. Натур, величина

кремнезема — 1,74%; Fe_2O_3 и FeO составляют соответственно 27,97 и 12,91%. Основная масса боксита представлена агрегатом мельчайших зерен диаспора (0,02—0,04 мм). Таким образом, содержание глинозема в пористой сухаристой породе снизилось по сравнению с исходной в полтора раза, количество кремнезема почти не изменилось, общая железистость возросла. Плотность породы уменьшилась с 3,0 до 1,9 г/см³.

Микроскопические исследования показали, что пустоты выщелачивания чаще всего приурочены к бобово-обломочному материалу. Размеры пустот в основном 0,02—0,5 мм (редко до 2 мм). Вокруг пустот часто обнаруживаются разбитые тонкими трещинами колломорфно-полосчатые оторочки из магнетита. Основная масса породы изотропна, представлена гематитом, гетитом с подчиненным количеством магнетита. В железистой

массе кое-где хорошо различимы мелкие зерна диаспора. В обломках присутствует магнетит, по нему в виде гнезд развит маггемит. По трещинам и периферии зерен магнетита наблюдается гематит и гетит. Бобовины имеют гематит-магнетитовый состав. Подобные значительные изменения бокситового вещества встречаются не часто. Обычно наблюдается ожелезнение боксита в массе и по трещинам, отложение гидроокислов железа в порах и пустотках, появление железистых новообразований в виде натеков и желваков. Степень ожелезнения во многом зависит от трещиноватости бокситовых пород. Наиболее свободная циркуляция растворов происходит в пористых образованиях подбокситовой брекчии. В целом можно отметить, что существенного влияния на качество бокситовых руд коренного пласта гипергенные изменения оказать не могут. Однако их следует учитывать при проведении опробования рудных выходов; в противном случае можно получить искаженные результаты.

ГИПЕРГЕННЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ РУД СУБФОРМАЦИИ ОБЛОМОЧНЫХ ПЕРЕОТЛОЖЕННЫХ БОКСИТОВ

Обломочный бокситовый материал, накапливающийся в настоящее время близ выходов на поверхность коренных бокситовых пластов, не несет следов сколько-нибудь существенной гипергенной проработки. Практически к этим рудам относится все сказанное выше о гипергенных изменениях бокситов обнаженных коренных пластов. Однако большая часть залежей валунчатых руд располагается в границах антиклинальных структур, где обломочный материал бокситов подвергался неоднократным переотложениям. На каждом из этапов переотложения частично изменялись условия его переноса, местоположение залежи в рельефе, интенсивность циркуляции вод в залежах. В результате обломочный бокситовый материал оказывался довольно интенсивно проработанным в зоне гипергенеза. Неоднократный перенос приводил также и к механической обработке обломков, проходившей тем более значительно, чем глубже шел процесс химического изменения бокситовых пород. Некоторые обломки не только получили закругленность очертаний, но оказались полукатанными или даже окатанными.



Фиг. 3. Фотография полировки из обломка бокситовой породы, подвергнутой гипергенному преобразованию в залежи валунчатой руды. Наблюдается глубокая проработка материала по периферии обломка при сохранившемся «ядре» неизмененного боксита в его центральной части. Натур. величина

Содержания главных компонентов (%) в неизмененных бокситах (А) и «корках» выветривания на них (Б) из залежей валунчатых руд

Компонент	Проба 1		Проба 2		Проба 3		Проба 4	
	А	Б	А	Б	А	Б	А	Б
SiO ₂	4,30	1,82	8,42	6,76	15,06	9,83	16,64	9,86
Al ₂ O ₃	65,36	68,74	56,13	56,47	52,10	49,2	52,32	50,55
Fe ₂ O ₃	5,65	8,59	6,4	13,82	10,87	19,46	10,05	19,36
FeO	3,62	1,35	7,31	3,2	2,93	0,74	2,45	0,71
TiO ₂	2,98	3,15	2,3	2,55	2,1	2,05	2,05	2,55
CaO	0,19	0,19	0,1	0,24	0,05	0,15	0,24	0,19
MgO	0,88	0,21	1,35	0,58	0,81	0,23	0,68	0,21
П.п.п.	12,70	14,30	11,75	13,71	11,99	15,18	12,24	14,33
Al ₂ O ₃ /SiO ₂	15,1	37,7	6,7	8,7	3,5	5,0	3,1	5,2

Компонент	Проба 5		Проба 6		Проба 7		Проба 8	
	А	Б	А	Б	А	Б	А	Б
SiO ₂	16,56	11,84	15,76	9,92	9,1	6,30	17,60	17,40
Al ₂ O ₃	52,55	53,39	52,72	53,47	54,7	56,13	49,56	49,71
Fe ₂ O ₃	7,26	13,13	9,08	16,97	7,59	15,70	7,91	13,71
FeO	3,96	1,75	3,0	0,59	6,60	1,88	4,57	0,61
TiO ₂	2,0	2,3	2,18	2,4	2,25	2,3	2,55	2,60
CaO	0,10	0,24	0,1	0,19	0,59	0,19	0,15	0,19
MgO	0,83	0,37	0,68	0,16	1,69	0,25	1,38	0,05
П.п.п.	11,78	13,35	12,26	14,37	12,23	14,32	11,70	12,57
Al ₂ O ₃ /SiO ₂	3,2	4,5	3,4	5,4	6,0	9,0	2,81	2,85

Примечание. Анализы выполнены в Центральной лаборатории Главного геологического управления СРВ.

Глубина гипергенной проработки обломков разнообразна: от небольшого изменения цвета боксита (побурение светлых разностей) при фактически неизменившейся его плотности до образования многослойной в различной степени пористой «корки» значительной мощности (фиг. 3). Толщина «корки» от первых миллиметров до 3—5 см; нередко и полностью измененные обломки. Встречаются обломки со следами нескольких стадий проработки. Наличие пор и трещин в боксите приводит к тому, что вторичные изменения захватывают не только внешние, но и внутренние зоны обломков. Конфигурация «корки» выветривания, для которой характерно чередование полос гетита и гидрогетита, определяется формой обломка. Плотность боксита закономерно уменьшается от центров к периферическим частям обломков.

Нами в качестве примера изучены восемь образцов из обломков боксита различных месторождений Каобанг-Лангшонского бокситорудного узла на севере СРВ. Анализу в каждом образце подвергались неизмененные бокситы центральных частей обломков и измененные породы периферических частей каждого образца. Таким образом, было получено два химических анализа по каждому образцу (табл. 2). В выветрелых периферических частях обломков во всех случаях отмечен вынос кремнезема (от долей до 5,5%), что в большинстве случаев компенсируется приносом железа. Эти данные, показывающие общую тенденцию изменений бокситового вещества в гипергенных условиях, опубликованы нами в СРВ [7]. Однако для авторов часть вопросов осталась неясной, в частности вопрос о количественных характеристиках процесса. Замеры объемных весов в различной степени измененных бокситов показали, что плотность бокситовых пород в зоне гипергенеза может уменьшиться до

Таблица 3

Содержание главных компонентов в % (в числителе) в неизмененных бокситах (А) и «корках» выветривания (Б) с указанием количества вещества в г/см³ (в знаменателе) и их изменения (И) в выветрелых бокситах по сравнению с исходными

Компонент	Проба 800			Проба 642			Проба 722			Проба 820			Проба 400		
	А	Б	И	А	Б	И	А	Б	И	А	Б	И	А	Б	И
SiO ₂	19,26 0,589	17,60 0,379	-1,66 -0,210	8,00 0,260	3,92 0,093	-4,08 -0,167	17,38 0,540	17,50 0,466	+0,12 -0,074	8,54 0,290	2,80 0,092	-5,74 -0,198	18,32 0,540	16,64 0,454	-1,68 -0,096
Al ₂ O ₃	47,55 1,460	47,46 1,090	-0,09 -0,370	60,16 1,955	61,15 1,455	+0,89 -0,500	50,39 1,575	49,51 1,320	-0,88 -0,255	51,52 1,745	45,45 1,488	-6,07 -0,257	50,30 1,483	51,12 1,483	+0,82 0,0
TiO ₂	1,68 0,051	2,12 0,046	+0,44 -0,005	2,09 0,068	2,26 0,052	+0,17 -0,016	1,93 0,060	1,93 0,051	0,0 -0,009	5,35 0,182	4,48 0,147	-0,87 -0,035	1,44 0,042	1,49 0,042	+0,005 0,0
Fe ₂ O ₃	4,88 0,147	15,22 0,328	+10,34 +0,181	3,93 0,128	16,10 0,383	+13,17 +0,255	1,42 0,044	5,79 0,154	+4,37 -0,110	4,38 0,148	32,38 1,060	+28,0 +0,912	11,06 0,326	12,45 0,362	+1,39 +0,036
FeO	8,71 0,267	8,87 0,191	+0,17 -0,076	9,59 0,312	1,94 0,046	-7,58 -0,266	13,11 0,407	9,91 0,265	-3,20 -0,142	15,01 0,510	2,30 0,075	-12,71 -0,435	1,33 0,039	1,19 0,034	-0,14 -0,005
MgO	1,55 0,047	0,04 0,001	-1,51 -0,046	0,52 0,017	0,03 0,001	-0,49 -0,016	1,44 0,045	1,21 0,032	-0,23 -0,013	0,09 0,003	0,07 0,002	-0,02 -0,001	1,05 0,031	0,58 0,017	-0,47 -0,014
CaO	0,14 0,004	0,27 0,006	+0,13 +0,002	0,07 0,002	0,05 0,001	-0,02 -0,001	0,26 0,008	0,16 0,004	-0,10 -0,004	0,16 0,005	0,20 0,006	+0,004 +0,001	0,0 0,0	0,0 0,0	0,0 0,0
П.п.п.	11,18 0,340	11,90 0,256	+0,72 -0,084	11,99 0,389	13,03 0,310	+1,04 -0,079	9,84 0,307	10,92 0,291	+1,08 -0,016	10,75 0,364	10,18 0,324	-0,57 -0,030	12,90 0,380	13,08 0,380	+0,18 0,0
Модуль Si	2,46	2,69	—	7,52	15,59	—	2,90	2,83	—	6,08	16,23	—	2,74	3,07	—
Плотность, г/см ³	3,06	2,15	-0,91	3,25	2,38	-0,87	3,11	2,66	-0,45	3,39	3,28	-0,11	2,94	2,90	-0,04

Результаты расчета числа атомов железа в 10 000 Å³ в пяти пробах неизмененных вещества в выветрелых бокситах

№ пробы	Компонент	Содержания, %		Плотности пород, г/см ³		Коэффициенты для расчета с учетом плотностей пород	
		А	Б	А	Б	А	Б
800	Fe ₂ O ₃	4,88	15,22	3,06	2,15	230,827823*	162,182947
	FeO	8,71	8,87			255,928851	180,240860
642	Fe ₂ O ₃	3,93	16,10	3,25	2,38	245,160269	179,532751
	FeO	9,59	1,94			272,457113	199,522440
722	Fe ₂ O ₃	1,42	5,79	3,11	2,66	234,599520	200,654251
	FeO	13,11	9,91			260,720499	222,995668
820	Fe ₂ O ₃	4,38	32,38	3,39	3,28	255,721019	247,423287
	FeO	15,01	2,30			284,193727	274,972102
400	Fe ₂ O ₃	11,06	12,45			221,685771	218,758394
	FeO	1,33	1,19			264,468896	243,115578

* Коэффициенты для расчета числа атомов в 10000 Å³ приняты для Fe₂O₃ и FeO соответственно

60% по отношению к исходной. Поэтому мы провели дополнительные исследования, для чего были отобраны пять проб бокситовых пород из обломков. При этом подбирались пары — пробы из неизменной породы и «корки» с различной степенью изменения плотности: от 1,5 до 30%. По каждой паре производился замер плотностей; с учетом их после получения результатов химического анализа определялись абсолютные количества компонентов, содержащихся в породе до и после гипергенной проработки.

Результаты анализа расчетов приведены в табл. 3, из которой видно, что во всех случаях изменение боксита сопровождается уменьшением содержания большинства компонентов. При этом отмечается снижение количества не только кремнезема и закиси железа, что закономерно, но и глинозема; убыль последнего достигает в изученных пробах 0,37 г/см³, что в ряде случаев превышает уменьшение кремнезема. Однако по отношению к исходным количествам вынос кремнезема все же более значителен; поэтому во всех случаях значения кремниевого модуля для измененных процессами гипергенеза бокситов повышаются и несколько улучшается качество бокситов. Но одновременно увеличивается и железистость бокситов. Количество окислов железа в измененных бокситах всегда увеличивается; подсчет абсолютных содержаний свидетельствует о привносе железа извне. Для определения количества привнесенного железа выполнены расчеты, в которых учитывалось, в какой степени рост содержания Fe₂O₃ может быть компенсирован переходом железа из закисной формы в окисную.

Результаты расчета числа атомов железа в 10000 Å³ каждой из исследуемых проб с учетом плотностей пород [1] свидетельствуют о том, что определение количества привнесенного железа не может быть достаточно точным, поскольку в расчетах содержится допущение о полном переходе закисных форм железа в окисные (табл. 4). Рассчитанные величины абсолютного привноса железа могут быть заниженными, так как процессы привноса Fe³⁺, выноса Fe²⁺ и перехода закисных форм железа в окисные могут происходить одновременно. Изучение в шлифах измененных в гипергенных условиях бокситовых пород показало, что видимые изменения проявляются главным образом в появлении пористости и резком возрастании гетита и гидрогетита. Пористость измененных пород может быть весьма значительной; в целом поры и пустотки могут составлять до 20% от площади шлифа. Наиболее характерно появление

бокситов (А) и «корки» выветривания на них (Б) с указанием изменений количеств по сравнению с исходными

Число катионов		Изменения в Б по отношению к А			Процентное выражение	Кол-во исходного FeO, г/см³	Привнос (+) Вынос (—)
А	Б	прирост (+) убыль (—)	привнос	вынос			
11,26	24,68	+13,42	7,11	—	+28,8	+0,328	+0,095
22,29	15,98	—6,31	—	—	—	—	—
9,63	28,80	+19,17	—	—	—	—	—
26,13	3,87	—22,26	—	3,09	—11,8	—0,312	—0,037
3,33	11,62	+8,29	—	—	—	—	—
34,18	22,09	—12,09	—	3,80	—11,1	—0,407	—0,045
11,20	80,11	+68,91	32,58	—	+40,3	+1,060	+0,429
42,65	6,32	—36,33	—	—	—	—	—
24,51	27,29	+2,78	2,40	—	+8,8	+0,362	+0,032
3,27	2,89	—0,38	—	—	—	—	—

75,433929 и 83,832958 при плотности 1 г/см³ [1].

их в основной цементирующей массе боксита. Размеры пор в основном варьируют от 0,05 до 0,3 мм, реже они могут достигать первых миллиметров. Форма пор различная: встречаются как изометричные поры, так и извилистой, причудливой конфигурации. Иногда наблюдается вытянутость пор по направлению слоистости боксита. Поры можно видеть и в диаспоровых прожилках, секущих основную массу боксита. В ряде случаев пустотки выщелачивания отмечались не только в цементирующей массе, но и в бобовинах; при этом в первую очередь выщелачиванию подвергались центральные части бобовин.

Источником железа в залежах валунчатых руд в основном служила песчано-глинистая масса, содержащая значительные количества диспергированного и обычно высокожелезистого бокситового вещества [9]. Железосодержащие растворы легко проникали в поры боксита, находящегося в обломках. Поры быстро заполнялись гидрогетитовой массой; размеры и форма таких обособлений гидроокислов железа были predeterminedены исходными размерами и формой пор. Степень ожелезнения пород также определяется значительной трещиноватостью обломочного материала бокситовых залежей. Обычно именно через трещины происходило заполнение пор в бобовинах. Растворы проникали и между зернами минералов, в частности диаспора, откладывая гидроокислы железа в микротрещинках их поверхности. В результате вся масса боксита нередко оказывалась буквально пропитанной железистым материалом. В шлифах иногда можно видеть лишь реликты исходного бокситового вещества, заключенного в непрозрачной или слабо просвечивающей гетит-гидрогетитовой массе. Наблюдалось разложение хлорита [6]. Отмечались преобразования слагающего отдельные участки цементирующей массы магнетита, многие зерна которого по периферии оказывались замещенными маггемитом и гематитом. На подобную тесную ассоциацию маггемита и гематита и на возможность перехода в зоне гипергенеза маггемита в гематит неоднократно обращали внимание многие исследователи. Обычно указывается на образование маггемита в качестве промежуточного продукта при мартитизации магнетита. Гематит такого происхождения обычно содержит реликты маггемита [5].

На основании изложенного можно заключить, что гипергенные изменения бокситового вещества из образований субформации обломочных переотложенных руд, оказали в ряде случаев значительное влияние на качество боксита. Процесс вторичного изменения сопровождался не толь-

ко десилицификацией боксита и выносом подвижных щелочных земель, но также уменьшением глинозема. Снижение этих компонентов в породе частично компенсировалось привносом окислов железа водами, легко проникающими в сравнительно пористую и имеющую пониженную плотность по сравнению с исходным бокситом «корку» выветривания. Процесс привноса железа характеризовался не только переходом закисного железа в окисную форму, но и частичным выносом Fe^{2+} . Процесс вторичных изменений в большинстве случаев приводит к росту значений кремниевого модуля и увеличению железистости боксита.

Литература

1. Авидон В. П. Коэффициенты для минералогических и петрохимических пересчетов. М.: Недра, 1976, 161 с.
2. Одокий Б. Н. Пермская бокситоносная формация Азии и перспективы ее выявления в Сибири и на Дальнем Востоке.— Литол. и полезн. ископ., 1978, № 6, с. 128—132.
3. Фридлянд В. М. Почвы и коры выветривания влажных тропиков (на примере Северного Вьетнама). М.: Наука, 1965. 224 с.
4. Чеботарев М. В., Буй Фу Мий. Северо-Вьетнамский бокситоносный район.— Сов. геология, 1961, № 6, с. 79—88.
5. Чухров Ф. В., Ермилова Л. П., Горшков А. И. и др. Гипергенные окислы железа. М.: Наука, 1975. 321 с.
6. Шарова А. К., Глазунова З. Ф. Минералогический состав триасовых бокситов Вьетнама.— В кн.: Генезис бокситов. М.: Наука, 1966, с. 263—273.
7. Якушев В. М., Ле Конг Шон, Нонг Тхе Ки, Фам Динь Хьен, Шевчук Л. П. О минеральном составе бокситовых руд месторождения Тапна.— Геология. Ханой, 1977, вып. 131, № 5—6 (на вьетн. яз.), с. 15—20.
8. Якушев В. М., Ле Тонг, Ле Конг Шон. Бокситоносные формации СРВ.— Геология. Ханой, 1978, вып. 139, № 9—10 (на вьетн. яз.), с. 1—7.
9. Якушев В. М., Ле Конг Шон, Нонг Тхе Ки, Фам Динь Хьен. О гипергенных изменениях бокситов осадочной диаспоровой формации и их влияние на качество бокситовых руд.— Геология. Ханой, 1980, вып. 148, № 3—4 (на вьетн. яз.), с. 12—21.

Уральская геологосъемочная экспедиция,
Свердловск

Поступила в редакцию
24.II.1981

УДК 551.491.8 : 553.77

К ВОПРОСУ ФОРМИРОВАНИЯ ВЫСОКОМИНЕРАЛИЗОВАННЫХ ХЛОРКАЛЬЦИЕВЫХ РАССОЛОВ

В. Д. ПОРОШИН

На примере соленосных толщ Припятского прогиба рассматривается проблема формирования высококонцентрированных хлоркальциевых рассолов. Произведено сопоставление состава каменной соли соленосных толщ, вторичного галита из межсолевых отложений и осадка, выпавшего из современных пластовых вод межсолевого гидрогеологического комплекса Речицкой площади. Это позволило установить, что наиболее реальный путь формирования высокоминерализованных хлоркальциевых рассолов — преобразование сгущенной хлормagneзевой рапы солеродных бассейнов при взаимодействии с карбонатными отложениями и рассеянными карбонатами в пластовых условиях. Уточнен механизм и особенности образования рассолов хлоркальциевого типа.

Формирование хлоркальциевых рассолов — одна из основных проблем в нефтяной гидрогеологии. Однако единой точки зрения по вопросу формирования рассолов хлоркальциевого состава у исследователей нет [3, 6, 8, 9]. Наиболее логична и обоснована, на наш взгляд, литогенетическая гипотеза, которой придерживаются большинство исследователей (А. П. Виноградов, И. К. Зайцев, Н. И. Толстихин, А. А. Карцев, М. Г. Валяшко, Л. С. Балашов, Л. И. Поливанова, Л. Н. Капченко, А. Е. Гуревич, А. Е. Ходьков и др.). Сторонники данной гипотезы рассматривают этот вопрос в тесной связи с галогенезом, проникновением рапы солеродных бассейнов в нижележащие отложения и последующей заменой кальция породы на магний пластовых вод по одной из возможных схем. Несмотря на то что экспериментально доказана возможность формирования хлоркальциевых рассолов при воздействии на карбонатные породы хлормagneзевыми растворами при температуре выше 150°С [2], многое в механизме этого процесса, происходящего в природных условиях, остается еще не ясным.

Существенную информацию о происходившем в пласте преобразовании подземных вод могут нести данные о составе новообразований галита из межсолевых и подсолевых отложений. В связи с этим нами предпринята попытка выяснить отдельные стороны формирования высокоминерализованных хлоркальциевых пластовых рассолов путем сравнения состава каменной соли из соленосных толщ с составом вторичных галитовых выполнений пор, каверн и трещин рассоловмещающих отложений. В качестве примера был выбран Припятский прогиб, где развиты две мощные девонские соленосные толщи (мощностью до 3 км и более), в межсолевых (задонско-елецких) отложениях которого широко развита кольматация вторичным галитом пустотного пространства, а минерализация хлоркальциевых рассолов достигает 390 г/л и больше. Формирование общей минерализации и состава пластовых вод межсолевого комплекса связана с проникновением в этот комплекс рапы лебедянского солеродного бассейна и вытеснением находившихся там пластовых вод [1, 5, 10].

Межсолевые отложения представлены в основном известняками, доломитами, мергелями и глинистыми известняками. Широко развиты здесь метасоматические доломиты и доломитизированные известняки. В южной части прогиба межсолевой комплекс состоит главным образом из терригенных пород с отдельными прослоями известняков и доломитов. Состав верхней и нижней соленосных толщ достаточно детально изучен исследователями, занимающимися выяснением условий формирования и развития этих толщ, а также разведкой месторождений калийных солей в Припятском прогибе [4, 7]. Данные химического состава каменной соли как верхней, так и нижней соленосных толщ свидетельствуют о преобладании хлористого магния над хлористым кальцием (табл. 1), что отмечается практически по всем исследованным образцам и разновидностям каменной соли.

По отобранным нами образцам керна из межсолевых отложений, трещины и каверны в которых выполнены новообразованиями галита, в Центральной лаборатории при СМ БССР (БелНИГРИ) изучен состав аутигенного галитового выполнения. Это позволило нам сравнить полученные результаты с данными о составе каменной соли соленосных толщ (см. табл. 1). Значительные различия выявились в первую очередь в соотношении содержащихся в галите хлористого кальция и хлористого магния. Так, в составе соленосных толщ отмечается преобладание хлористого магния над хлористым кальцием, тогда как во вторичной соли из межсолевых отложений наблюдается обратное соотношение — преобладание хлористого кальция. По всей видимости, эти данные указывают на то, что соленосные толщи образовались из рапы хлормagneвиевого состава, а пластовые воды во время выпадения новообразований галита в межсолевых отложениях были уже преимущественно хлоркальциевого состава. Значительное колебание отношения $\text{CaCl}_2/\text{MgCl}_2$ в различных образцах вторичных галитовых выполнений свидетельствует, видимо, о различной стадии преобразования рассолов, из которых появились эти выполнения, а также о периодичности их выпадения. На то, что эти колебания не случайны, указывает четко прослеживаемая связь между отношением $\text{CaCl}_2/\text{MgCl}_2$ и содержанием сульфата кальция в составе вторичного галита (фиг. 1). В случае преобладания в новообразовании галита хлористого магния над хлористым кальцием отмечается значительное количество в галите сульфата кальция. По мере увеличения отношения $\text{CaCl}_2/\text{MgCl}_2$ количество выпавших сульфатов в галите значительно снижается. Отмеченную зависимость, очевидно, можно объяснить тем, что на ранних стадиях преобразований попавшей в пласт хлормagneвиевой рапы солеродного бассейна по мере поступления кальция в рассол количество сульфат-ионов в рапе интенсивно уменьшалось за счет выпадения сульфата кальция. Учитывая неустойчивость сульфат-ионов в рассолах хлоркальциевого состава, по-видимому, можно оценить некоторые качественные и количественные стороны процесса формирования этих рассолов, используя зависимость, показанную на фиг. 1.

Начало процесса доломитизации карбонатных пород ведет к выпадению из пластовых рассолов сульфата кальция (самостоятельно или совместно с галитом), что не дает возможности кальцию интенсивно накапливаться в пластовых водах. Только в случае, когда содержание сульфат-ионов в растворе остается меньше того количества, которое необходимо для образования 0,6% CaSO_4 , появляется возможность для медленного, а при содержании в рассолах сульфат-ионов меньше 0,15%, для интенсивного накопления ионов кальция в пластовых водах. Этот вывод может оказаться весьма полезным при определении чистоты проб пластовых вод по содержанию в них ионов кальция и сульфат-ионов.

Степень метаморфизации хлормagneвиевых рассолов зависит от времени их контактирования с карбонатными породами, литологического состава этих пород, размеров и типов пустотного пространства, термо-

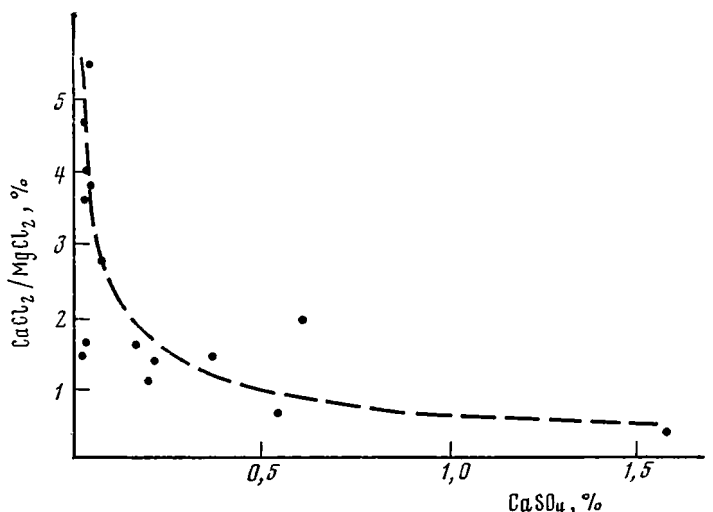
Состав каменной соли соленосных толщ [7] и вторичных галитовых выполнений пустотного пространства задонско-елецких карбонатных отложений Припятского прогиба, %

Площадь, скважина, интервал опробования	NaCl	KCl	CaSO ₄	CaCl ₂	MgCl ₂	Н. о.
Средний состав каменной соли соленосных толщ						
	91,26—92,22	0,04—2,77	0,22—2,79	0,007—0,13	0,03—0,62	0,32—0,54
Состав галитовых выполнений пустотного пространства межсолевых отложений						
Золотухинская, скв. 15						
2415—2424	86,85	0,01	0,05	0,33	—	7,1
2517—2521	7,37	0,07	0,54	0,05	0,09	92,07
Красносельская, скв. 213						
3457—3468	42,24	0,01	0,17	0,16	0,1	56,81
То же	73,4	0,01	0,03	0,14	0,03	26,09
3469—3479	89,29	0,01	0,04	0,19	0,05	10,08
То же	41,56	0,01	0,08	0,14	0,05	57,89
»	51,49	0,01	0,2	0,08	0,07	47,73
»	91,91	0,01	0,03	0,11	0,03	7,48
»	61,84	0,01	0,61	0,08	0,04	37,00
Тишковская, скв. 37						
2939—2949	91,5	0,01	0,03	0,08	0,05	8,05
То же	89,34	0,01	0,01	0,11	0,08	10,28
»	22,06	0,01	0,21	0,14	0,1	77,13
Тишковская, скв. 41						
2676—2656	60,59	0,01	0,04	0,16	0,04	38,8
2686—2696	20,26	0,01	0,05	0,11	0,02	79,36
Тишковская, скв. 48						
2739—2756	93,53	0,01	0,13	0,25	—	5,72
Березинская, скв. 9						
1874—1889	47,58	0,01	1,59	0,03	0,08	50,28
1860—1974	33,8	0,02	0,37	0,11	0,07	65,30

барических условий и некоторых других факторов. Кратко рассмотрим некоторые из них. В целях выяснения влияния литологического состава на процесс метаморфизации пластовых рассолов мы провели сопоставление величины коэффициента $\sqrt{\frac{Ca}{Mg}}$ в пластовых водах зон развития карбонатного и терригенного разреза межсолевых отложений. В результате было установлено, что пластовые воды в терригенных межсолевых коллекторах оказались менее метаморфизованы. Так, в зоне развития терригенного межсолевого разреза величина коэффициента метаморфизации¹ в пластовых водах колеблется от 1,7 до 4,3, тогда как в пластовых водах, распространенных в зонах развития карбонатных коллекторов (на большей части прогиба), от 3,3 до 30,9. В зонах развития терригенных коллекторов широко распространены пластовые воды с коэффициентом метаморфизации от 2 до 3,5, в то время как в условиях карбонатного разреза межсолевых отложений Припятского прогиба величина этого коэффициента обычно колеблется от 4 до 7. Установлено, что степень метаморфизации пластовых рассолов не зависит от величины их минерализации (фиг. 2). Наблюдаемую зависимость степени метаморфизации пластовых вод от литологического состава вмещающих пород, видимо, можно объяснить более интенсивным преобразованием хлормagneиных высокоминерализованных рассолов в хлоркальциевые в карбонатном разрезе по сравнению с терригенным.

¹ Здесь и далее по тексту под коэффициентом метаморфизации понимается отношение $\sqrt{\frac{Ca}{Mg}}$.

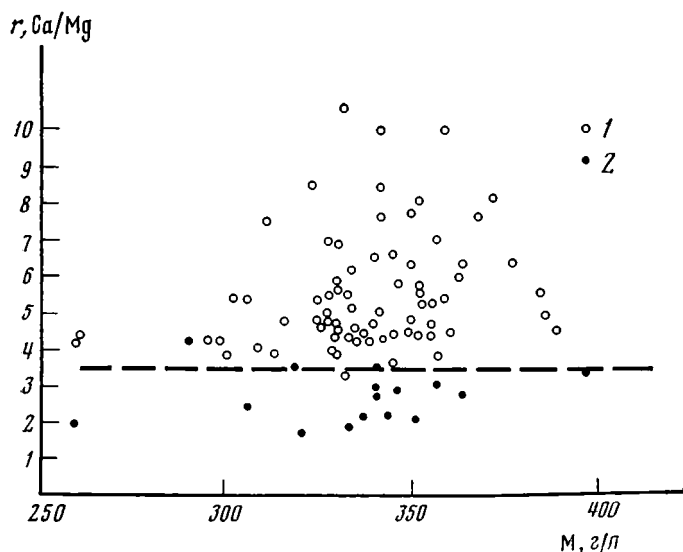
Состав вторичного галита, отобранного из трещиноватых зон, характеризуется преобладанием хлористого магния над хлористым кальцием и повышенным содержанием сульфата кальция (скв. 15 Золотухинская), что свидетельствует, как уже указывалось, о выпадении новообразований галита в некоторых трещинах из малопреобразованной рапы лебедянского солеродного бассейна, т. е. о непродолжительном времени контактирования хлормagneвиевого рассола с известняками межсолевых отложений. Это позволяет сделать вывод о том, что поступление хлормagneвиевых рассолов из солеродного бассейна в задонско-елецкие отложения происходило преимущественно по наиболее проницаемым зонам (трещинам



Фиг. 1. Зависимость содержания CaSO_4 от отношения $\text{CaCl}_2/\text{MgCl}_2$ для новообразований каменной соли из межсолевых отложений Припятского прогиба

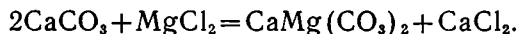
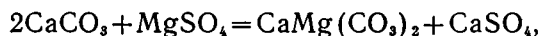
в приразломных и разломных зонах, сводам структур и т. д.). Определить очередность выпадения солей в отдельных кавернах или трещинах по имеющимся данным сложно, так как поступление солеродной рапы в межсоловую водоносный комплекс нельзя признать разовым и кратковременным явлением. Поступая в трещины отдельными порциями или непрерывно, пластовая рапа в процессе преобразования должна была более интенсивно подвергаться изменению эти ослабленные зоны, что и наблюдается в задонско-елецких карбонатных отложениях. Наиболее доломитизированными оказались известняки вблизи зон трещиноватости с улучшенными коллекторскими свойствами. Доломитизация карбонатных отложений уменьшается по мере удаления от этих зон, что объясняется как меньшим количеством рассолов, проходящих через зоны, удаленные от места поступления их из солеродной лагуны, так и меньшей способностью уже прореагировавших с карбонатными породами пластовых вод обменивать кальций пород на магний раствора. Этим можно объяснить интенсивную доломитизацию сводовых приразломных частей Вишанской, Осташковичской, Тишковской, Давыдовской и других структур, отдельные части разреза которых (обычно наиболее пористые и трещиноватые) полностью представлены вторичными доломитами и доломитизированными известняками, а также значительное уменьшение степени вторичной доломитизации по мере удаления от ослабленных зон. Необходимо отметить, что даже повышенные значения палеотемператур в погруженных частях межсолевых отложений во время формирования в них хлоркальциевых растворов [5] оказались практически не способными заметно интенсифицировать здесь процессы доломитизации карбонатных пород.

Сравнивая химические составы вторичной соли из выполнений пустотного пространства межсоловых отложений (см. табл. 1) и осадка, отобранного из фонтанных труб скв. 64 Речицкой площади (табл. 2), можно видеть, что по соотношению хлористого кальция и хлористого магния они отличаются незначительно. Однако отсутствие сульфатов в осадке, выпавшем из современных пластовых вод межсолового гидрогеологического комплекса, по-видимому, может свидетельствовать о более низком содержании сульфат-ионов в современных пластовых рассолах по сравнению с рассолами, из которых выпали новообразования



Фиг. 2. Зависимость коэффициента метаморфизации ($r_{Ca/Mg}$) от минерализации пластовых рассолов для межсоловых отложений Припятского прогиба
Воды зоны развития карбонатного (1) и терригенного (2) разрезов

галита. Снижение количества сульфат-ионов в пластовых рассолах происходило по мере накопления в них ионов кальция в связи с выпадением в коллекторах сульфата кальция, а также при взаимодействии сульфат-ионов с нефтяными залежами. Приведенные данные показывают, что для объяснения процессов формирования высококонцентрированных хлоркальциевых рассолов наиболее приемлемы реакции Гайдингера и Мариньяка:



Первая из этих реакций протекает преимущественно на начальных стадиях доломитизации известняков и является подготовительной для формирования хлоркальциевых рассолов по второй реакции. Формирование пластовых рассолов хлоркальциевого состава в межсоловых отложениях южной части Припятского прогиба связано, возможно, с доломитизацией рассеянных карбонатных включений и отдельных карбонатных прослоев в терригенных породах.

Если рассматривать результаты наших исследований с целью выяснения влияния процесса доломитизации известняков на формирование коллекторских свойств этих отложений, то необходимо отметить две стороны этого влияния. Начальная стадия этого процесса, протекающая по реакции Гайдингера, будет приводить к ухудшению коллекторских

Состав осадка (%), выпавшего из пластовых рассолов межсолевого комплекса на фонтанных трубах скв. 64 Речицкого месторождения Припятского прогиба (по данным А. Д. Голикова)

NaCl	CaCl ₂	MgCl ₂	NaCl	CaCl ₂	MgCl ₂
99,13	0,70	0,17	99,50	0,15	0,15
99,63	0,20	0,17	98,27	1,14	0,59
99,03	0,64	0,33			

свойств за счет кольматации коллектора новообразованиями сульфата кальция. Подземные воды, освободившиеся от сульфат-ионов, взаимодействуют с карбонатными породами по реакции Мариньяка, вызывая при этом улучшение коллекторских свойств карбонатных пород. Учитывая то, что рассолы солеродной лагуны поступали в нижележащие отложения по наиболее проницаемым участкам, на последних следует ожидать ухудшения начальных коллекторских свойств карбонатных пород в связи с тем, что доломитизация известняков протекала здесь в основном по реакции Гайдингера. Подтверждением этому выводу может служить не только широкое развитие новообразований гипса, но и значительное содержание сульфата кальция во вторичном галите в приразломных трещиноватых зонах межсолевых девонских отложений Припятского прогиба. На некотором удалении от этих зон процесс доломитизации приводит к увеличению начальных объемов пустотного пространства, так как здесь он протекал в основном по реакции Мариньяка. По-видимому, двояким влиянием процесса доломитизации известняков на формирование коллекторов можно объяснить некоторую дискуссионность данного вопроса.

Таким образом, сопоставление состава каменной соли из соленосных толщ, новообразований галита, выпавших в пластовых условиях в результате изменений термобарических условий, и состава выпадающих в скважинах солей из современных пластовых вод позволило нам не только подтвердить литогенетическую гипотезу происхождения высококонцентрированных хлоркальциевых рассолов, но и несколько уточнить сам процесс их формирования. По результатам проведенных исследований можно сделать следующие выводы.

1. Химический состав рапы солеродных бассейнов Припятского прогиба (как, видимо, и в других регионах) был существенно хлормagneзиевым.

2. Процесс формирования высокоминерализованных хлоркальциевых рассолов неразрывно связан с погружением рапы солеродных бассейнов в нижележащие водоносные горизонты и последующей заменой магния рапы на кальций карбонатных пород по реакциям Гайдингера и Мариньяка.

3. Погружение рапы в нижележащие водоносные комплексы происходит в основном по наиболее ослабленным зонам (участкам развития трещиноватости, карста, улучшенных коллекторских свойств и т. д.), что приводит к повышенной доломитизации карбонатов на этих участках.

4. Более интенсивно процесс формирования хлоркальциевых рассолов протекает в зонах развития карбонатного разреза. В зонах развития терригенных коллекторов пластовые воды обычно менее метаморфизованы.

5. На начальной стадии метаморфизации проникающих в водоносные горизонты рассолов солеродных бассейнов замена магния рапы на кальций ведет не столько к увеличению содержания последнего, сколько к уменьшению сульфатности рассолов (за счет осаждения сульфатов каль-

ция). В дальнейшем процесс накопления кальция в рассолах происходит более интенсивно.

6. Формирование хлоркальциевых рассолов в процессе доломитизации известняков при воздействии рапы солеродных бассейнов обуславливает частичную кольматацию коллекторов новообразованиями сульфата кальция (в Припятском прогибе чаще с галитом) в местах переток рапы и улучшение начальных коллекторских свойств участков, расположенных на некотором удалении от мест погружения рапы.

7. Данные о составе каменной соли из соленосных толщ вторичного галита, выполняющего пустотные пространства межсолевых и подсолевых отложений, а также солей, выпадающих из современных пластовых рассолов, и результаты других исследований можно использовать для выяснения условий формирования химического состава пластовых вод этих комплексов.

Литература

1. *Альтшулер П. Г.* Условия формирования подземных рассолов Припятской впадины.— В кн.: Вопросы гидрогеологии и инженерной геологии. Минск: БелНИГРИ, 1974, с. 192—206.
2. *Власова Н. К., Валяшко М. Г.* Экспериментальные исследования по генезису хлоридных — кальциевых вод.— В кн.: Материалы научного семинара по проблеме формирования хлоридных кальциево-натриевых вод. М.: 1968, с. 121—125.
3. *Гуревич А. Е., Капченко Л. Н., Кругликов Н. Н.* Теоретические основы нефтяной гидрогеологии. Л.: Недра, 1972, 272 с.
4. *Ерошина Д. Н., Высоцкий Э. Л.* Особенности строения и состава нижней соленосной толщи Припятской впадины.— В кн.: Полезные ископаемые Белоруссии. Минск: 1975, с. 128—138.
5. *Жогло В. Г.* Подземные воды Припятской впадины в связи с нефтеносностью: Автореф. дис. на соискание уч. ст. канд. геол.-мин. наук. Л.: 1980, 22 с.
6. *Карцев А. А.* Гидрогеология нефтяных и газовых месторождений. М.: Недра, 1972, 280 с.
7. *Кислик В. З., Лавров А. П., Седун Э. В., Петрова Н. С., Сачок Г. И.* Некоторые закономерности распределения акцессорных редких щелочных элементов в рассолах и соляных отложениях.— В кн.: Режим, баланс и ресурсы подземных вод. Минск: БелНИГРИ, 1974, с. 114—121.
8. *Посохов Е. В.* Общая гидрогеохимия. Л.: Недра, 1975, 208 с.
9. *Самарина В. С.* Гидрогеохимия. Л.: Изд-во ЛГУ, 1977, 360 с.
10. *Трачук В. Г.* Об условиях формирования подземных рассолов нефтяных месторождений Припятской впадины.— В кн.: Разработка нефтяных месторождений и техника эксплуатации скважин. М.: Недра, 1970, с. 125—137 (Тр. УкрНИИПНД, вып. V—VI).

УкрГИПРОНИИнефть,
Гомель

Поступила в редакцию
8.VII.1980

УДК 550.4 : 551.35 (265/266)

Fe, Mn, Cu, Co, Ni, Zn, Pb, Cd, B, Si
В ИЛОВЫХ ВОДАХ РУДОНОСНЫХ ОСАДКОВ КРАСНОГО МОРЯ
(ВПАДИНА АТЛАНТИС II И ДИСКАВЕРИ)

ПУШКИНА З. В., СТЕПАНЕЦ М. И., ОРЛОВА Л. П.,
СИНАНИ Т. И.

Результаты химических анализов показывают, что иловые воды рудоносных осадков впадин Атлантис II и Дискавери по сравнению с морской водой обогащены Fe, Mn, Cu, Ni, Co, Zn, Pb, Cd. Коэффициенты концентраций микроэлементов в иловых водах впадины Атлантис II по сравнению с морской водой колеблются в следующих пределах: Fe от 100 до 7000, Mn от 19 047 до 32 738, Zn от 500 до 1600, Pb от 78 333 до 190 000, Cu от 107 до 654. Сопоставление средних взвешенных величин содержания Fe, Mn, Zn, Pb, Cu, Ni в осадках и иловых водах впадины Атлантис II указывает на общие закономерности и хорошую взаимосвязь в распределении этих элементов по вертикали колонок. Выявленные различия в концентрации и распределении изучаемых микроэлементов в иловых водах впадин Атлантис II и Дискавери объясняются разным химическим составом поступающих в эти впадины гидротерм.

В предыдущем сообщении [12] приводились данные об основном химическом составе иловых вод из осадков рассолоносных впадин Красного моря. Было высказано предположение, что в формировании химического состава современных рассолов и рудоносных осадков Красного моря активное участие принимали и принимают гидротермальные воды. Цель настоящей статьи — дать дополнительный материал к вопросу о генезисе минерализованных рассолов и металлоносных осадков рифтовой зоны Красного моря на основании результатов химических анализов по содержанию в иловых водах осадков этих впадин микроэлементов (Fe, Mn, Cu, Zn, Co, Ni, Pb, Cd, B, Si). Данные по химическому составу иловых вод осадков рудоносных впадин Красного моря немногочисленны, поэтому дополнительные сведения, касающиеся их состава, представляют интерес.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЯ

Иловую воду из осадков получали сразу же после их подъема на борт судна. Выделение иловых вод выполнено В. И. Яшкичевым на установке «Пневмопресс» при помощи сжатого газа. В установке предусмотрена изоляция ила от соприкосновения с металлическими деталями, термостатирование и защита от воздействия воздуха [13]. Измерение Eh и pH проводилось А. А. Морозовым сразу после подъема осадков на борт корабля. Определение железа ($Fe^{2+} + Fe^{3+}$) в отжатых водах выполнялось на борту корабля, а марганца — в химической лаборатории ГИНа по методикам, принятым в Институте океанологии АН СССР им. Ширшова [8, 9]. Свинец, цинк, медь, кадмий определялись на атомном адсорбере Перкин-Эльмер модель 503 в Почвенном институте им. Докучаева Л. П. Орловой и Т. И. Синани после предварительного концентрирования их индифферентным органическим соосадителем 2,4-динитроанилином в виде комплексов с каддином-С хлоридифинил-

гуанидиния [10]. Кобальт и никель определялись без концентрирования после разведения иловой воды в 25 раз. Для определения бора использован колориметрический метод, основанный на взаимодействии борной кислоты с кармином в среде концентрированной серной кислоты с образованием внутрикомплексного сложного эфира, окрашенного в фиолетовый или синий цвет в зависимости от содержания бора. Определение кремнекислоты колориметрическое, оно основано на реакции образования кремнемолибденовой гетерополиокислоты, окрашенной в желтый цвет, с последующим восстановлением ее до молибденовой сини.

Детальное изучение вещественного состава рудных осадков впадины Атлантис II (ст. 1905/4 и 1905/5 — $21^{\circ}22'8''$ с. ш. и $38^{\circ}05'3''$ в. д., глубина соответственно 2071 и 2050 м), проведенное Г. Ю. Бутузовой и Н. А. Лисициной [4], показало крайнюю их неоднородность. Рудная толща имеет зональное строение. Верхняя часть (2—2,5 м) сложена тонким гелеподобным кремнево-железистым сильно обводненным илом, окрашенным в красно-бурые тона, с примесью биогенно-терригенного материала. Встречаются сульфиды, аутигенные карбонаты железа и марганца. Местами гидроокислы железа представлены гетитом, обнаружены глинистые минералы, которые относятся к группе железистых смектитов. Нижняя часть рудной толщи имеет более сложное строение и делится на три пачки, отличающиеся характерными для каждой из них минеральными видами. В ней большое развитие получили кристаллические фазы. В этой части рудной толщи встречаются скопления манганосидеритов, сульфидных минералов — пирита, сфалерита, марматита, халькопирита. Содержание Mn в нижней части рудной толщи в целом заметно выше, чем в верхней (от 1,5 до 3—4%). Присутствуют манганит, барит, гипс, ангидрит.

Осадки впадины Дискавери (ст. 1995 — $21^{\circ}17'4''$ с. ш. и $38^{\circ}03'1''$ в. д., глубина 2205 м) представлены терригенно-биогенными илами и имеют слоистое строение. Для них характерна пестрая окраска ярких тонов — желтая, коричневая, черная, оранжевая. Рудные компоненты присутствуют в виде примеси. Толща ила сложена глинисто-кокколитовой массой с неравномерно распределенными в ней обломками птеропод, фораминифер и других карбонатных организмов, а также терригенными зернами кварца, слюды и других минералов. Много сульфидов, гидроокислов железа, черных пятен гидроокислов марганца. Температура осадков, измеренная сразу после подъема колонки, во впадине Атлантис II составляет $54\text{--}58^{\circ}\text{C}$, во впадине Дискавери — 42°C .

РЕЗУЛЬТАТЫ ХИМИЧЕСКИХ АНАЛИЗОВ

Иловые воды из осадков впадины Атлантис II (ст. 1905/4 и 1905/5) отличаются слабокислой реакцией (рН 5,6—5,9) (табл. 1). Значения Eh по вертикали колонок этих станций колеблются от +50 до +200 мВ. Реакция иловых вод из впадины Дискавери до глубины 540 см близка к нейтральной (рН 6,9—7,2), а значения Eh на этой же глубине колеблются от +220 до +530 мВ. В интервале глубин 540—1010 см реакция становится слабокислой (рН 6,0—6,4), а значения Eh понижаются до +70, +150 мВ. Максимальное содержание Fe в иловых водах станции 1905/4 отмечено в верхней части колонки (0—250 см), где оно колеблется от 55 до 120 мг/л, в среднем составляя 86 мг/л. С глубины 250 см до конца колонки (500—515 см) содержание Fe уменьшается до 4—35 мг/л, в среднем 15,3 мг/л. В отличие от Fe более высокое содержание Mn отмечается в нижней части колонки, составляя в среднем 111,1 мг/л с колебаниями от 88 до 123,7 мг/л. Концентрация Cu в иловых водах станции 1905/4 колеблется от 0,62 до 2,3 мг/л, Zn — от 2,5 до 11,5 мг/л, Pb — от 2,3 до 5,6 мг/л. Наибольшие содержания этих элементов отмечены в верхней части колонки до глубины 200—250 см. В распределении Ni и

**Содержание Fe, Mn, Cu, Zn, Co, Ni, Pb, Cd, B, SiO₂ в иловых водах осадков
рассолоносных впадин Красного моря (в мг/л)**

Горизонт, см	pH	Eh	F _{общ}	Mn	Cu	Zn	Co	Ni	Pb	Cd	B'	SiO ₂
Станция 1905/4 (впадина Атлантис II)												
0—30	5,6	+140	100,0	82,5	2,30	11,5	1,0	1,5	He опр.	<0,01	7,6	12,0
30—60	5,6	+190	120,0	85,5	1,00	9,0	2,3	2,5	2,35	<0,01	7,4	12,6
60—80	—	—	115,0	80,0	1,35	8,0	He опр.	2,0	5,6	7,5	7,6	13,8
120—175	5,7	+200	55,0	89,0	1,30	6,7	»	4,0	3,3	0,2	7,4	16,0
200—250	5,7	+190	40,0	88,0	1,60	He опр.	»	2,5	4,8	<0,01	7,6	15,2
290—330	5,8	+170	4,5	123,7	0,80	3,8	2,3	1,0	2,7	<0,01	7,2	14,0
360—380	5,9	+170	7,0	118,2	0,72	3,4	1,5	1,0	2,7	<0,01	6,8	15,5
410—430	5,9	+150	7,0	104,5	0,64	3,4	1,0	He опр.	3,6	<0,01	6,8	13,8
450—470	5,8	+100	40,0	99,0	0,62	2,8	2,8	1,5	3,2	0,02	6,8	12,5
500—515	5,8	+50	18,0	110,0	0,66	2,5	1,5	1,5	3,0	<0,01	7,2	12,0
Станция 1905/5 (впадина Атлантис II)												
0—20	5,9	—	45,0	92,0	0,59	15,9	1,5	2,3	4,3	He опр.	6,8	14,0
20—45	5,8	+70	140,0	99,0	0,60	18,4	1,5	1,5	3,2	»	—	14,4
60—100	5,7	+185	95,0	99,0	8,20	15,0	1,5	He опр.	2,6	»	6,4	20,8
115—150	5,8	+150	35,0	101,0	1,86	13,0	He опр.	1,5	4,5	»	6,8	12,6
190—200	5,6	+150	25,0	116,5	2,02	16,8	1,5	1,5	4,5	»	7,0	16,2
235—255	5,8	+170	50,0	105,9	He опр.	18,4	He опр.	He опр.	3,0	0,4	6,8	17,7
275—295	—	—	25,0	95,9	3,60	26,7	1,0	2,8	6,6	He опр.	7,2	15,0
310—330	—	—	20,0	96,2	1,60	16,0	1,5	2,8	5,4	0,02	6,8	15,0
340—360	5,8	+290	12,0	107,3	He опр.	47,0	2,0	2,9	5,7	0,04	6,8	11,8
420—440	5,8	+290	8,0	121,6	»	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	7,2	13,0
525—555	5,6	+230	2,0	137,5	»	80,0	2,0	1,0	5,7	0,02	—	6,8
Станция 1995 (впадина Дискавери)												
0—5	7,0	+330	0,54	227,6	0,99	1,48	He опр.	He опр.	1,20	0,01	5,6	18,8
5—20	7,1	+250	0,56	231,0	2,25	2,40	»	»	1,40	0,01	6,0	7,2
20—45	7,0	+220	0,56	231,0	1,08	1,40	»	»	0,57	0,01	5,6	12,5
50—70	7,2	+370	0,40	228,8	1,41	1,15	»	»	0,54	0,01	5,6	5,5
80—100	7,1	+360	0,40	242,9	1,40	0,90	»	»	0,57	0,01	6,0	14,1
140—160	—	—	0,34	258,5	0,87	0,44	»	»	1,11	0,01	5,6	9,0
220—260	7,1	+410	0,36	264,0	3,00	2,40	»	»	0,30	0,01	6,0	4,0
330—350	7,0	+460	0,40	176,0	0,70	0,75	»	»	1,00	0,01	6,0	7,4
420—450	6,9	+530	0,54	120,4	0,90	1,50	»	»	0,15	0,01	7,2	4,4
540—560	6,0	+70	3,60	118,0	0,56	1,00	»	»	0,33	0,01	8,0	8,4
620—650	6,4	+110	3,60	92,8	0,45	0,60	»	»	0,15	0,01	8,8	5,2
720—750	6,4	+150	4,00	53,9	0,30	9,50	»	»	0,96	0,01	8,6	5,2
860—890	6,4	+130	6,60	42,9	9,90	10,50	»	»	0,48	0,01	14,0	5,7
990—1010	6,4	+120	6,80	29,7	He опр.	He опр.	»	»	He опр.	0,01	12,0	6,0

Со не наблюдается ясно выраженной закономерности, их содержания колеблются от 1 до 2,8 мг/л (Co) и от 1 до 4,0 мг/л (Ni). В некоторых пробах иловых вод отмечено довольно высокое содержание Cd (0,24—7,5 мг/л). Количество B изменяется от 6,8 до 7,6 мг/л. Это несколько выше, чем его содержание в морской воде, где оно равно 4,8—5,1 мг/л. Распределение Fe, Mn, Co, Ni в иловых водах колонки 1905/5 повторяет закономерности, характерные для колонки 1905/4. В то же время концентрация Cu, Pb, Zn, особенно в нижней части колонки, значительно выше. На глубине 340—555 см содержание Zn достигает 47—80 мг/л. Количество SiO₂ в иловых водах впадины Атлантис II (ст. 1905/4 и 1905/5) колеблется от 12 до 16 мг/л.

Иное распределение микроэлементов наблюдается в иловых водах впадины Дискавери (ст. 1995). Содержание Fe здесь до глубины 540 см составляет меньше 0,34—0,56 мг/л. В нижней части колонки оно увеличивается в 10 раз, до 3,6—6,8 мг/л. В отличие от Fe максимальное коли-

Таблица 2

Коэффициенты концентрации микроэлементов в рассолах и иловых водах Красного моря по сравнению с нормальной морской водой с соленостью 38,2 ‰

Рассолы и иловые воды	Fe		Mn		Zn		Pb		Cu		Литературный источник
	мг/л	коэф. конц.	мг/л	коэф. конц.	мг/л	коэф. конц.	мг/л	коэф. конц.	мг/л	коэф. конц.	
Морская вода	0,02	—	0,0042	—	0,005	—	0,00003	—	0,0055	—	[6]*

Впадина Атлантик II

Рассол с $T=56^{\circ}\text{C}$	81	4050	82	19 523	5,4	1080	0,63	21 000	0,26	47,3	[3]*
То же	91,4	4570	88,6	21 095	8,42	1684	0,18	6 000	0,26	47,3	[1]**
Иловая вода ст. 1905/4	4,5—120	225—6000	80—123,6	19 047—29 452	2,5—11,5	500—2300	2,35—5,6	78 333—186 666	0,62—2,3	113—418	
Иловая вода ст. 1905/5	2,0—140	100—7000	92—137,5	21 905—32 738	13,02—80,0	2604—16000	2,64—5,7	88 000—190 000	0,59—3,6	107—654	

Впадина Дискавери

Рассол с $T=44^{\circ}\text{C}$	0,27	13,5	54,6	13 000	0,77	154	0,165	5 500	0,075	13,6	[3]
Иловая вода ст. 1995	0,34—6,8	17—340	29,7—258,5	7 071—61 547	0,44—10,5	88—2100	0,15—1,4	5 000—46 666	0,45—9,9	82—1800	

* Содержание микроэлементов дано в мг/кг. ** Среднее из двух ст. 715 и 718.

чество Мп приурочено к верхней части колонки, где достигает 227,6—264 мг/л. В нижней части, к глубине 990—1010 см концентрация Мп уменьшается почти в 10 раз, до 29,7 мг/л. Концентрации Cu, Zn возрастают в нижней части колонки к глубине 720—800 см, Cu до 9,9 мг/л, Zn до 10,5 мг/л. Количество Pb и Cd в иловых водах впадины Дискавери меньше, чем во впадине Атлантис II ($<0,01$ и $0,15\text{—}1,4$ мг/л соответственно). Содержание В значительно увеличивается книзу колонки и на глубине 860 см достигает $14,0$ мг/л, что в 2 раза больше, чем в иловых водах впадины Атлантис II. Как видно из приведенных данных, в иловых водах впадин Атлантис II и Дискавери отмечается отрицательная корреляция между Fe и Мп.

Данные табл. 2 свидетельствуют, что иловые воды осадков впадин Атлантис II и Дискавери по сравнению с поверхностной водой Красного моря значительно обогащены Fe, Мп, Cu, Zn, Pb. Так, коэффициенты концентрации микроэлементов в иловых водах впадины Атлантис II по сравнению с нормальной морской водой колеблются в следующих пределах: Fe от 100 до 7000, Мп от 19 047 до 32 738, Zn от 500 до 16 000, Pb от 78 333 до 190 000, Cu от 107 до 654. В иловых водах впадины Дискавери коэффициенты концентраций микроэлементов, за исключением марганца, несколько меньше, чем в иловых водах впадины Атлантис II: Fe от 17 до 340, Мп от 7071 до 61 547, Zn от 88 до 2100, Pb от 5000 до 46 666, Cu от 82 до 1800. Коэффициенты концентраций микроэлементов в иловых водах обеих впадин выше, чем в придонных рассолах этих впадин. Это, вероятно, обусловлено длительным их контактом с осадками, что способствует переходу части микроэлементов в иловую воду.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Высокая температура придонных рассолов и осадков, низкий щелочной резерв и значения pH, обогащение иловых вод аммонием [12], большие концентрации в них рудных элементов — Fe, Мп, Cu, Pb, Zn, Ni, Co, Cd и В, минералогический состав вмещающих осадков [4] свидетельствует о том, что формирование химического состава рассолов, иловых вод и самих осадков впадин Атлантис II и Дискавери происходило под влиянием гидротермальных вод. Данные работы [4], основанные на термодинамических расчетах, показывают, что первоначальная температура гидротермальных рассолов была приблизительно 250°C . По данным тех же авторов, при указанной температуре господствующими веществами, несущими серу, являются Na_2SO_4 и MgSO_4 . Сероводород, получившийся неорганическим восстановлением сульфата при высоких температурах, содержится в неизменной концентрации — около 2 ppm. В рассолах, обогащенных хлором, при температуре около 250°C Fe, Мп, Pb, Ag, Cu, Cd, Zn даже в присутствии небольших количеств сульфидной серы образуют устойчивые растворимые соединения. Активность хлоридных комплексов, а также ионная активность Zn^{2+} , Pb^{2+} , Cu^{2+} , Fe^{2+} понижается с понижением температуры. Термальные рассолы при охлаждении и смешивании с морской водой становятся пересыщенными халькопиритом, галенитом, сфалеритом и моносulfидом железа, которые выпадают в осадок. Величины концентраций $\text{Zn} > \text{Pb} > \text{Cu}$ в иловых водах и осадках впадин Атлантис II и Дискавери объясняются величинами произведений растворимости труднорастворимых соединений этих элементов: $\text{ZnS} > \text{PbS} > \text{CuS}$ (соответственно $7 \cdot 10^{-26}$, $1 \cdot 10^{-29}$, $8,5 \cdot 10^{-45}$ моль/л).

Ввиду недостаточного количества материала для отжима иловых вод были взяты усредненные пробы, которые подчас объединяли несколько литологических горизонтов. Из некоторых слоев и прослоек по той же причине иловые воды не были получены. Поэтому сделать детальный анализ взаимодействия и взаимовлияния состава осадков и иловых вод не представляется возможным. Тем не менее сопоставление количества:

**Средние взвешенные по осадкам и иловым водам Красного моря
(впадина Атлантис II)**

Горизонт, см	Fe		Mn		Zn		Pb		Cu		Ni	
	иловые воды, мг/л	оса- док, %	иловые воды, мг/л	осадок, %	иловые воды, мг/л	осадок, п. · 10 ⁻⁴ %	иловые воды, мг/л	осадок, п. · 10 ⁻⁴ %	иловые воды, мг/л	осадок, п. · 10 ⁻⁴ %	иловые воды, мг/л	осадок, п. · 10 ⁻⁴ %

Ст. 1905/4

0—260	65,6	31,9	87,3	0,73	7,9	18 949	4,4	939,5	1,5	4 251	2,8	25
260—575	37,7	10,4	115,8	3,3	3,4	1 058	2,9	160	0,72	1 170	1,2	20,5

Ст. 1905/5

0—200	63,1	37	103	0,21	15,5	41 093	3,8	1263	3,46	6 083	1,6	29
200—580	14,0	34,7	121,5	1,9	55,6	87 027	5,3	1357	—	15 181	1,8	29

присутствующих в иловых водах микроэлементов с минералогическим и химическим составом рудных осадков впадины Атлантис II (ст. 1905/4) позволяет отметить некоторые особенности в распределении рудных элементов в иловых водах.

При сопоставлении средних взвешенных величин содержания Fe, Mn, Zn, Pb, Cu, Ni в осадках и иловых водах впадины Атлантис II (табл. 3) легко заметить общие закономерности и хорошую взаимозависимость в распределении этих элементов по вертикали колонок. Однако эти закономерности в двух разных станциях одной и той же впадины оказываются различными, несмотря на то что по данным Г. Ю. Бутузовой и Н. А. Лисициной [4], осадки этих станций имеют одинаковое строение и близкий вещественный и минералогический состав. По их данным, верхние части колонок ст. 1905/4 и 1905/5 до глубины 200—250 см сложены гелеподобным кремнево-железистым илом с отдельными скоплениями сульфидов, аутигенных карбонатов железа и марганца. Нижние части этих колонок характеризуются большим по сравнению с верхней частью развитием кристаллических форм. Наряду с аморфными гидроксидными железами здесь встречается гётит, гематит, манганосидерит, пирит, сфалерит, марматит, халькопирит. Из табл. 3 следует, что наиболее высокие средневзвешенные концентрации железа в иловых водах и в осадках обнаружены в верхней части колонок ст. 1905/4 и 1905/5. В отличие от железа марганцем оказываются обогащены нижние разделы колонок. В распределении Zn, Pb, Cu, Ni можно отметить следующее. Если на ст. 1905/4 максимальные средние взвешенные концентрации Zn, Pb, Cu, Ni в иловых водах и в осадках отмечаются в верхней части колонок, то в осадках ст. 1905/5 этими элементами обогащены их нижние горизонты. Кроме того, средние взвешенные величины содержания Zn и Pb в иловых водах и в осадках станции 1905/5 значительно выше, чем на станции 1905/4.

Пока не представляется возможным дать исчерпывающее объяснение такому характеру распределения рудных элементов в осадках и иловых водах станций 1905/4 и 1905/5. Однако имеющиеся в нашем распоряжении материалы дают возможность высказать следующее предварительное объяснение. Совпадение закономерностей распределения рудных элементов в осадках и в иловых водах, различия в концентрации и характере распределения Zn, Pb, Cu в двух станциях одной и той же впадины (Атлантис II) позволяют предположить, что основная причина выявленных особенностей распределения Fe, Mn, Zn, Pb, Cu в иловых водах и осадках заключается в неодинаковом химическом составе питающих эти станции термальных растворов, в неравномерном пульсирующем характере их поступления. В содержании Fe и Mn в иловых водах из осадков впадин Атлантис II и Дискавери (см. табл. 1) по верти-

кали исследуемых колонок наблюдается обратная зависимость, что можно отнести к различной подвижности этих элементов в растворах, обусловленной их физико-химическими свойствами. При поступлении в придонные слои моря горячих кислых растворов гидротерм, обогащенных Fe, Mn и другими рудными элементами, происходит их смешивание с щелочной морской водой, что вызывает нейтрализацию и понижение температуры. Во вновь образовавшемся растворе с физико-химическими свойствами, отличными от физико-химических свойств гидротерм, начинается дифференцированная садка Fe и Mn.

Известно, что в одинаковой окислительной обстановке железо окисляется легче марганца [5]. При этом даже незначительные изменения в pH вызывают вначале осаждение из раствора Fe в виде окислов и гидроокислов, и только более существенные изменения в значении pH содействуют образованию гидроокислов марганца, которые так же выпадают в осадок. Процесс окисления и осаждения образовавшихся гидроокислов железа происходит очень быстро. Расстояние, на которое способны мигрировать вносимые гидротермами элементы, относительно невелико. Одним из хороших примеров химической дифференциации Fe и Mn при смешении гидротерм с морской водой в природных условиях может служить процесс разделения этих элементов в гидротермах кальдеры вулкана Санторин [11].

Если учитывать различную степень окисляемости Fe и Mn, а следовательно, и разную степень подвижности этих элементов, то становятся понятными и особенности их распределения в иловых водах по вертикали исследуемых колонок. В иловых водах и осадках впадины Атлантик II максимум Fe обнаружен в верхней части колонок. Отсюда можно предположить, что в этом случае основной источник поступления гидротермальных растворов находится ближе к верхней части осадков впадины. Марганец в этих условиях продолжает в силу диффузии двигаться от больших концентраций к меньшим, т. е. сверху вниз, постепенно обогащая нижние разделы колонок. В отличие от впадины Атлантик II во впадине Дискавери повышенное содержание Fe наблюдается лишь в нижних горизонтах ст. 1995 (540—1010 см), которые характеризуются меньшими по сравнению с верхним разделом той же колонки значениями pH и Eh. Максимальное обогащение осадков и иловых вод марганцем обнаружено здесь в верхней части колонки, что также можно связать с явлением диффузии, направление потоков которой здесь иное — снизу вверх. Отсюда можно предположить, что во впадине Дискавери источник поступления гидротермальных растворов находится в более глубоких горизонтах.

По данным работы [1], содержание Mn в рассолах и иловых водах впадины Атлантик II, в отличие от наших данных, оказалось более высоким, чем во впадине Дискавери. На этом основании некоторые исследователи [1, 3] полагают, что источник термальных вод находится во впадине Атлантик II, а присутствие рассолов в таких впадинах, как Дискавери, Чейн и другие, объясняют переливанием в эти впадины рассолов из впадины Атлантик II. Подтверждение этой гипотезы они видят в более высокой температуре рассолов впадины Атлантик II и большем содержании в рассолах этой впадины Fe, Mn и других рудных элементов. По нашим данным, содержание Mn во впадине Дискавери вдвое выше, чем во впадине Атлантик II (соответственно 258 и 123 мг/л). Выше в этой впадине и содержание В. Большая мощность исследованной нами колонки позволила установить, что с глубины 540 см содержание Fe, Zn, Cu, В во впадине Дискавери значительно увеличивается и к 860 см концентрация Zn и Cu превышает содержание этих элементов в иловых водах впадины Атлантик II (ст. 1905/4). По всей вероятности, химический состав иловых вод и придонных рассолов впадины Дискавери обусловлен выходом гидротерм иного состава, отличного от гидротерм впадины

Атлантис II. Неоднородный, непостоянный характер распределения рудных элементов мы наблюдаем и в гидротермальных водах п-ова Челекен, являющихся близким аналогом термальных рассолов Красного моря не только по основному солевому составу, но и по содержанию в них рудных элементов [7]. Максимальное содержание Pb в них составляет 30 мг/л, Zn 8 мг/л, Cu 11 мг/л и т. д. В некоторых пробах обнаружен Cd до 2,3 мг/л. Повышенное содержание микроэлементов здесь наблюдается в водах всех горизонтов, но распределены они в каждом из них неравномерно. На одном и том же горизонте воды, сходные по химическому составу, могут содержать металлы от 0 до нескольких десятков мг/л. Интересной представляется выявленная названными исследователями коррелятивная зависимость между содержанием металлов и температурой подземных вод. С увеличением температуры вод содержание металлов увеличивается. Подобную связь концентраций рудных элементов с температурой мы наблюдаем и в иловых водах Красного моря. Соленость и содержание Fe, Zn, Pb, Cu, Ni, Co, Cd выше во впадине Атлантис II, рассолы и осадки которой имеют более высокую, чем во впадине Дискавери, температуру (соответственно 56 и 44° С).

По-видимому, в рифтовой зоне Красного моря существует несколько выходов гидротерм, связанных с зоной разломов. В зависимости от местоположения станции и химического состава гидротерм, а также микро рельефа дна Красного моря концентрация и состав рудных элементов в иловых водах и рассолах могут быть различны.

ЛИТЕРАТУРА

1. Брукс Р., Каплан И., Питерсон М. Микроэлементы термальных рассолов и иловых вод Красного моря.— В кн.: Современное гидротермальное рудоотложение. М.: Мир, 1974, с. 76—95.
2. Брюер П., Денсмор К., Манс Р., Стенли Р. Гидрография термальных рассолов Красного моря.— В кн.: Современное гидротермальное рудоотложение. М.: Мир, 1974, с. 54—64.
3. Брюер П., Спенсер Д. Замечания о химическом составе термальных рассолов Красного моря. В кн.: Современное гидротермальное рудоотложение. М.: Мир, 1974, с. 70—75.
4. Бутузова Г. Ю., Лисицына Н. А., Александрова В. А., Шурыгина Е. В. Строение и вещественный состав рудоносной толщи впадины Атлантис II (Красное море).— Литол. и полезн. ископ., 1980, № 3, с. 26—41.
5. Краускопф К. Б. Факторы, контролирующие концентрации тринадцати редких металлов в морской воде.— В кн.: Геохимия литогенеза. М.: Изд-во иностр. лит., 1963, с. 294—338.
6. Крейг Х. Геохимия и происхождение термальных рассолов Красного моря.— В кн.: Современное гидротермальное рудоотложение. М.: Мир, 1974, с. 96—140.
7. Лебедев Л. М., Бугельский Ю. Ю. Рудоносные термы о. Челекен.— В кн.: Генезис минеральных и термальных вод. М.: Наука, 1968, с. 36—41.
8. Мокиевская В. В. Марганец в воде Черного моря.— Докл. АН СССР, 1961, т. 137, № 6, с. 1445—1447.
9. Мокиевская В. В. Методы определения железа в морской и иловой воде.— Тр. Ин-та океанологии АН СССР, 1962, т. 59, с. 115—122.
10. Орлова Л. П., Горшков В. В. Концентрирование кадмия и свинца в виде комплекса с катионом-С органическими соосадиателями при анализе природных вод.— Литол. и полезн. ископ., 1980, № 6.
11. Пушкина З. В. Железо, марганец, кремний, фосфор, бор, алюминий в морской воде района вулкана Санторин.— Литол. и полезн. ископ., 1967, № 2, с. 87—95.
12. Пушкина З. В., Степанец М. И., Яшикиев В. И. Основной химический состав иловых вод из осадков рассолоносных впадин Красного моря.— Литол. и полезн. ископ., 1979, № 4, с. 105—115.
13. Розанов А. Г., Мищенко В. В., Яшикиев В. И. «Пневмопресс» — установка для получения иловых вод.— Океанология, 1978, т. XVIII, вып. 2, с. 353—356.
14. Shanks W. C., Bischoff J. L. Ore transport and deposition in the Red Sea geothermal system a geochemical model.— Geochim. et cosmochimica acta, 1977, v. 41, № 10, p. 1507—1519.

ГИН АН СССР
 Почвенный институт,
 Москва

Поступила в редакцию
 12.I.1981

УДК 551.31 : 551.735 (477.6)

ПОСТДИАГЕНЕТИЧЕСКИЕ ИЗМЕНЕНИЯ КАМЕННОУГОЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ БОЛЬШОГО ДОНБАССА

**КАРПОВА Г. В., ЛОГВИНЕНКО Н. В., ОРЛОВА Л. В.,
БЕЛОЦЕРКОВЕЦ Ю. И.**

Дана характеристика постдиагенетических изменений минералогического состава, структуры и физических свойств осадочных терригенных пород Большого Донбасса. Выделены стадии раннего, среднего и позднего катагенеза, раннего и среднего метакатагенеза и описаны геологические и физические причины постдиагенетических изменений осадочных отложений.

ВВЕДЕНИЕ

Каменноугольные отложения Большого Донбасса представляют собой ряд преимущественно терригенных формаций (терригенные угленосные, безугольные, флишодные, красноцветные), сменяющихся в разрезе и на площади. С северо-запада на юго-восток происходит нарастание мощностей и изменение фациального облика отложений при примерно одинаковом или близком вещественном составе. Каменноугольные отложения находятся на различных стадиях постдиагенетических изменений [13], которые зависят от мощности толщ (давление нагрузки и геотермический градиент), вещественного состава пород и характера поровых вод. В складчатом Донбассе и его юго-восточном продолжении они усиливаются стрессом и гидротермальными проявлениями. В Днепровско-Донецкой впадине (ДДВ) влияние стресса и гидротерм проявляется локально в местах тектонических нарушений (купола, флексуры, разломы) и приводит к весьма интенсивным постдиагенетическим изменениям [10]. Каменноугольные отложения Большого Донбасса служат объектом интенсивных исследований, представляя собой месторождения угля, нефти, газа и других полезных ископаемых. Их изученность в настоящее время по всестороннему характеру и достоверности не имеет себе равных среди других геологических объектов Советского Союза и может считаться своеобразным эталоном.

В связи с прогнозированием качества ископаемых углей на новых площадях и условий разработки угольных пластов на глубоких горизонтах, а также с выявлением коллекторов нефти и газа в глубокозалегающих отложениях нефтегазоносной части Большого Донбасса повысился интерес к детальному изучению постдиагенетических изменений каменноугольных пород. Для определения степени изменения осадочных пород литологи используют, как правило, комплекс различных методов с учетом стадийного изменения тонкодисперсных силикатов (глинистых минералов, хлоритов и др.), изменения обломочных компонентов (кварца, полевых шпатов, обломков пород и др.), парагенезов аутигенных минералов, структурного преобразования (изменения характера контактов зерен и др.), марочного состава углей и отражательной способности витринита углей и рассеянного органического вещества (ОВ), а также физи-

ческих свойств пород (объемный вес и плотность, пористость, скорость распространения ультразвука и др.). Весь этот комплекс методов применялся и при изучении постдиагенетических изменений каменноугольных отложений Большого Донбасса. За последние 20 лет с момента первых публикаций, касающихся этой проблемы, накопился новый большой фактический материал и возникла необходимость его обобщения. Попытку подобного обобщения и представляет собой настоящая статья.

МИНЕРАЛОГИЧЕСКАЯ И СТРУКТУРНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОСТДИАГЕНЕТИЧЕСКИХ ИЗМЕНЕНИЙ

Стадия катагенеза может быть разделена на три этапа (табл. 1). Этап раннего катагенеза наблюдается в пределах южного склона Воронежского массива и южной части Белоруссии (долина р. Мозыр). В наборе терригенных пород наряду со слабосцементированными и уплотненными разностями встречаются рыхлые — пески и глины, а также бурые угли марок Б₁ и частично Б₂. Основная масса глин и глинистых цементов на этом этапе представляет собой неизменное аллотигенное вещество или для соответствующих фациальных типов сохраняет аутигенные минералы диагенеза (каолинит сухарных болотных глин, глауконит и лептохлорит бассейновых отложений и пр.). В раннем катагенезе начинаются процессы гидратации, коррозии и выщелачивания основных обломочных компонентов, активного перераспределения вещества в цементах и аутогенного минералообразования. Сохраняются обломки эффузивных пород даже стекловатой структуры, а среди аутогенных форм кремнезема распространен опал. Минеральные парагенезы близки диагенетическим и представлены монтмориллонитом, гидрослюдой 1Md, смешанослойными образованиями, каолинитом, хлоритами 7 и 14 Å, опалом, халцедоном, карбонатами, сульфидами.

Этап среднего катагенеза охватывает каменноугольные отложения южной, северо-западной и северной части ДДВ до глубин 2400—3500 м¹, а также северо-западной и западной окраин Донбасса. Среди них распространены слабосцементированные песчаники и алевролиты, известняки с первичными органоминеральными структурами, глины и размокающие аргиллиты, угли марок Б₃ и Д. На этом этапе постепенно идет преобразование глин в аргиллиты, а в цементах пористых пород формируются аутигенные силикаты и карбонаты. При всей условности границ между отдельными элементами шкалы стадийных изменений можно использовать в качестве нижней границы этапа среднего катагенеза кроме перехода марок углей Д→Г и стабилизацию монтмориллонита (разбухающего с гликолем до 17 Å). Помимо того в среднем катагенезе происходит постепенное обогащение алюминием аутигенной гидрослуды, раскристаллизация опала и его замещение хлоритом 7 Å (иногда с ортогексагональной ячейкой). Активное перераспределение минерального вещества в поровом пространстве приводит к формированию вторичной пористости, что для нефтегазоносной части Большого Донбасса связано с соответствующими емкостно-фильтрационными свойствами пород-коллекторов. Интенсивность этого процесса неоднозначна на различных глубинах ДДВ и положение границы между средним и поздним этапом катагенеза может меняться в зависимости от конкретного тектонического характера отдельных участков региона [10].

Этап позднего катагенеза связан в складчатом Донбассе с той частью разреза угленосной формации среднего карбона, которая содержит угли марок Г, ГЖ, Ж, К и ОС, а в ДДВ — с глубокозалегающими горизонтами среднего и нижнего карбона, где граница между средним и поздним катагенезом по степени преобразования органического вещества и струк-

¹ Палеоглубины в табл. 1 приведены по [2].

турно-минералогическим признакам может быть опущена иногда до глубины 3500 м. Этап позднего катагенеза характеризуется развитием структур бесцементного сочленения обломочных зерен, инкорпорацией и микростилолитизацией наряду с существованием силикатных и карбонатных цементов. Стекловатая масса эффузивных обломков превращается в агрегат хлорита, альбита и цеолитов, а кварц и полевые шпаты обломочных пород растворяются, что сопровождается локальной регенерацией. Этап позднего катагенеза характеризуется повсеместным развитием Al-гидрослюд и моноклинного магнезиальножелезистого хлорита, а также устойчивостью триклинного каолинита. Наряду с аутигенным маложелезистым гидрослюдистым политипом 1М появляется политип 2М₁, но в то же время могут сохраняться реликты смешанослойных образований, связанные с реликтами пирокластики [7]. Весьма существенно меняются на нижней границе позднего катагенеза физические

Стадии постдиагенетических изменений осадочных

Стадии и их подразделение					Палеоглубины, м	Факторы	
принятые авторами		по Неручеву, Вассоевичу, Лопатину [16]					
стадии	этапы	стадии	подстадии	градации			
Катагенез	Ранний	Катагенез	Протокатагенез		ПК ₁	100—2400 (3500)	Состав пород и поровых вод, количество и качество ОВ, слабое геостатическое давление
	Средний				ПК ₂		
					ПК ₃		
			Мезокатагенез	Главная фаза нефтеобразования	МК ₁	2400 (3500)—5500	Геостатическое давление, в меньшей степени температура, состав и концентрация поровых вод
					МК ₂		
					МК ₃		
			Поздний	Главная фаза газобразования	МК ₄		
	МК ₅						
	МК ₆						
Метагенез	Ранний	Апокатагенез		АК ₁	5500—9900	Геостатическое давление, усиление действия температуры, усиление стресса и гидротермальной деятельности	
	Поздний			АК ₂			
				АК ₃			
				АК ₄	>9900	Геостатическое давление, температура, стресс, гидротермальные растворы	
Метаморфизм низкой ступени (начальный) — низы мусковит-хлоритовой субфации зеленых сланцев			Метагенез		10 000, при стрессе от 4000 и более	Геостатическое давление, стресс, температура, состав пород	

свойства терригенных пород (см. табл. 1), в частности происходит изменение прочностных свойств и резкое снижение коллекторских возможностей:

Этап раннего метакристаллического метаморфизма начинается основной структурной переработкой пород. Он характеризуется присутствием в разрезе аргиллитов со сланцеватостью и кварцитовидных песчаников и алевролитов. Угли относятся к марке Т и антрацитам VII—IX стадий метаморфизма (по ГОСТу 21489-76), обозначенным в табл. 1 через А₁, А₂ и А₃. В складчатом Донбассе этап раннего метакристаллического метаморфизма связан именно с той частью разреза, которая вмещает угли упомянутых марок. В ДДВ региональных метакристаллических изменений нет. Этап раннего метакристаллического метаморфизма характеризуется повсеместным развитием в терригенных породах гидрослюда поли типа 2М₁ и железистомагнезиального хлорита поли типа IIb, β=97° (с явной моноклинностью). Реликты каолинита сохраняются только в породах

Таблица 1

терригенных пород Большого Донбасса

Изменения структур и текстур	Изменения обломочных компонентов	Глинистые минералы и их стадийные изменения
Уплотнение глин и песков, начало аутигенной цементации	Аморфизация, каолинизация, гидратация железистых слюд, хлоритизация обломков	Каолинит, гидрослюда 1 М ₁ , монтмориллонит, 7 А хлорит, смешанослойные фазы
Дальнейшая цементация и уплотнение, образование пленочных и порово-базальных цемента	Агрегизация и деформация железистых слюд, хлоритизация, начало коррозии обломочных минералов	То же и 14 А хлорит
Дальнейшее уплотнение и цементация, образование регенерационных цемента, конформация, инкорпорация, начало микростилолитизации	Частичное преобразование обломков эффузивов, коррозия и регенерация кварца полевых шпатов, деформация и агрегизация слюд	Стабилизация монтмориллонита и смешанослойных фаз, начало гидрослюдизации каолинита, дегидратация гидрослюды
Широкое развитие регенерационных, конформных, инкорпорационных и микростилолитовых структур	Полное преобразование эффузивных обломков и биотита, коррозия кварца и полевых шпатов	Гидрослюдизация каолинита, мусковитизация и парагонитизация гидрослюды
Появление кливажа течения и разрыва, «бородатых» зерен кварца, мозаичных и сегрегационных структур	Катаклаз и начальный бластез кварца, исчезновение обломочного биотита	Мусковитизация глинистого вещества всех пород, Mg-метасоматоз хлоритов, появление гюмбелита и стильпно-мелана
Бластовые и сланцеватые структуры и текстуры	Катаклаз и бластез	Хлорит-мусковитовая ассоциация. Фенгит и гюмбелит при избытке Mg, стильпно-мелан при недостатке

Стадии и их подразделение					Типы контактов зерен в песчанниках			Коэффициент К		
принятые авторами		по Неручеву, Вассоевичу, Лопатину [16]			кон-форм-ные	инкор-пораци-онные	стило-лито-вые			
стадии	этапы	ста-дии	под стадии	града-ции						
Катагенез	Ранний	Катагенез	Протокатагенез	ПК ₁				< 0,35		
				ПК ₂						
				ПК ₃	28	2	0		0,36—0,42	
	Средний		Мезоката-генез	Главная фа-за нефтеобра-зования	МК ₁				0,43—0,54	
					МК ₂	41	15	2	0,55—0,62	
					МК ₃				0,63—0,67	
	Поздний			Главная фа-за газообра-зования	МК ₄				0,68—0,71	
					МК ₅				0,72—0,76	
					Апоката-генез	Ранний	АК ₁	30	38	12
							0,79—0,82			
АК ₂	0,83—0,88									
	0,89—0,90									
Поздний			АК ₃					0,89—0,90		
			АК ₄	15		56	20	0,90		
Метаморфизм низкой ступени (начальный) — низы мусковит-хлоритовой субфации зеленых сланцев			Метагенез							

* В каждой колонке первая цифра соответствует песчанникам, вторая — алевролитам, третья — гли-

болотных фаций. Устойчивый щелочной характер поровых вод создает благоприятные условия для гидрослюдизации каолинита и мусковитизации гидрослюд. Кроме того, процессы метасоматоза приводят к формированию хлоритов большей степени магнезиальности и гидрослюд парагонитового типа. Перераспределение кремнезема вызывает интенсивную коррозию и регенерацию кварца и полевых шпатов. Обломки эффузивных пород представляют собой на этом этапе псевдоморфозы новообразований альбита, хлорита и цеолитов. Железистые слюды замещены полностью пакетами мусковита и хлорита. Наблюдается развитие микростилолитовых сочленений между зернами (результат гравитационного эффекта) и под углом к напластованию (влияние стресса). Направленная коррозия и кристаллизация в породах с цементом формирует щетки гидрослюды при внедрении тонкоигольчатых и волокнистых агрегатов параллельной ориентировки в зерна кварца («бородатые зерна»). Нижнюю границу этапа раннего метагенеза в Донбассе можно провести по

Таблица 1 (продолжение)

Марки углей	Отражательная способность витринита углей по ГОСТу 21489=76		Физические свойства пород				
	в иммерсион- ном масле, R ⁰ , %	в воздухе, 10 R ⁰ , усл. ед.	объемный вес, г/см ³	плотность, г/см ³	порис- тость, %	теплопро- водность Вт/м·град	скорость ультразву- ка, км/с
Б ₁	<0,30	<5,8			40,0—20,0		2,3—3,0
Б ₂	0,30—0,39	58—66					
Б ₃	0,40—0,49	67—69	2,28*	2,69	15,0	1,9	3,0
Д	0,50—0,64	70—76	2,34	2,72	14,0	1,7	3,0
			2,33	2,71	14,0	1,6	2,3
Г	0,65—0,84	77—82	2,52	2,71	7,0	2,5	3,0
ГЖ, Ж	0,85—1,14	83—90	2,57	2,74	6,3	1,9	3,8
К	1,15—1,49	91—97	2,58	2,74	5,3	1,6	2,9
ОС	1,50—1,99	98—107					
Т	2,0—2,49	108—116					
А ₁	2,50—3,40	117—129	2,64	2,74	3,5	2,8	4,0
А ₂	3,41—4,40	130—138	2,67	2,77	4,0	2,1	4,1
А ₃	4,41—5,50	139—150	2,69	2,79	4,0	1,8	3,8
А ₄	>5,50	>150	2,70	2,75	2,0	2,9	5,0
			2,70	2,78	3,2	2,4	4,2
			2,71	2,80	4,0	1,9	4,0
							5,0—5,5

нистым породам.

появлению углей высокой степени «метаморфизма» — антрацитов группы А₄, соответствующей стадии метаморфизма Х по ГОСТу 21489-76.

Этап позднего метабенеза при сохранении еще осадочного облика пород характеризуется появлением текстур направленного типа. Разрез представлен сланцеватыми аргиллитами и глинистыми сланцами, сланцеватыми алевролитами и кварцитовидными песчаниками. Появляются следы кливажа течения и разрыва, мозаичные и сегрегационные структуры, постоянны «бородатые» зерна кварца и проявления бластеза. Этап позднего метабенеза характеризуется массовым развитием мусковита как в цеменгах, так и в основной массе пелитовых пород. Активность гидротермальных растворов на этом этапе приводит к появлению за счет метасоматоза некоторых специфических разновидностей слоистых силикатов: гюмбелита, стильномелана, фенгита, парагонита, магнезиального и щелочного хлорита. Обычна ассоциация анкерита и кальцита с сульфидами в цеменгах и при выполнении трещин. Область пород, находящаяся в настоящее время на этапе позднего метабенеза, относится как

к юго-восточному продолжению Донбасса, так и к той части разреза, которая содержит антрациты высокой степени метаморфизма (названной выше группы A_4) в складчатом Донбассе. Этим антрацитам свойственны: выход летучих менее 3%, теплота сгорания порядка 8200 ккал/кг, плотность органической массы более 1,6 г/см³. В позднем метабенезе начинается графитизация органического вещества антрацитов. Органическое вещество с такими свойствами относится к разности, переходной от антрацитов к метаантрацитам [12], распространенным среди метаморфических пород фации зеленых сланцев. Так, например, для зеленосланцевой фации Советских Карпат характерны метаантрациты с плотностью органической массы, равной 1,7—1,8 г/см³ [8]. Индикатором позднего метабенеза для терригенных пород Донбасса может быть количественная оценка их структурного преобразования (фиг. 1, песчаники с $K > 0,9$). Кроме того, судя по сейсмическим скоростям, в открытом Донбассе терригенные породы, содержащие антрациты высокой степени метаморфизма, т. е. принадлежащие этапу позднего метабенеза, переходят в породы фации зеленых сланцев на глубинах свыше 6 км.

Таким образом, осадочное вещество каменноугольных пород Большого Донбасса находится в настоящее время на различных стадиях постдиagenетических изменений, что контролируется мощностями осадочного чехла. При направленном изменении структур и минеральных парагенезов наблюдается большое разнообразие в темпах этих изменений, при этом постдиagenетическая углефикация органического вещества происходит быстрее изменений вмещающих пород. На протяжении всех этапов фиксируется связь постдиagenетических изменений с вещественным составом, и структуры бесцементного сочленения возникают, как правило, в олигомиктовых породах. Неравновесный характер осадочного породообразования приводит к сохранности реликтовых минералов на новых ступенях преобразования пород. Переход к зеленосланцевой фации регионального метаморфизма с парагенезом мусковит — хлорит — кварц — (кальцит) при весьма незначительной роли вулканических продуктов в первичном терригенном материале испытывает некоторые отклонения в составе минеральных парагенезов как на стадии катагенеза, так и метабенеза. Чаще всего это связано с наложенными процессами термального, дислокационного метаморфизма и гидротермального оруденения. К типичным минералам наложенного типа относятся диксит, анкерит, барит, сульфиды и твердые углеродистые соединения, а структурно-текстурные изменения выражаются в формировании стилолитов, трещин, зеркал скольжения, бесцементного сочленения зерен и вторичной пористости. Одной из важных литологических задач является необходимость четкого разграничения региональных и локальных процессов постдиagenетического изменения, поскольку связанная с ними минерализация имеет непосредственное практическое значение.

КОЛИЧЕСТВЕННАЯ ОЦЕНКА СТРУКТУРНЫХ ИЗМЕНЕНИЙ

С увеличением степени постдиagenетических изменений связано преобразование структур терригенных пород, что наиболее четко выражается в изменении взаимоотношений между обломочными зернами алевропесчаного размера. В шлифах с помощью сетчатого окулярмикрометра определялись различные типы контактов между зернами и проводилась количественная оценка их. В табл. 1 приведены результаты изучения типов контактов в песчаниках, вмещающих угли различных марок от длиннопламенных до антрацитов. Видно, что с увеличением степени метаморфизма углей происходит последовательное изменение и характера контактов между зернами в песчаниках: растет количество инкорпорационных и структурных контактов вплоть до появления микростиловых сочленений зерен. При этом общая протяженность контактов

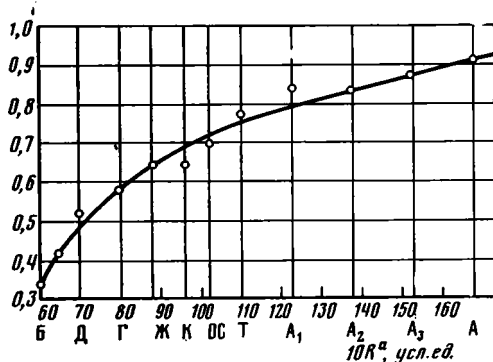
Сопоставление коэффициентов K песчаников Донбасса и ДДВ

Районы	Марки углей				
	Б	БД	Д	Г	Ж
Донбасс	$\frac{0,33}{5}$	$\frac{0,42}{4}$	$\frac{0,52}{5}$	$\frac{0,58}{5}$	$\frac{0,64}{4}$
Днепроовско-Донецкая впадина	$\frac{0,32}{3}$	$\frac{0,40}{2}$	$\frac{0,43}{11}$	$\frac{0,58}{30}$	$\frac{0,62}{4}$

Примечание. В числителе приведены средние значения K , в знаменателе — количество обработанных шлифов. Образцы ДДВ взяты из горизонтов C_1 , C_1 , C_2 , C_2 площадей Гнединцы, Сагайдаки, Прилуки, Бахмач, Талалаевка и др. по 26 скважинам.

увеличивается. Для количественной оценки протяженности контактов предложен метод [17] определения коэффициента K , представляющего собой отношение удвоенной суммарной протяженности контактов зерен к суммарному периметру их. Средние значения коэффициента K для отдельных групп песчаников, соответствующих разным маркам углей, нанесены на график (см. фиг. 1), отражающей определенную зависимость между степенью метаморфизма углей и величиной этого коэффициента. Для песчаников Донбасса коэффициент K возрастает от 0,33 (для песчаников, вмещающих бурые угли) до 0,91 (для песчаников, вме-

Фиг. 1. Зависимость между коэффициентом K и отражательной способностью витринита угольного вещества
Б, Д, Г, Ж, К, ОС, Т, А₁, А₂, А₃, А₄ — марки вмещаемых углей

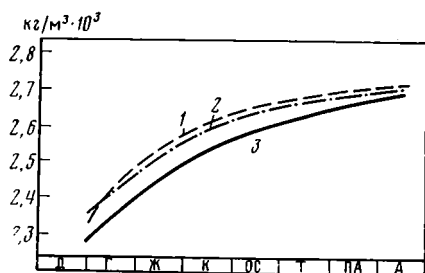


щающих антрациты). Наиболее интенсивный рост коэффициента K наблюдается на этапе раннего катагенеза, а с увеличением степени постдиагенетических изменений он замедляется. Эта зависимость выдерживается и для песчаников Днепровско-Донецкой впадины². Сопоставление средних значений K песчаников Донбасса и ДДВ, вмещающих угли одинаковой степени метаморфизма, приведено в табл. 2, из которой видно, что средние значения K песчаников ДДВ и Донбасса для одноименных марок углей близки или совпадают.

ПЛОТНОСТНЫЕ СВОЙСТВА ПОРОД

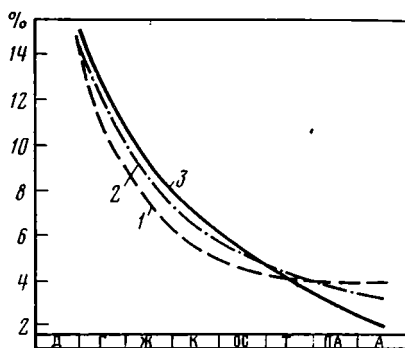
Постдиагенетические изменения плотностных свойств каменноугольных терригенных пород Донбасса впервые описаны А. Т. Донабедовым [6] и затем подтверждены работами многих исследователей [5]. Результаты наших работ (табл. 1, фиг. 2, 3) позволяют произвести некоторую детализацию характера изменений плотностных свойств осадочных пород с учетом конкретных литологических типов. Математическая обра-

² Шлифы песчаников ДДВ были любезно предоставлены для изучения А. Е. Лукиным.



Фиг. 2. Зависимость между объемным весом терригенных пород и марочным составом углей

Породы: 1 — глинистые, 2 — алевритовые, 3 — песчаные; остальные обозначения см. на фиг. 1



Фиг. 3. Зависимость между пористостью терригенных пород и марочным составом углей

Породы: 1 — глинистые, 2 — алевритовые, 3 — песчаные; остальные обозначения см. на фиг. 1

ботка данных литературных источников и лабораторных измерений плотностных свойств образцов из керна разведочных скважин (глубины 1000—1500 м) различных угленосных районов Юго-Западного, Северного и Среднего Донбасса показала, что от стадии раннего катагенеза до стадии позднего метакатагенеза среднее приращение плотности составляет 0,09 у глинистых пород, 0,06 г/см³ у песчаных и алевритовых, Среднеквадратичные погрешности последних находятся в пределах 0,002—0,006 г/см³ [3]. Увеличение плотности и уменьшение пористости терригенных пород Донбасса вызвано направленным характером аутигенного минералообразования и преобразования типов цементации, что приводит к сокращению объема пород и хорошо согласуется с представлениями о ката- и метакатагенезе осадочных пород, как о стадиях приспособления пород к более высоким термодинамическим условиям.

ТЕПЛОВЫЕ СВОЙСТВА ПОРОД

Детальное изучение тепловых свойств каменноугольных пород проведено на 2000 образцах из керна углеразведочных скважин западной, центральной и юго-западной части Донбасса. В лабораторных условиях определялись теплопроводность, температуропроводность и теплоемкость. Измерения проводились при нормальной температуре и давлении по методу мгновенного плоского источника на образцах с лабораторной влажностью при направлении теплового потока перпендикулярно напластованию [1]. Пробы были отобраны по 102 глубоким скважинам до глубины 1800 м и характеризовали свиты от C_1^3 до C_2^2 . Математическая обработка данных показала, что теплопроводность и температуропроводность возрастают с глубиной, но изменения эти невелики, а стратиграфическое положение пород не оказывает существенного влияния на их тепловые свойства.

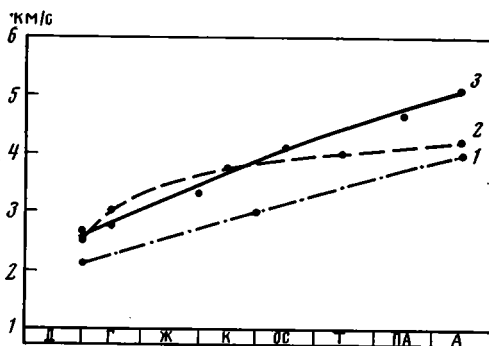
Поскольку температуропроводность вещества по своему определению не является независимым тепловым параметром, а однозначно определяется его теплопроводностью, теплоемкостью и объемным весом, приведем ниже только результаты изучения таких тепловых свойств пород, как теплопроводность и теплоемкость. Средние значения величины теплоемкости для различных пород близки и по данным выполненных измерений составляют: для песчаников 0,80, для алевритов и сланцевых алевритов 0,84, для аргиллитов и глинистых сланцев 0,92, для углей 1,34 Дж/кг·град. Среднеквадратичные отклонения от приведенных сред-

них значений не превышают $\pm 0,4$ Дж/кг/град. Основные геологические факторы, обуславливающие распределение теплопроводности каменно-угольных отложений Донбасса,— их состав и степень постдиагенетического изменения. Параллельно увеличению степени «метаморфизма» углей происходит увеличение средних значений теплопроводности вмещающих пород. Наиболее значительный темп изменения теплопроводности наблюдается у песчаников, меньший — у алевритовых пород и еще меньший — у глинистых (см. табл. 1). Теплопроводность терригенных пород находится в обратной зависимости от степени дисперсности обломочного материала, т. е. наибольшей теплопроводностью характеризуются песчаники, наименьшей — глинистые породы. Теплопроводность каждой литологической разновидности пород в пределах отдельных стадий постдиагенетического преобразования изменяется в широких пределах: величины коэффициентов вариаций достигают 20—30%. Это изменение теплопроводности обусловлено различными причинами, в частности связано с особенностями структур, текстур, вещественного состава пород; для терригенных пород наиболее существенными причинами являются величина обломочных зерен, карбонатность, содержание растительной органики и текстурные особенности.

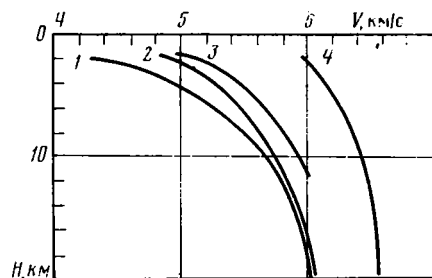
СКОРОСТЬ РАСПРОСТРАНЕНИЯ УПРУГИХ ВОЛН

Скорость распространения продольных упругих волн в терригенных породах Донбасса изучалась на образцах, отобранных из скважин в районах с различной степенью «метаморфизма» углей: Ворошиловградском, Краснодарском, Алмазно-Марьевском, Боково-Хрустальном и Должанско-Ровенецком. Измерения скорости проводились методом прозвучивания с помощью сейсмоскопа типа УКБ-1М по стандартной методике при нормальных термодинамических условиях. Как и другие физические свойства, скорость распространения упругих волн в каменноугольных отложениях Донбасса зависит от степени их постдиагенетических изменений. Эту зависимость характеризуют графики (фиг. 4) и данные табл. 1. Результаты изучения скоростей распространения упругих волн согласуются с ранее проведенными исследованиями [5] и свидетельствуют о том, что увеличение скорости упругих волн в терригенных породах с ростом степени их постдиагенетических преобразований связано с изменением структуры пород (уменьшение пористости, повышение плотности упаковки обломочных зерен). Была проведена также геологическая интерпретация данных о распределении скоростей упругих волн в земной коре Донецкого бассейна, полученных по ряду профилей глубинного сейсмического зондирования.

На фиг. 5 приведены графики изменения с глубиной сейсмических скоростей, построенные по данным М. И. Бородулина для осадочно-метаморфических глубинных слоев Донбасса. Сопоставление этих данных с результатами лабораторных измерений скоростей при высоких, соответствующих большим глубинам, давлениях [4] показывает, что для осадочно-метаморфической толщи «сейсмические» градиенты изменения скоростей с глубиной значительно выше экспериментальных (лабораторных). Это различие будет еще выше, если учесть, что на сейсмические градиенты в сторону их занижения влияет геотермический фактор. Отсюда следует, что осадочно-метаморфический слой земной коры Донбасса сложен породами, скорости упругих волн (приведенные к нормальным условиям) в которых непрерывно возрастают с глубиной. Это объясняется тем, что рассматриваемый слой сложен в основном породами терригенного состава, а причиной возрастания сейсмических скоростей с глубиной служат описанные выше постдиагенетические изменения пород под воздействием регионального катагенеза, метагенеза и метаморфизма.



Фиг. 4



Фиг. 5

Фиг. 4. Зависимость между скоростью распространения ультразвуковых колебаний в терригенных породах и марочным составом углей

Породы: 1 — глинистые, 2 — алевритовые, 3 — песчаные; остальные обозначения см. на фиг. 1

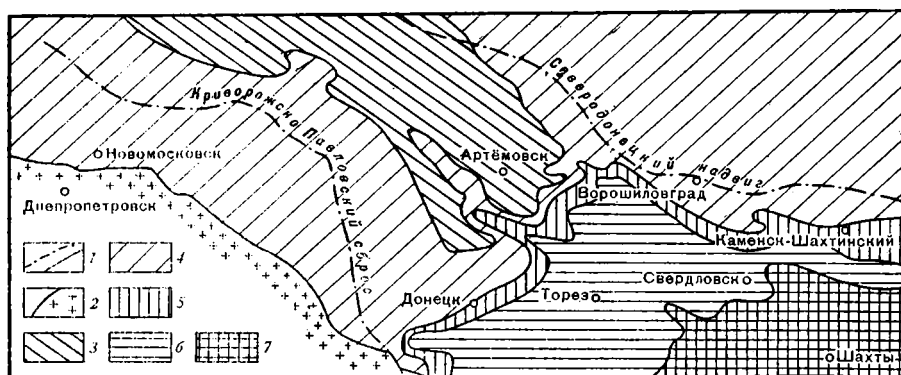
Фиг. 5. Распределение сейсмических скоростей в породах глубинных горизонтов Донбасса

Осадочно-метаморфизованные породы: 1 — западной части бассейна, 2 — восточной, 3 — центральной, 4 — породы кристаллического фундамента

По площади Донбасса сейсмические скорости в каменноугольных отложениях верхней части осадочного слоя изменяются от 3,3 (в зоне раннего катагенеза) до 5,4 км/с (в зоне позднего метакатагенеза), что согласуется с результатами измерений скорости ультразвука в образцах терригенных пород. Таким образом, проведенные исследования дополняют характеристику постдиагенетических изменений осадочных пород Донбасса, полученную в более ранних работах [9—11, 14, 15].

ВЫВОДЫ

Степень постдиагенетических изменений каменноугольных пород Большого Донбасса прогрессивно нарастает с северо-запада на юго-восток параллельно увеличению их мощности и интенсивности складчатости, а в пределах одного и того же района — с глубиной (от стадии ран-



Фиг. 6. Схематическая карта зон постдиагенетического изменения каменноугольных отложений Большого Донбасса

1 — разрывные нарушения; 2 — докембрийские образования Украинского кристаллического щита; 3 — площадь, перекрытая нижнепермскими отложениями; зоны: 4 — раннего и среднего катагенеза, 5 — позднего катагенеза, 6 — раннего метакатагенеза, 7 — позднего метакатагенеза

него катагенеза до стадии позднего метагенеза). Некоторые отклонения от этой закономерности наблюдаются в складчатом Донбассе (увеличение степени вторичных изменений в пределах Главного антиклинала) и в ДДВ, в зонах флексур и разломов прибортовых частей и на юго-западной окраине. Все эти локальные отклонения связаны с влиянием стресса и гидротерм. Вместе с тем на глубоких горизонтах ДДВ наблюдаются отклонения и в другую сторону — появление пород с высокой проницаемостью вблизи зон разломов благодаря циркуляции флюидов и выщелачиванию цемента на стадии позднего катагенеза. Парагенезы аутигенных минералов, изменение структур и физических свойств пород хорошо коррелируют с марками углей и их свойствами. Это дает возможность выделить и охарактеризовать стадии и этапы постдиагенетических изменений, а дополнительная количественная оценка структурных изменений позволяет картировать зоны постдиагенетических изменений (фиг. 6). Данные по характеристике стадий и этапов постдиагенетических изменений имеют значение и для других палеозойских каменно-угольных бассейнов мира.

Литература

1. Белоцерковец Ю. И. Исследование теплофизических свойств горных пород Донбасса по керну буровых скважин.— В кн.: Геология и горное дело. Днепропетровск, 1967, с. 15—16.
2. Белоцерковец Ю. И. Опыт изучения вертикальной метаморфической зональности углей Донбасса.— Докл. АН СССР, 1972, т. 205, № 3, с. 659—661.
3. Белоцерковец Ю. И., Орлова Л. В. Постдиагенетические изменения удельного веса терригенных пород угленосных отложений Донбасса.— Докл. АН СССР, 1975, т. 221, № 6, с. 1407—1410.
4. Воларович М. П., Баюк Е. И., Белоцерковец Ю. И. и др. Измерения скоростей упругих волн при давлениях до 15 кбар в горных породах в связи с геофизическими исследованиями земной коры в Донецком бассейне.— В кн.: Физические свойства горных пород при высоких термодинамических параметрах. Киев, Наукова думка, 1971, с. 113—115.
5. Гречухин В. В., Воевода Б. И., Бойко А. Г. Петрофизический разрез Донецкого бассейна.— Сов. геология, 1978, № 3, с. 26—38.
6. Донабедов А. Т. Физические свойства горных пород угленосных месторождений как индикатор степени метаморфизма углей.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1943, № 4—5, с. 64—80.
7. Иванова Н. В., Волкова А. Н., Рекишнская Л. Г., Конешева Р. А. Пирокластический материал угленосных отложений Донецкого бассейна и его диагностика.— Литол. и полезн. ископ., 1979, № 6, с. 71—80.
8. Иванцев О. Е. Графиты и графитизированные образования Украины: Автореф. дис. на соискание уч. ст. канд. геол.-мин. наук. Львов, 1972, 24 с.
9. Карпова Г. В. Глинистые минералы и их эволюция в терригенных отложениях. М.: Недра, 1972, 172 с.
10. Карпова Г. В., Тесленко-Пономаренко В. М. Гипогенный эпигенез и коллекторские свойства (на примере глубокозалегающих каменноугольных отложений ДДВ).— Литол. и полезн. ископ., 1978, № 5, с. 64—76.
11. Коссовская А. Г., Логвиненко Н. В., Шутов В. Д. О стадиях формирования и изменения терригенных пород.— Докл. АН СССР, 1957, т. 116, № 2, с. 293—296.
12. Куширук В. А., Иванцев О. В., Уженков Г. А. Природа и свойства углистого вещества различной степени метаморфизма. Киев: Наукова думка, 1977, 160 с.
13. Логвиненко Н. В. О позднем диагенезе (эпигенезе) донецких карбоновых пород.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1957, № 7, с. 64—80.
14. Логвиненко Н. В. Постдиагенетические изменения осадочных пород. Л.: Наука, 1968, 91 с.
15. Логвиненко Н. В., Карпова Г. В. Стадии изменения каменноугольных отложений Большого Донбасса.— В кн.: Осадконакопление и генезис углей карбона СССР. М.: Наука, 1971, с. 211—220.
16. Неручев С. Г., Вассоевич Н. Б., Лопатин Н. В. О шкале катагенеза в связи с нефтеобразованием.— В кн.: Горючие ископаемые. М.: Наука, 1976, с. 47—62.
17. Орлова Л. В. Новый метод количественной оценки степени изменения структуры обломочных пород.— В кн.: Реферативная информация о законченных НИР в вузах УССР.— Киев, Выща школа, 1974, вып. 8, с. 16—17.

Харьковский государственный университет,
Ленинградский государственный университет,
Днепропетровский горный институт

Поступила в редакцию
3.IV.1980

УДК 552.578.3 : 551.251

МЕТАМОРФИЗМ ГОРЮЧИХ СЛАНЦЕВ

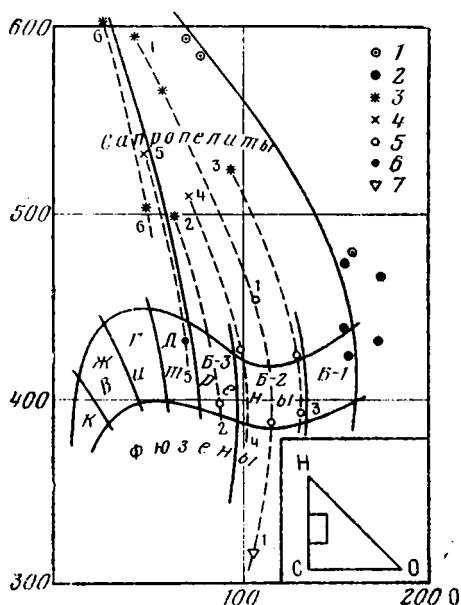
В. В. СТАНОВ

На основе анализа элементного состава углей, сапропелитов и керогена горючих сланцев построены графики, показывающие распределение на трехкомпонентной треугольной диаграмме с точками, подчиняющимися зависимости $C+H+O=1000$, где C , H и O — атомные количества соответствующих элементов различно метаморфизованных указанных выше горючих ископаемых. Установлено расположение зон метаморфизма, разработанных для витреновых углей на поле сапропелитов и горючих сланцев на диаграмме. Определены так называемые генетические линии, т. е. расположение на диаграмме точек, отвечающих составам углей и сапропелитов при их последовательном метаморфизме. На диаграмме показана зависимость выхода смол из горючей массы сапропелитов и керогена горючих сланцев от степени их метаморфизма и их состава (по содержанию альгинита). На карте Волжского сланцевого бассейна показаны зоны метаморфизма горючих сланцев нижеволжского яруса.

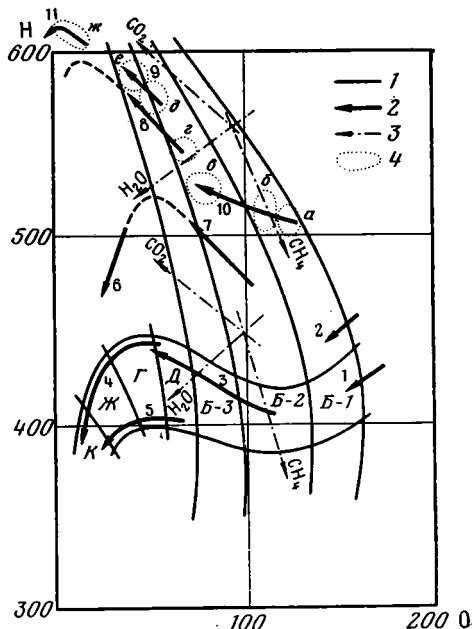
Качество горючих сланцев определяется зольностью, характером золы, содержанием горючего органического вещества — керогена и его качеством, что в совокупности определяет промышленную ценность этого сланца. Качество керогена определяет его химико-петрографический состав, на котором в свою очередь отражается степень метаморфизма (катагенеза), которому подвергся горючий сланец. Как и в какой мере метаморфизм отражается на показателях качества керогена, показано ниже.

Для определения характера изменений горючих сланцев при их метаморфизме использовано изменение элементного атомного состава горючих сланцев Волжского бассейна юрского возраста, месторождений Эстонии, Украины, Белоруссии и Сибири разного возраста. Степень метаморфизма горючих сланцев принято считать равной степени метаморфизма рядом расположенных углей или угольных включений. Шкала метаморфизма и методы его определения разработаны для витреновых углей и наиболее точно определяются по отражательной способности витреновых прослоек и включений в углях других петрографических типов. Как показали наблюдения и специальные исследования [11], горючие сланцы являются, за некоторым исключением, многозольными представителями сапропелитов, поэтому определение степени метаморфизма горючих сланцев можно свести к определению метаморфизма их горючей массы (керогена), или к определению метаморфизма сапропелитов равноценного состава.

Шкала метаморфизма разработана для витреновых углей, поэтому ее необходимо распространить на сапропелиты и другие подобные им угли. Для этой цели использована диаграмма Гиббса, несколько измененная автором применительно к углям [13, 14]. Она представляет собой треугольную трехкомпонентную диаграмму, один из углов которой для удобства построений и наиболее наглядного представления об изменении состава изображаемых на диаграмме горючих ископаемых, сделан пря-



Фиг. 1



Фиг. 2

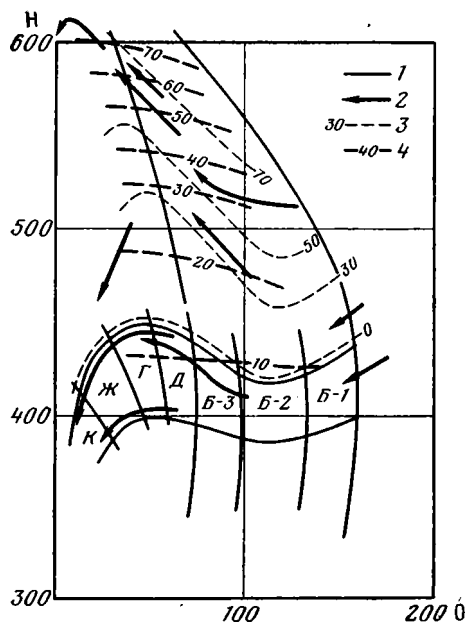
Фиг. 1. Диаграмма состава горючих ископаемых и положение зон метаморфизма
1 — сапропели; 2 — торф; 3 — богхеды; 4 — прочие сапропелиты; 5 — бурые угли; 6 — каменные угли; 7 — фюзеновые угли. Цифры у линий равного метаморфизма: 1 — Подмосковский бассейн, 2 — Балахтинское и 3 — Соболевское месторождения Канско-Ачинского бассейна, 4 — Азейское и 5 — Черемховское месторождения Иркутского бассейна, 6 — Оленекский бассейн. Б-1, Б-2, Б-3, Г, Д, Ж, К — зоны метаморфизма

Фиг. 2. Генетические линии и месторождения горючих сланцев
1 — границы зон метаморфизма; 2 — генетические линии; 3 — линии выделения молекул; 4 — поля месторождений горючих сланцев. Цифры у генетических линий: 1 — торф Македонии, 2 — лигниты Украины, 3 — витреновые угли Канско-Ачинского бассейна, 4 — сильно восстановленные витреновые угли Кузнецкого бассейна, 5 — маловосстановленные витреновые угли Донецкого бассейна, 6 — кеннели Донбасса, 7 — касьянты Иркутского бассейна, 8 — богхеды, 9 — горючие сланцы БССР и УССР, 10 — горючие сланцы Волжского бассейна, 11 — горючие сланцы Грин Ривер. Группы месторождений и отдельные месторождения горючих сланцев: а — Ардатовская, б — Ульяновская, в — Каширская, г — Общий сырт, д — Припятское месторождение, е — Болтышское месторождение, ж — Грин Ривер. Остальные усл. обозн. см. фиг. 1

мым. Координаты точек на этой диаграмме подчиняются условию $C+H+O=1000$, где С, Н и О — атомные количества соответствующих элементов в элементном составе горючего ископаемого. Сумма в 1000 принята для получения координат точек в целых числах, с одной стороны, и отвечает точности элементного анализа — с другой. Часть этой диаграммы, в пределах которой расположены точки, характеризующие элементный состав рассматриваемых горючих ископаемых, показана на фиг. 1—3, а на врезке на фиг. 1 диаграмма приведена полностью с указанием положения рассматриваемой ее части. На этой диаграмме вершина прямого угла соответствует 100% углерода, что, согласно принятой системе координат, отвечает $C=1000$ атомов углерода. В верхнем углу 100% водорода или $H=1000$ атомов и в правом углу 100% кислорода или $O=1000$ атомов. Эта диаграмма по свойствам аналогична диаграмме Гиббса, т. е. выделение из вещества, показанного на диаграмме, какой-либо молекулы или группы молекул изображается точками, лежащими на прямой линии, соединяющей точку указанной молекулы с точкой, отвечающей составу рассматриваемого вещества. На фиг. 2 изображены

направления таких линий, показывающие выделение из состава горючих ископаемых при их метаморфизме молекул H_2O , CO_2 и CH_4 . На диаграмме (см. фиг. 1) показана полоса витреновых углей с зонами метаморфизма для них, выше расположено поле липтобиолитовых углей и сапропелитов, ниже находится поле фюзеновых углей.

Для изображения зон метаморфизма на поле сапропелитов на диаграмме нанесены точки, отвечающие элементному составу равнометаморфизованных углей и сапропелитов ряда угольных месторождений СССР. Метаморфизм сапропелитов (богхедов, кеннелей и т. п.) определялся метаморфизмом рядом расположенных гумусовых углей или их прослоек, если рассматривались сложные по составу пласты углей. Линии, соединяющие эти точки, обрисовывают таким образом зоны равного метаморфизма. Такие линии, построенные для углей Подмосковного бассейна, Соболевского и Балахтинского месторождений Канско-Ачинского бассейна, Азейского и Черемховского месторождений Иркутского бассейна и для Оленекского бассейна, позволили проследить соответствующие зоны метаморфизма от полосы витреновых углей на поле сапропелитов.



Фиг. 3. Зависимость выхода смол от степени метаморфизма

1 — границы зон метаморфизма; 2 — генетические линии; 3 — линии равного содержания альгинита; 4 — линии равного выхода смол на горючую массу

санной выше диаграмме, на которой они нанесены на фоне построенных на фиг. 1 зон метаморфизма. Для построения линий использованы опубликованные материалы [3—8]. На диаграмме показаны генетические линии торфов Македонии [19], лигнитов Украины [1], витреновых углей Канско-Ачинского бассейна [2; 3, т. 8], витреновых углей Донецкого и Кузнецкого бассейнов [14], кеннелей Донбасса [16], касянитов и богхедов Иркутского и других бассейнов [4] и горючих сланцев европейской части СССР [6; 3, т. 11]. Если для углей проведение генетических линий не вызывало затруднений, так как для анализов использовались образцы одного какого-либо пласта или пластов одинакового петрографического состава, то для сапропелитов это связано с определенными трудностями из-за разнообразия их петрографического состава. Во избежание влияния различий в петрографическом составе подбирались для анализа сапропелиты с примерно одинаковым составом. Показателем, характеризующим сходный состав, принято содержание альгинита в петрографических типах сапропелитов: богхедах, касянитах и т. п. Для горючих сланцев, в которых содержание альгинита не представлялось возможным определить, линии сходного состава принимались параллельными линиям равного содержания альгинита для сапропелитов, при одинаковом их элементном составе (см. фиг. 3). С уче-

том этих особенностей и были нанесены на фиг. 2 генетические линии сапропелитов и горючих сланцев.

На этой же диаграмме показаны направления линий выделения при последовательном метаморфизме из вещества углей и сапропелитов молекул H_2O , CO_2 и CH_4 . На первой стадии метаморфизма (*Б-1*) изменения вещества углей характеризуются преимущественным выделением воды, генетические линии которых параллельны линии выделения воды. На второй стадии (*Б-2*) для углей только начинает сказываться выделение углекислого газа, а для сапропелитов и соответственно для горючих сланцев углекислый газ становится главенствующим, и особенно преобладает на третьей стадии (*Б-3*), когда генетические линии сапропелитов и горючих сланцев параллельны линиям выделения углекислого газа. На диаграмме видно, что на стадиях *Б-2* и *Б-3* увеличение степени метаморфизма характеризуется уменьшением содержания кислорода, некоторым увеличением содержания водорода при постоянном содержании углерода. Об этом свидетельствует направление генетических линий, параллельное диагоналям координатной сетки, которые отвечают равному содержанию углерода. Последнее обстоятельство очень важно, так как показывает, что увеличение степени метаморфизма сапропелитов на этой стадии не сопровождается увеличением содержания углерода, а при некотором колебании элементного состава может показать даже его уменьшение [9].

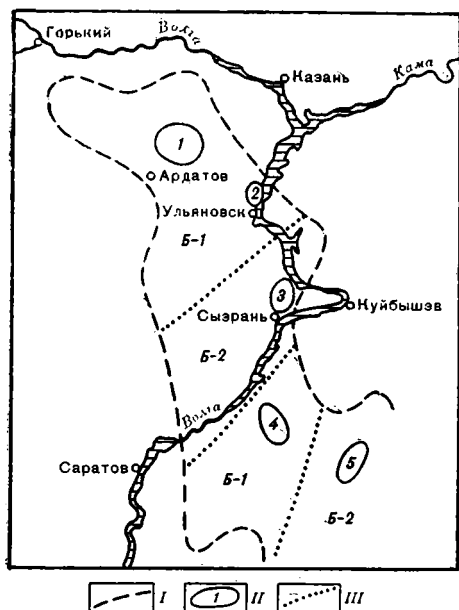
При переходе в каменноугольную стадию метаморфизма, в зоны *Д* и *Г*, как это показывают генетические линии углей и кеннелей Донбаса, начинает сильно сказываться выделение метана. К сожалению, точек для сапропелитов в этой зоне почти нет, но результаты работ О. А. Радченко [10] показали, что на высоких стадиях метаморфизма (*Ж* и *К*) различие между сапропелевым и гумусовым веществом сглаживается и далее они становятся почти неразличимыми. Это обстоятельство позволяет показать пунктиром предполагаемое положение генетических линий и на более высоких стадиях метаморфизма. Исследованиями автора [15] установлено, что метаморфические изменения бурых углей определяются давлением и скоростью погружения и только с переходом в каменноугольную стадию начинает проявляться влияние температуры. Так как метаморфизм сапропелитов и горючих сланцев на буроугольной стадии, как и бурых углей, сопровождается преимущественным выделением углекислого газа, то по аналогии можно предполагать, что метаморфизм сапропелитов и горючих сланцев на этой стадии также будет определяться давлением, т. е. максимальной глубиной погружения. При переходе в каменноугольную стадию метаморфизма начинает сказываться влияние температуры, что для горючих сланцев будет сопровождаться выделением из керогена метана и, возможно, более тяжелых углеводородов. В ряде случаев это может сопровождаться не только увеличением содержания кислорода, но и уменьшением содержания углерода [9].

Определенный интерес представляет зависимость такого важного показателя качества горючих сланцев, как выход смол от их метаморфизма. Разные авторы связывали этот показатель с различными параметрами. А. Ф. Добрянский [8] после детального анализа зависимостей — выход смол, газа и кокса от элементного состава — нашел общую зависимость выхода смол от содержания углерода. А. И. Гинзбург [5], проанализировав материалы по выходу смол разновозрастных сапропелитов и сапрогумолитов буроугольной и каменноугольной стадий метаморфизма, установила, что независимо от возраста и в меньшей степени от метаморфизма выход смол в основном определяется содержанием микрокомпонентов группы альгинита.

На фиг. 3 приведен график зависимости выхода смол из горючей массы сапропелитов и керогена горючих сланцев от их состава и степени

метаморфизма. На диаграмме состава горючих сланцев на фоне зон метаморфизма и генетических линий нанесены линии содержания в сапропелитах альгинита, с которым связывается повышенный выход смол, и показаны линии равного выхода смол. График построен схематически, так как содержание альгинита и выход смол дают сильное рассеяние точек, по-видимому, из-за тонких различий в составе сапропелитов, не нашедших своего отражения в данных анализов и характеристиках исследованных образцов. Однако общее представление о связях указанных параметров со степенью метаморфизма этот график дает. Как видно, выход смол зависит от состава сапропелита (содержание альгинита) и степени метаморфизма.

Так как в бурогольной зоне метаморфизма генетические линии параллельны линиям выделения из вещества сапропелита молекул CO_2 , то может возникнуть предположение, не связано ли увеличение выхода



Фиг. 4. Карта Волжского сланцевого бассейна

I — контур распространения горючих сланцев нижневолжского яруса юры; II — группы сланцевых месторождений: 1 — Ардатовская, 2 — Ульяновская, 3 — Сызранская (Кашпирское месторождение), 4 — месторождения Озинки, 5 — Общесызранское; III — границы зон метаморфизма

смол с обогащением органической массы водородными соединениями за счет удаления из нее углерода и кислорода. Подсчет, выполненный автором по выведенному уравнению [15], показал, что этим явлением можно объяснить только половину увеличения выхода смол, а остальной прирост — метаморфическими изменениями органической массы. Из других показателей качества сапропелитов и керогена горючих сланцев следует отметить содержание в смоле фенолов, которое связано с примесью в керогене гумусовых веществ.

Исследование смол горючих сланцев Грин Ривер [18, 17] показало, что с увеличением глубины залегания сланцев в толще мощностью более 800 м плотность смол закономерно уменьшается с 0,925 до 0,885, а количество предельных углеводов (алканов) в их составе увеличивается с 1 до 5%. Это следует связывать с воздействием температуры, так как (см. фиг. 2) данные сланцы находятся в начале каменноугольной стадии метаморфизма, где уже сказывается влияние температуры. Интересно отметить, что уменьшение плотности смол и увеличение содержания предельных углеводов

в смоле сланцев Грин Ривер находится в соответствии с аналогичным изменением плотности нефти, в частности Апшерона, и содержанием предельных углеводов в зависимости от глубины ее залегания [12]. Для горючих сланцев европейской части СССР имеющиеся данные из-за большого рассеяния точек не показывают какой-либо четкой зависимости плотности смол от степени их метаморфизма, по-видимому, низкая степень его (стадии Б-1 и Б-2) не оказала еще влияния на свойства их смол.

На фиг. 4 показана схематическая карта Волжского сланцевого бассейна, на которой изображено положение зон метаморфизма для сланцев нижневолжского яруса юры, построенных в соответствии с положением

месторождений этого бассейна на диаграмме состава горючих сланцев и зон метаморфизма (см. фиг. 2). Зона повышенного метаморфизма, протягивающаяся от Саратова к Сызрани, находится в пределах Саратовско-Ульяновского прогиба, в котором в нижне- и верхнемеловое время отмечались довольно значительные погружения, вызвавшие увеличение степени метаморфизма горючих сланцев. Вторая зона повышенного метаморфизма, занимающая восточную часть поля на границе с Казахстаном, также отвечает увеличенным прогибам в меловое время этой части территории. Возможные глубины погружения горючих сланцев Волжского бассейна в зависимости от степени их метаморфизма, подсчитанные по полученной автором формуле [14] с поправкой на плотность пород Волжского бассейна (100—400 м для зоны Б-1, 400—700 м для зоны Б-2, 700—1400 м для зоны Б-3), дают представление о максимальной глубине залегания горючих сланцев этого бассейна в соответствующей зоне.

Литература

1. Богданова М. В. Закономерности изменения бурых углей Украины в процессе углефикации.— В кн.: Вопросы метаморфизма углей и эпигенеза вмещающих пород. Л.: Наука, 1968, с. 25—36.
2. Волкова И. Б. О типах мощных пластов Канско-Ачинского бассейна.— Химия твердого топлива, 1968, № 1, с. 3—12.
3. Геология месторождений углей и горючих сланцев СССР. Т. 1, 1963, с. 297—322; т. 2, 1962, с. 262—270; т. 7, 1969, с. 389—675; т. 11, 1968, с. 582.
4. Гинзбург А. И. Петрографическая характеристика сапропелитов и сапрогумолитов.— Сов. геология, 1962, № 8, с. 62—78.
5. Гинзбург А. И. Зависимость химического состава и физических свойств сапропелитов и сапрогумолитов от содержания микрокомпонентов группы альгинита.— Литол. и полезн. ископ., 1964, № 5, с. 51—67.
6. Гинзбург А. И. Органическое вещество петрографических типов горючих сланцев.— Литол. и полезн. ископ., 1969, № 4, с. 39—52.
7. Гинзбург А. И., Явахута Г. М. Новые данные по характеристике горючих сланцев Волжского бассейна.— Химия твердого топлива, 1969, № 6, с. 49—59.
8. Добрянский А. Ф. Горючие сланцы СССР. М.: Гостоптехиздат, 1947, с. 229.
9. Неручев С. Г. Катагенез рассеянного органического вещества пород и генерация нефти и газа в процессе погружения осадков.— Докл. АН СССР, 1970, т. 194, № 5, с. 1186—1189.
10. Радченко О. А. Об особенностях химического преобразования ископаемого органического вещества различного генетического типа в процессе углефикации.— Химия твердого топлива, 1969, № 1, с. 65—75.
11. Радченко О. А., Парпарова Г. М., Лебедев Б. А., Жукова А. В., Файзулина Е. М., Шакс И. А. Об особенностях углефикации сапропелевых углей горючих сланцев и рассеянного органического вещества пород.— В кн.: Органическое вещество в геологических процессах. Л.: ВСЕГЕИ, 1975, т. 261, с. 21—38.
12. Симхаев В. З. Изменение свойств и состава нефтей продуктивных отложений Апшеронского полуострова с глубиной.— Геология нефти и газа, 1979, № 2, с. 58—61.
13. Станов В. В. Уравнение метаморфизма углей.— Докл. АН СССР, 1972, т. 207, № 5, с. 1200—1203.
14. Станов В. В. Влажность бурых углей — геологический тензометр.— Сов. геология, 1973, № 9, с. 113—122.
15. Станов В. В. Общее уравнение метаморфизма углей.— Химия твердого топлива, 1979, № 6, с. 53—64.
16. Цукерман Л. Е. Угли сапропелевого накопления в Донецком бассейне.— Тр. Харьковского н.-н. углехимического ин-та, 1939, вып. XVI—XVII, с. 21—81.
17. Robinson W. E., Cook G. L. Compositional Variations of the Organic Material of Green River Oil Shale.— U. S. Bur. Mines Rep. Inv., 1971, № 7492, p. 32.
18. Smith J. W. Stratigraphic change in organic composition demonstrated by oil specific graviti-depth correlation in Tertiary Green River oil shale.— Am. Ass. Petrol. Geol. Bull., 1963, v. 47, № 5, p. 804—813.
19. Teichmüller M. Zur Petrographie und Diagenese eines fast 200 m mächtigen Torfprofil in Quartar von Philippi (Mazedonien).— Geol. Mitteilungen, 1968, № 8, p. 65—110.

Институт литосферы АН СССР,
Москва

Поступила в редакцию
1.IV.1980

УДК 552.574 : 552.578(571.56)

РЕЛИКТОВЫЕ УГЛЕВОДОРОДЫ В УГЛЯХ РАЗЛИЧНЫХ ГРАДАЦИЙ КАТАГЕНЕЗА МОМО-ЗЫРЯНСКОЙ ВПАДИНЫ

**РАБОТНОВ В. Т., ГУЛЯЕВА Н. Д., КУЛИБАКИНА И. Б.,
АРЕФЬЕВ О. А.**

Изучено распределение реликтовых углеводородов в углях различных градаций катагенеза Момо-Зырянской впадины. Результаты исследования показывают, что закономерности относительного концентрационного распределения рассматриваемых углеводородов могут быть использованы для уточнения типа органического вещества углей и степени его катагенетической преобразованности.

В связи с открытием крупнейших газовых месторождений в районах развития угленосных формаций проблема формирования газовых залежей за счет газов угольного генезиса приобретает все большее значение. Четкое установление зоны наиболее интенсивной генерации углеводородов, уточнение поисковых критериев и повышение надежности прогноза залежей углеводородов различного состава требуют детального изучения характера эволюции органического вещества (ОВ) на различных стадиях литогенеза. При исследовании характера эволюции ОВ угленосных отложений большое значение имеет изучение входящих в их состав унаследованных от исходной биомассы компонентов. Исследования подобных реликтовых соединений с однозначной расшифровкой их химического пространственного строения становятся главенствующими в последние годы. Они дают возможность на новом современном уровне решать проблему стадийности процесса газонефтеобразования, а следовательно, и вопросы поиска залежей углеводородов. С этой точки зрения представляет интерес изучение угленосных отложений в пределах малоизученных территорий Северо-Востока СССР. Нами была поставлена задача проследить характер распределения реликтовых углеводородов (нормальных и изопреноидных алканов, тетра- и пентациклических углеводородов различного состава) в углях-гелитолитах различных градаций катагенеза Момо-Зырянской впадины (Восточная Якутия).

Впадина выполнена мощной толщей (до 10 км) верхнеюрских и нижнемеловых отложений. Угольные пласты приурочены к разрезу нижнемеловых отложений, причем наиболее преобразованное ОВ углей наблюдается в разрезах, расположенных в непосредственной близости от Илин-Тасского антиклинария [11]. Для выявления характера распределения реликтовых углеводородов изучены угли различной степени катагенетической преобразованности из разрезов Ожогинской, Селеняхской и Момской депрессий (табл. 1). Углеводородную фракцию выделяли из хлороформенного экстракта адсорбционной хроматографией на силикагеле. Идентификацию нормальных и изопреноидных алканов проводили методом капиллярной газожидкостной хроматографии на хроматографе ЛХМ-8МД-4 ($d=0,25$; $l=30$ м, режим линейного программирования температуры, фаза — апиезон L , газ-носитель — водород). Тетра-

Характеристика углей Моно-Зырянской впадины

Свита	Район	ОСВ 20·R ^a , %	Стадия углефикации	Градация катагенеза
Буоркемюсская	Селенняхская депрессия	79	Г	МК ₂
Сияльская		97	К	МК ₁
Ожогинская		102	ОС	МК ₅
»		—	А	АК ₃
Сияльская	Зырянская депрессия	78	Г	МК ₂
»		79	Г	МК ₂
Ожогинская		86	Ж	МК ₃
»		96	К	МК ₄
Сияльская	Момский прогиб	91—97	К	МК ₄
Ожогинская		112	ОС	МК ₅

и пентациклические углеводороды проанализированы методом хромато-масс-спектрометрического анализа. Индивидуальные полициклические углеводороды, находящиеся в пиковых концентрациях в углеводородной фракции 450°С — к. к., идентифицированы при расшифровке с помощью масс-спектров хроматограмм углеводородных фракций, выделенных из углей различных градаций катагенеза. Масс-спектры регистрировали на приборе ЛКБ-2091 (энергия ионизации электронов 70 эВ, температура ионного источника 250°С, условия хроматографирования: капиллярная колонка $l=15$ м, $d=0,25$, давление газа-носителя $He=1,4$ кгс/см², температура хроматографирования 290°С, фаза — апиезон L).

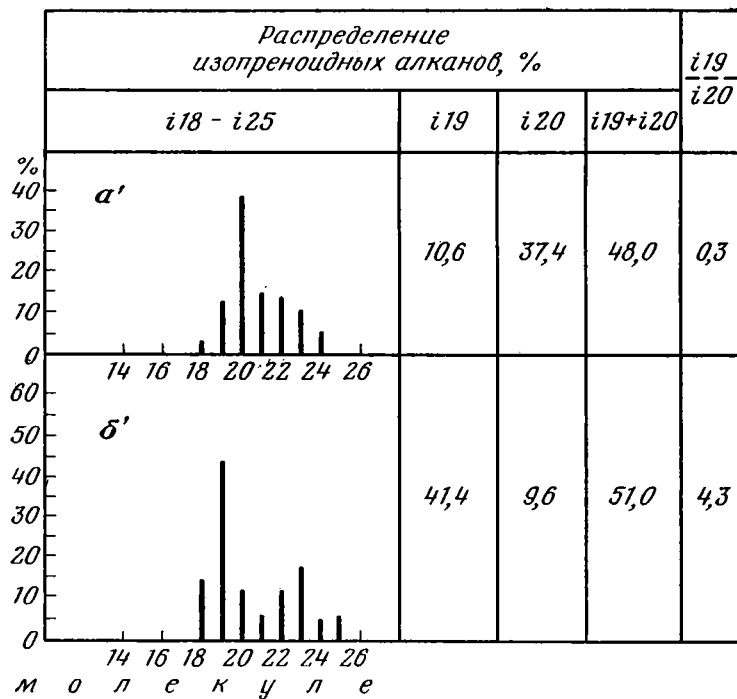
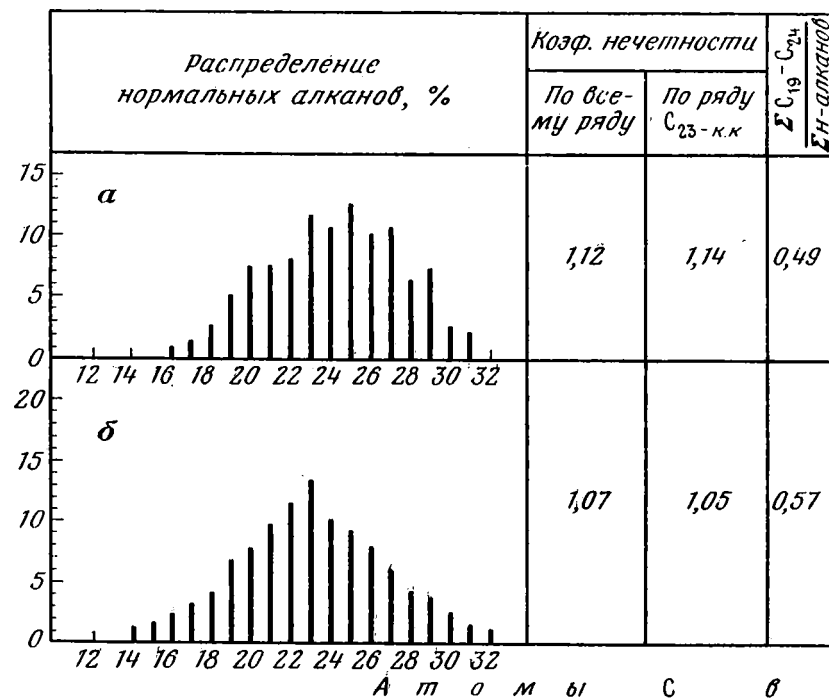
Проведенное ранее [6] изучение относительного концентрационного распределения нормальных и изопреноидных алканов в углях Моно-Зырянской впадины выявило возможность использования полученных данных для определения направленности преобразования ОВ углей на различных градациях катагенеза. С помощью сравнительного анализа соотношений n -алканов и изопреноидов углей Моно-Зырянской впадины (табл. 2) и Донбасса [5] оказалось возможным применить полученные количественные параметры для определения стадии катагенеза углей, для которых не удастся определить ее другим методом. Так, один из образцов Селенняхской депрессии, для которого не удалось определить отражательную способность витринита (ОСВ), был отнесен к антрацитовой стадии, что не противоречит геологическим данным. Однако следует отметить, что в отличие от углей Донецкого бассейна для некоторых углей ожогинской свиты (стадий углефикации Ж и ОС) Селенняхской и Зырянской депрессий наблюдается заметное увеличение концентрации низкомолекулярных алканов ($C_{n.k.} — C_{18}$). Подобное увеличение концентрации низкомолекулярных алканов для рассеянного [7] и концентрированного [4] ОВ сапропелевого типа отмечалось ранее. Правоммерно предположить привнесение некоторого количества сапропелевого исходного вещества в отложения ожогинской свиты, что, вероятно, и обуславливает изменение концентрационного распределения n -алканов по сравнению с витринитовыми углями соответствующих стадий Донецкого бассейна. Особенно убедительно подтверждается это в образце ожогинской свиты, отобранном на р. Мома, в котором среди изопреноидов максимальной концентрации достигает фитан (фиг. 1), что является отличительной чертой концентрированного ОВ сапропелевого типа [10].

Кроме изучения распределения нормальных и изопреноидных алканов с целью уточнения типа исходного ОВ, нами были проанализированы ИК-спектры поглощения хлороформенных битумоидов (фиг. 2), выделенных из углей ожогинской (р. Мома) и сияльской свит (р. Тихон-

Таблица 2

Относительное распределение изопреноидных алканов в углях Момо-Зырянской впадины

Свита	Район	Стадия углефика- ции	Относительное распределение изопреноидов, %												$\frac{i_{19} + i_{20}}{n-17 + n-18}$	$\frac{i_{19}}{n-17}$	$\frac{i_{20}}{n-18}$
			число атомов углерода в молекуле														
			15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25				
Буоркемюсская Сияпская Ожогинская »	Селенняхская депрессия	Г	—	—	—	6,2	80,5	9,7	1,8	0,9	0,9	—	—	11,3	30,3	1,8	
		К	—	—	—	7,7	38,5	7,7	15,4	23,0	7,7	—	—	0,04	0,1	0,01	
		ОС	—	—	—	—	77,0	23,0	—	—	—	—	—	0,1	0,1	0,04	
		А	—	—	—	15,0	53,3	21,7	5,0	1,7	3,3	—	—	1,4	1,6	1,1	
Сияпская » Ожогинская »	Зырянская депрессия	Г	—	27,2	—	5,8	48,6	8,7	2,8	2,8	1,2	1,7	1,2	1,7	3,0	0,5	
		Г	5,4	11,9	—	10,1	64,9	4,7	1,2	1,2	0,6	—	—	7,8	21,8	0,8	
		Ж	—	—	—	—	83,4	12,6	—	—	—	—	—	0,2	0,2	0,1	
		К	—	—	—	—	68,0	32,0	—	—	—	—	—	0,1	0,1	0,1	
Сияпская Ожогинская	Момский прогиб	К	—	—	—	13,4	41,4	9,5	4,5	12,0	14,7	2,6	1,9	0,6	1,1	1,2	
		ОС	—	—	—	1,3	10,6	37,4	14,1	11,0	1,2	5,3	10,1	3,1	2,4	3,4	



Фиг. 1. Относительное концентрационное распределение нормальных и изопrenoидных алканов углей р. Мома (а) — ОС(МК₅); р. Тихон-Юрях (б) — К(МК₄)

Юрях). Как видно из фиг. 2, основные полосы поглощения хлороформенного битумоида угля, отобранного в отложениях сяляпской свиты, аналогичны характеристическим частотам ИК-спектра поглощения гумусового угля соответствующей стадии углефикации [3]. В ИК-спектре поглощения хлороформенного битумоида угля р. Мома наблюдаются достаточно интенсивные полосы поглощения в области 3400 и 1700 см^{-1} , обусловленные поглощением кислородсодержащих функциональных групп, а также полоса поглощения 720 см^{-1} , которая характеризует колебания метиленовых групп ($-\text{CH}_2-$), количество которых в цепи равно или превышает 4 [9]. Наличие полос поглощения, обусловленных кислородсодержащими функциональными группами, и отсутствие полос поглощения в области $700\text{--}900\text{ см}^{-1}$, характеризующих внеплоскостные деформационные колебания ароматических $\text{C}-\text{H}$ -связей, заметным образом отличает ИК-спектр битумоида угля р. Мома от гумусового угля

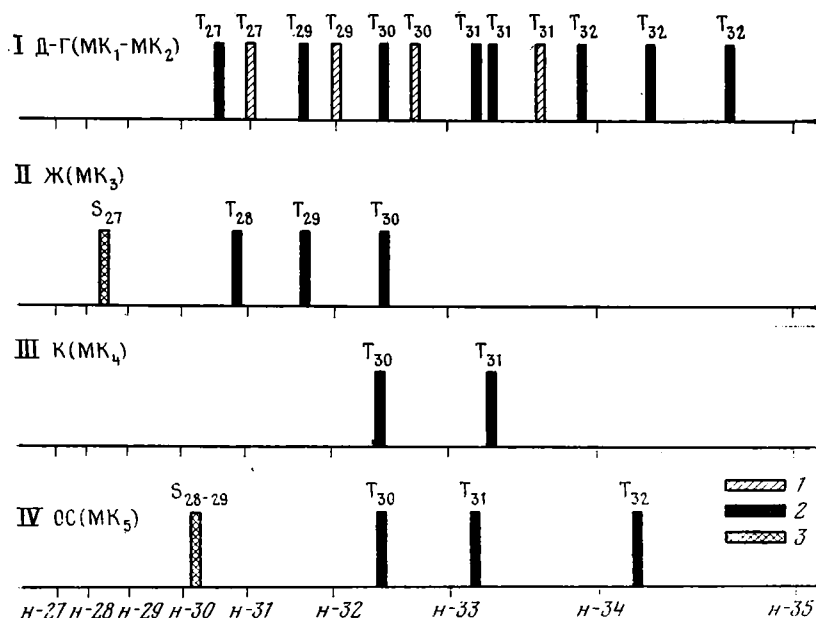


Фиг. 2. ИК-спектры хлороформенных битумоидов
а — уголь р. Мома, ОС(МК₅); б — уголь р. Тихон-Юрях, К(МК₄)

соответствующей стадии углефикации. Это дает основание предполагать различную природу исходного органического вещества углей сяляпской и ожогинской свит Момского прогиба. Таким образом, изучение ИК-спектров хлороформенных битумоидов, а также сравнительный анализ закономерностей распределения нормальных и изопреноидных алканов в углях Момо-Зырянской впадины с хорошо изученными углями Донбасса позволили уточнить тип органического вещества этих углей. Наличие сдвига концентрационного максимума в сторону относительно низкомолекулярных парафинов ($\text{C}_{\text{н.к.}}-\text{C}_{18}$), преобладание фитана над пристаном в углях ожогинской свиты, вероятно, свидетельствует о существенной примеси в них органического вещества сапропелевого типа, что подтверждается особенностями осадконакопления нижних горизонтов мела [11].

При анализе концентрационного распределения нормальных и изопреноидных алканов обращает внимание высокое значение отношения (21,8 и 30,3) пристана к нормальному алкану, выкипающему в том же температурном интервале в двух образцах Момо-Зырянской впадины (см. табл. 2). Подобную величину этого отношения мы наблюдали для угля стадии Д Донецкого бассейна. По величине отражательной способности витринита оба рассматриваемых образца отнесены к стадии углефикации Г (значение $10 \cdot R^a$ составляет 79%). Учитывая колебания значений отражательной способности витринита для стадий Д и Г [1, 2, 8] правомерно высказать предположение, что эти образцы Момо-Зырянской

впадины близки по степени углефикации к длиннопламенной. Для подтверждения данного вывода проведено изучение структурных и стереохимических особенностей полициклических насыщенных соединений методом хромато-масс-спектрометрического анализа. Распад углеводородов различного строения под влиянием электронного удара отличается большой специфичностью в отношении как структурных, так и стереохимических особенностей молекулы. Как показано в работах по масс-спектрометрии насыщенных тритерпанов [12—15], соотношение интенсивностей ионов А и Б характеризует тип сочленения колец Д и Е, т. е. конфигурацию 17-го углеродного атома. Известно, что гопаны, выделенные из природных соединений (так называемые «биохопаны»), характеризуются транс-сочленением всех колец (конфигурация 17βН, 21βН). В отличие от природных гопанов в ОБ каустобиолитов часто преобладают стереохимически преобразованные углеводороды (так называемые «нефтяные»



Фиг. 3. Унифицированные хроматограммы углеводородных фракций углей различных стадий углефикации

I — Д — Г(sl); II — Ж(og); III — К(sl); IV — ОС(og). Пентациклы (T₂₇—T₃₂) насыщенные: 1 — с конфигурацией 17βН, 21βН, 2 — с конфигурацией 17αН, 21βН; 3 — тетрациклы стеранового ряда (S₂₇₋₂₉). n-31 — n-35 — места хроматографического элюирования n-алканов с соответствующим числом атомов углерода в молекуле

гопаны), которые, сохраняя транс-сочленение колец А, В и С, Д, имеют цис-сочленение колец Д и Е (конфигурация 17αН, 21βН). Для «биохопанов» отношение интенсивностей ионов Б к А всегда больше единицы, для нефтяных меньше. Эти различия в масс-спектрометрическом поведении «био» и «нефтяных» гопанов используются для диагностики гопанов с конфигурацией 17αН, 21βН и 17βН, 21βН.

На основании данных хромато-масс-спектрометрического анализа в углеводородных фракциях углей Момо-Зырянской впадины обнаружены тетра- и пентациклические углеводороды различного молекулярного веса, строения и стереохимических особенностей (фиг. 3). Гопаны С₂₇—С₃₂ с цис- и транс-сочленением колец Д/Е установлены в угле, отобранном из отложений сяпской свиты Зырянской депрессии. Гопан С₃₁ идентифицирован как смесь двух диастереомеров, различающихся конфигурацией атома углерода С₂₂ [12]. Это свидетельствует о том, что

в процессе катагенетических преобразований ОВ рассматриваемого угля происходит не только изомеризационное превращение исходных биомолекул (*транс*-сочленение изменяется на *цис*-), но и эпимеризация хирального центра у C₂₂. Ненасыщенные пентациклы в данном образце угля, который по отражательной способности витринита следует отнести к стадии углефикации Г, не обнаружены. Учитывая ранее проведенное изучение распределения пентациклических углеводородов различного строения и стереохимических особенностей в углях, подобное распределение пентациклов (отсутствие ненасыщенных пентациклов, идентификация «биоопанов») соответствует стадии углефикации Д. В углеводородной фракции, выделенной из углей более высоких стадий углефикации (Г, Ж), обнаружены только стереохимически преобразованные углеводороды с конфигурацией 17 α H, 21 β H, которые наблюдаются и в нефтях.

В углях ожогинской свиты, кроме пентациклических соединений, идентифицированы тетрациклы гомологического ряда стеранов с различным числом атомов углерода в молекуле (C₂₇—C₂₉). Это может служить подтверждением высказанного на основании анализа распределения изопреноидных алканов предположения об ином характере исходного биоматериала ожогинской свиты по сравнению с ОВ вышележащих отложений (br, sl). Следует отметить, что стереохимическое строение обнаруженных стеранов аналогично стеранам, идентифицированным в нефтях ($\frac{m/e\ 217}{m/e\ 218} > 1$).

Таким образом, выявленные закономерности распределения реликтовых углеводородов в ОВ углей могут быть использованы как дополнительный диагностический признак при уточнении типа органического вещества и степени его катагенетической преобразованности, что необходимо для оценки потенциальных возможностей угленосных отложений в пределах малоизученных регионов, к каким относится Момо-Зырянская впадина.

Литература

1. Аммосов И. И., Еремин И. В., Калмыков Г. С. Проблемы геологии нефти. М.: Недра, 1971, вып. 2, с. 158—174.
2. Вассоевич Н. Б. Происхождение нефти.— Вестн. МГУ. Геология, 1975, № 5, с. 3—23.
3. Глебовская Е. А., Иванцова В. В., Бабицкова Н. И., Калмыков М. С. и др. Эталонные ИК-спектры поглощения битумоидов для диагностики стадий метаморфизма органического вещества пород и углей.— В кн.: Исследование катагенетических превращений органического вещества, 1974, вып. 353, с. 26—34. (Тр. ВНИГРИ).
4. Гуляева Н. Д., Арефьев О. А., Петров Ал. А. Закономерности распределения нормальных и изопреноидных алканов в горючих сланцах.— Химия твердого топлива, 1977, № 6, с. 25—31.
5. Гуляева Н. Д., Арефьев О. А., Емец Т. П., Соколов В. Л., Петров Ал. А. Закономерности распределения нормальных и изопреноидных алканов в гумусовых углях.— Химия твердого топлива, 1978, № 1, с. 45—51.
6. Гуляева Н. Д., Работнов В. Т., Кулибакина И. Б., Елагина Н. Н. Нормальные и изопреноидные алканы в углях различных стадий катагенеза Момо-Зырянской впадины.— Литол. и полезн. ископ., 1978, № 3, с. 89—95.
7. Конторович А. Э. и др. Органическая геохимия мезозойских нефтегазоносных отложений Сибири.— Тр. СНИИГГИМСа, 1974, вып. 164, с. 189.
8. Методика разведки угольных месторождений Донецкого бассейна. М.: Недра, 1972, с. 339.
9. Наканиси К. Инфракрасные спектры и строение органических соединений. М.: Мир, 1965, с. 209.
10. Петров Ал. А., Арефьев О. А., Гуляева Н. Д. Сравнительное исследование реликтовых углеводородов каустобиолитов и рассеянного органического вещества.— В кн.: Органическое вещество в современных и ископаемых осадках. IV семинар. Тез. докл. М.: 1974, с. 93—94.
11. Работнов В. Т., Шишенина Е. П., Хобот М. Р. Литолого-геохимические предпосылки нефтегазоносности Момо-Зырянской впадины (Восточная Якутия).— Геология, методы поисков и разведки месторождений нефти и газа. М.: ОНТИ ВИЭМС, 1976, с. 1—24 (Экспресс-информация ВИЭМС, № 6).
12. Ensminger A., Van Dorsselaer A., Spyckorelle Ch., Albrecht P., Ourisson G. Penta-cyclic triterpenes of the hopane type as ubiquitous geochemical markers origin and

significance.— In: *Advances in Organic Geochemistry 1973*. Paris: Edition Technip, 1974, p. 245—260.

13. *Kimble B. J., Maxwell J. R., Philp R. P., Eglinton G., Albrecht P., Ensminger A., Aprino P., Ourisson G.* Tri- and tetraterpenoid hydrocarbons in the Messel oil shale.— *Geochim. et cosmochim. acta*, 1974, v. 38, p. 1165—1181.
14. *Kimble B. J., Philp R. P., Maxwell J. R., Eglinton G.* Identification of steranes and triterpanes in geolipid extracts by high-resolution gas chromatography and mass-spectrometry.— *Chem. Geol.*, 1974, v. 14, p. 173—198.
15. *Whitehead E. V.* The structure of petroleum pentacyclanes.— In: *Advances in Organic Geo-Chemistry, 1973*. Paris: Editon Technip, 1974, p. 225—243.

ВНИИГАЗ

г. Видное Московской области

Поступила в редакцию

23.IX.1980

УДК 550.4 : 551.79 : 546.18

О ПОВЕДЕНИИ ФОСФОРА В ЖЕЛЕЗОМАРГАНЦЕВЫХ МИКРО- И МАКРОКОНКРЕЦИЯХ ОКЕАНА

СЕВАСТЬЯНОВА Е. С.

В результате изучения распределения фосфора по размерным фракциям эвпелагических глин установлено высокое (до 3%) содержание Р в Fe-Мп-микроконкрециях, на которые может приходиться до 20—30% Р_{вал.} Минеральный Р, ассоциирующий с Fe в океанских осадках, — аналог марганца в океанском седиментогенезе. Резкое понижение количеств Р в океанских ЖМК по сравнению с морскими вызвано падением содержания Fe и частичной нейтрализацией марганцем активности Fe как концентратора фосфора.

Установлено, что в глубоководных морских и океанских осадках рассеянный фосфор находится в тесной ассоциации с реакционноспособным железом. В окислительных кремнисто-глинистых и радиоляриевых илах, а также в миопелагических глинах Индийского океана Fe(III) является основным элементом-носителем фосфора [13]. Этот же компонент играет роль элемента-концентратора фосфора в диагенетических процессах [3, 12]. В тех случаях, когда в восстановленных отложениях преобладающей формой подвижного железа является Fe(II), не связанное в аутигенных сульфидах и силикатах, фосфор накапливается совместно как с Fe(III), так и с Fe(II) [12]. Особенно ярко проявляется связь Р с Fe(II) в осадках впадин Балтийского моря, где обнаружен диагенетический вивианит [2, 5]. Высокие содержания фосфора в металлоносных океанских осадках также обусловлены активным сорбционным взаимодействием фосфат-ионов придонных вод со слабо раскристаллизованной гидроокисью железа [19—21]. Четкая геохимическая связь между Р и Fe установлена в морских оолитовых железных рудах [1, 15, 17]. В связи с изложенным представляется интересным рассмотреть поведение фосфора в процессе аутигенного рудообразования — при формировании океанских железомарганцевых микроконкреций (ЖМК) и макроконкреций (ЖМК).

Материалом для настоящей работы послужили эвпелагические глины с микроконкрециями, вскрытые в 58-м рейсе н.и.с. «Витязь» колонкой ст. 7414 на склоне небольшой депрессии на границе Западно-австралийской котловины и восточных предгорий Восточно-Индийского хребта. Абсолютный возраст глин составляет 3—5 млн. лет [10]. Эвпелагические глины, представляющие собой плотные вязкие коричневые илы, лишённые кремнистых биогенных остатков, характеризуются стабильным составом глинистых минералов. К эвпелагическим глинам Австралийской провинции приурочены высокие содержания монтмориллонита (>50%), которые сохраняются в разрезе колонок. В подчиненных количествах присутствуют гидрослюда, каолинит, гидроокислы железа и марганца. Алевролитовая составляющая содержит многочисленные кристаллы филлипсита, железомарганцевые микроконкреции, палагонит,

Распределение фосфора по гранулометрическим фракциям эвпелагических глин, %
(ст. 7414)

Фракции, мм	Содержание фракции в осадке	Содержание фосфора во фракции	Содержание фракции в осадке	Содержание фосфора во фракции	Содержание фракции в осадке	Содержание фосфора во фракции
	Проба I, горизонт 40—45 см		Проба II, горизонт 175—180 см		Проба III, горизонт 245—250 см	
>0,1	0,55	0,537	4,79	0,794	1,49	1,552
0,1—0,05	0,28	2,043	0,56	4,034	0,54	2,978
0,05—0,01	10,68	0,917	6,20	3,558	3,51	4,475
0,01—0,005	—	—	—	—	—	—
0,005—0,001	—	—	21,83	0,279	—	—
<0,001	88,49	0,103	66,62	0,100	94,46	0,279

Таблица 2

Абсолютные и относительные вклады фракций $\geq 0,01$ мм в валовое содержание фосфора (ст. 7474)

Горизонт, см	Вклады фракций в $R_{\text{вал}}$				$\Sigma R_{\text{фракций}}$	$R_{\text{вал}}, \%$	$\frac{\Sigma R_{\text{фр}}}{R_{\text{вал}}}$
	Абсолютное количество фосфора, %		Относительный вклад, %				
	>0,01 мм	<0,01 мм	>0,01 мм	<0,01 мм			
40—45	0,107	0,091	54	46	0,198	0,202	0,98
175—180	0,282	0,128	69	31	0,410	0,403	1,02
240—245	0,196	0,264	43	57	0,460	0,457	1,01

обломки измененных базальтов, плагиоклазы, моноклинные пироксены, бесцветное стекло, костный детрит [11].

Для исследования отобраны пробы с трех горизонтов колонки. Выделение размерных фракций осадков проводилось в лаборатории гранулометрического анализа ИО АН СССР по стандартной методике [7]. Определение содержания в валовых пробах и гранулометрических фракциях выполнено автором методом разложения в плавиковой и азотной кислотах с объемным окончанием после осаждения фосфоромолибдата аммония. Содержание Р в каждой пробе естественного осадка сравнивалось с суммой вкладов фракций в общее количество Р в пробе (табл. 1, 2). Значения $R_{\text{вал}}$ и $\Sigma R_{\text{фр}}$ практически совпадают. Следовательно, в процессе выделения фракций естественное распределение Р по гранулометрическому спектру не нарушилось. В составе фракций >0,01 мм содержание ЖММК меняется от 10—25% в мелком алеврите, до 70% в крупном и до 80% в песчаной составляющей. В мелком алеврите также находится до 50% филлипсита. Количество костного детрита в крупном алеврите не превышает 3%, в мелком алеврите проб II и III возрастает до 10%. Во всех фракциях >0,01 мм содержатся различные минеральные зерна, которые, как правило, являются ядрами ЖММК.

Представляется интересным оценить вклад ЖММК в содержание Р во фракциях и валовых пробах. Отбор достаточного количества мономинеральных составляющих для прямого определения затруднителен. Поэтому нами предпринята попытка косвенной оценки этих величин путем введения поправок на «обломочный», «филлипситовый» и «костный» фосфор, представленных в табл. 3. Поскольку особенности минерального состава глубоководных осадков восточной части Индийского океана не зависят от типа, но в то же время обнаруживается закономерная приуроченность различных минералов к определенным формам донного рельефа, за величину «обломочного» Р во избежание недооцен-

Оценка содержаний фосфора в некоторых компонентах крупных фракций

№ станций	Горизонт, см	Содержание фосфора в гранулометрических фракциях миоцеллагических глин, %		
		> 0,1 мм	0,1—0,05 мм	0,05—0,01 мм
7415	10—15	—	—	0,525
7417	35—40	0,203	0,105	0,269
7422	50—55	0,217	0,340	0,392
Поправки на содержание фосфора в				
минеральных зернах		0,217	0,340	0,525
филлипсите		—	—	0,100
костном детрите		—	0,373	1) *—;
Содержание во фракции Р,		0,217	0,713	2) 1,240
не связанного с Fe-Мп-микро-				1) * 0,625;
конкрециями				2) 1,865

* 1) Поправка на «костный» фосфор для пробы I, 2) то же для проб II и III.

Таблица 4

Оценка вклада микроконкреций в содержание фосфора во фракциях и валовых пробах, %

Горизонт, см	Вклад ЖММК в содержание фосфора во фракции >0,01 мм			Суммарный вклад ЖММК фракций >0,01 мм в валовое содержание Р
	>0,1 мм	0,1—0,05 мм	0,05—0,01 мм	
40—45	$\frac{0,320}{32}$	$\frac{1,330}{65}$	$\frac{0,292}{32}$	$\frac{0,037}{19}$
173—180	$\frac{0,057}{7}$	$\frac{3,321}{82}$	$\frac{1,693}{48}$	$\frac{0,127}{31}$
245—250	$\frac{1,335}{86}$	$\frac{2,265}{76}$	$\frac{2,610}{58}$	$\frac{0,111}{24}$

Примечание. В числителе указан абсолютный вклад, в знаменателе — относительный вклад.

ки взято его максимальное содержание в крупных фракциях миоцеллагических глин, которые, как и эвцеллагические, отобраны в непосредственной близости от повышений донного рельефа [10], однако в них отсутствуют ЖММК, филлипсит и костный детрит. Оценка «филлипситового» фосфора сделана по наибольшему содержанию Р в филлипситах тихоокеанских отложений — 0,200% [8, с. 94]. Поправка на «костный» Р введена по среднему содержанию элемента в костном веществе, равному 12,4% [18]. При вычитании поправок (см. табл. 3) из содержаний Р во фракциях (см. табл. 1) устанавливается количество его, приходящееся на рудное вещество Fe-Мп-микроконкреций (табл. 4). Во фракции >0,1 мм расчетное количество Р, приходящееся на ЖММК, как правило, меньше, чем в алевритовых составляющих, поскольку рудное вещество представлено корочками на минеральных зернах и по массе в песчаной размерности невелико. Низкое значение Р в мелком алеврите пробы I обусловлено небольшим количеством ЖММК (<10%). В изученных пробах эвцеллагических глин вклад фосфора ЖММК в валовое содержание Р весьма значителен: от 20 до 30% (см. табл. 4). В каждом конкретном случае величина вклада обусловлена количеством ЖММК во фракции и содержанием фракции в осадках. Высокие значения содержаний фосфора в Fe-Мп-микроконкрециях (до 3,3%) обусловлены, по-видимому, тем, что при их образовании тонкодисперсные соединения Fe(III)

Соотношения содержаний фосфора, железа и марганца в морских и океанских железомарганцевых конкрециях

Химические элементы, %	Черное море [3] (15 определений)	Индийский океан [6] (10 определений)	Тихий океан [14] (30 определений)	Отношения средних значений	
				Черное море Индийский океан	Черное море Тихий океан
P	$\frac{0,81-1,59}{1,10}$	$\frac{0,20-0,28}{0,25}$	$\frac{0,07-0,28}{0,18}$	4,4:1	6,1:1
Fe	$\frac{18,3-36,6}{26,5}$	$\frac{11,8-16,0}{12,7}$	$\frac{5,8-19,0}{11,6}$	2,1:1	2,3:1
Mn	$\frac{1,4-14,0}{6,8}$	$\frac{9,6-22,1}{17,9}$	$\frac{3,8-25,4}{14,8}$	1:2,6	1:2,2
P/Fe	$\frac{0,036-0,046}{0,041}$	$\frac{0,015-0,20}{0,019}$	$\frac{0,008-0,30}{0,016}$	2,1:1	2,6:1
Mn/Fe	$\frac{0,04-0,76}{0,29}$	$\frac{0,81-1,86}{1,42}$	$\frac{0,19-4,36}{1,45}$	1:4,9	1:5,0

Примечание. В числителе указаны пределы содержаний химических элементов; в знаменателе—средние значения.

и поступивший с ними в осадки P стягиваются в малый объем, т. е. происходит совместное концентрирование компонентов.

Следует отметить, что в изученных пробах существенный вклад в $P_{\text{вал}}$ вносят пелитовые составляющие (см. табл. 2), при этом во фракциях, обогащенных Fe(III), содержится намного больше фосфора (0,28%), чем во фракциях, обедненных этим компонентом (0,10%). Кроме того, установлено, что количество фосфора, связанное в тонких фракциях с глинистыми минералами, относительно невелико [20]. Следовательно, и в эвпелагических глинах основным элементом-носителем фосфора является Fe(III), как находящееся в тонких фракциях, так и входящее в состав ЖММК. Связанный с Fe(III) фосфор гидрогенин [13], т. е. реакционноспособен и, как следует из вышеизложенного, преобладает в $P_{\text{вал}}$ изученных проб. В случае значительного обогащения эвпелагических глин костным детритом возрастает доля нереакционноспособного фосфора, но абсолютная величина части P, связанной с Fe(III), может оставаться довольно высокой. В тех разностях эвпелагических глин, где в крупных фракциях преобладают Fe-Mn-микроконкреции, они служат существенным концентратором фосфора.

Известно, что в океанских осадках у большинства химических элементов наблюдается тенденция роста содержаний в пелагическом направлении. Особенно ярко эта особенность поведения выражена у марганца. Рост содержаний сопровождается увеличением гидрогенин, т. е. легкоподвижной доли элементов [16]. Фосфор, связанный с Fe(III), проявляет аналогичную закономерность вплоть до миопелагических глин [13] и, как показано в настоящей работе, сохраняет ту же тенденцию в эвпелагических глинах. Отличие фосфора от элементов группы марганца, заключающееся в том, что некоторая, иногда весьма заметная доля $P_{\text{вал}}$, содержится в костном детрите [4, 8, 16], не изменяет характера поведения той части элемента, которая ассоциирует с Fe(III). Большое количество костного детрита в осадках лишь увеличивает валовое содержание фосфора и затушевывает особенности поведения части P, связанной с Fe(III).

Высокая степень корреляции P и Fe в морских [3] и океанских ЖММК [4, 6] отражает генетическую связь этих элементов. Железо в конкрециях является элементом-концентратором фосфора. В табл. 5 приведены данные, характеризующие разброс содержаний и средние значения фос-

фора ($\bar{P}$), железа ($\bar{Fe}$) и марганца ($\bar{Mn}$) в морских и океанских ЖМК. Изменения $\bar{Fe}$ и $\bar{Mn}$ при переходе от морских к океанским ЖМК закономерны, одинаково интенсивно проявлены, но разнонаправлены: значения $\bar{Fe}$ примерно вдвое падают, а $\bar{Mn}$ повышаются в той же степени. Среднее содержание P при этом уменьшается в 4—6 раз, т. е. пропорционально не только уменьшению содержания элемента-носителя, но и одновременно — увеличению количества марганца. Доля фосфора, приходящаяся на единицу массы железа, падает в океанских ЖМК более чем в 2 раза по сравнению с морскими. При этом отношение Mn/Fe возрастает в 5 раз. По-видимому, соединения марганца в процессе роста ЖМК обладают большим сродством с гидроокислами Fe, чем фосфор, и в некоторой степени нейтрализуют активность $Fe(III)$ как концентратора P. В этой связи изучение распределения фосфора по гранулометрическому спектру эвпелагических глин дает основания считать, что часть этого элемента, ассоциирующая с железом, т. е. минеральный фосфор, является аналогом марганца в океанском седиментогенезе. Вероятно, это обстоятельство — одна из причин, по которой в процессе роста ЖМК марганец проявляет себя как конкурент фосфора по отношению к железу, выполняющему в данном случае роль общего элемента-концентратора.

ВЫВОДЫ

Железомарганцевые микроконкреции содержат значительные количества фосфора, что обусловлено совместным концентрированием с элементом-носителем, тонкодисперсным гидроокисным железом при стягивании в малый объем. Железомарганцевые микроконкреции вносят заметный, иногда значительный вклад в валовое содержание фосфора в эвпелагических глинах. Фосфор, ассоциирующий с $Fe(III)$ во всех фракциях эвпелагических глин, ведет себя как аналог марганца в океанском седиментогенезе. Присутствие костного детрита затухивает это обстоятельство. Резкое уменьшение содержания фосфора в океанских железомарганцевых конкрециях по сравнению с морскими при значительном росте отношения Mn к Fe происходит не только из-за падения содержания железа, но также из-за частичной нейтрализации марганцем активности железа как концентратора фосфора.

Литература

1. Архангельский А. Д., Копченова Е. З. К познанию химического состава железных руд СССР, — Тр. Ин-та геол. и минерал. М., ОНТИ, 1935, вып. 2, с. 65.
2. Блажущий А. И. Минеральный состав донных осадков. — В кн.: Геология Балтийского моря. Вильнюс: Моклас, 1976, с. 221—254.
3. Волков И. И., Севастьянов В. Ф. Перераспределение химических элементов в диагенезе осадков Черного моря. — В кн.: Геохимия осадочных пород и руд. М.: Наука, 1968, с. 134—182.
4. Волков И. И., Севастьянова Е. С., Яголинская Т. А. Фосфор в осадках северо-западной части Тихого океана. — Геохимия, 1974, № 9, с. 1297—1309.
5. Емельянов Е. М. Литолого-геохимическая экспедиция в Балтийском море на и/с «Профессор Добрынин». — Океанология, 1977, т. XVII, вып. 4, с. 750—752.
6. Исаева А. Б. Химический состав железомарганцевых конкреций Индийского океана. — Литол. и полезн. ископ., 1967, № 3, с. 43—56.
7. Петелин В. П. Новый метод водного механического анализа морских осадков. — Океанология, 1961, т. I, вып. 1, с. 141—148.
8. Литология и геохимия осадков Тихого океана. — Тр. ГИН АН СССР, 1979, вып. 334, с. 259.
9. Свальнов В. Н., Рудакова А. Н. Минералогические исследования на полигонах в Индийском океане. — Океанология, 1978, т. XVIII, вып. 4, с. 660—670.
10. Свальнов В. Н., Скорнякова Н. С., Линькова Т. И., Дмитриенко О. Б. и др. Литолого-стратиграфическое расчленение осадков на профиле от Зондского архипелага до Восточно-Индийского хребта. — Океанология, 1978, т. XVIII, вып. 5, с. 871—879.
11. Свальнов В. Н., Шевченко А. Я. К вопросу о распределении глинистых минералов в осадках восточной части Индийского океана. — Океанология, 1977, т. XVII, вып. 5, с. 855—861.

12. Севастьянова Е. С., Головина М. С., Пилипчук М. Ф. Перераспределение фосфора в верхнечетвертичных осадках Ионического моря.— Океанология, 1979, т. XIX, вып. 4, с. 666—673.
13. Севастьянова Е. С., Свальнов В. Н. Содержание фосфора в глубоководных осадках восточной части Индийского океана.— Океанология, 1978, т. XVIII, вып. 6, с. 1042—1048.
14. Скорнякова Н. С., Андрущенко Н. Ф. Железомарганцевые конкреции в Тихом океане.— В кн.: Тихий океан. Осадкообразование в Тихом океане. Т. 2. М.: Наука, 1970, с. 202—268.
15. Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. Т. I. М.: Изд-во АН СССР, 1960, с. 211.
16. Страхов Н. М., Волков И. И., Лисицына Н. А. К познанию механизма распределения элементов в Тихом океане.— Литол. и полезн. ископ., 1973, № 3, с. 3—28.
17. Холодов В. Н. Осадочный рудогенез и металлогения ванадия.— Тр. ГИН АН СССР, 1973, вып. 251, с. 275.
18. Шишкина О. В., Павлова Г. А. Иод в фосфоритовых конкрециях и костном фосфате современных осадков шельфа.— Геохимия, 1973, № 10, с. 1573—1577.
19. Berner R. A. Phosphate removal from sea water by adsorption on volcanogenic ferric oxides.— Earth and Planet. Sci. Lett., 1973, v. 18, p. 77—86.
20. Bloch S. Phosphorus distribution in smectite bearing basal metalliferous sediments.— Chem. Geol., 1978, v. 22, p. 353—359.
21. Froelich P. N., Bender M. L., Heath G. R. Phosphorus accumulation rates in metalliferous sediments on the East Pacific Rise.— Earth and Planet. Sci. Lett., 1977, v. 34, p. 351—359.

Южное отделение Института
океанологии АН СССР,
г. Геленджик

Поступила в редакцию
6.IV.1981

УДК 550.86 : 553.64 : 551.781.43 (575.1)

**О РОЛИ НАНОПЛАНКТОНА В ОБРАЗОВАНИИ
СРЕДНЕЭОЦЕНОВОЙ ФОСФОРИТОНОСНОЙ ФОРМАЦИИ
ЦЕНТРАЛЬНЫХ КЫЗЫЛКУМОВ**

ШАБАНИНА Н. В., БОЙКО В. С., ЖУРАЕВ Ш., ЖУРАВЛЕВ Ю. П.

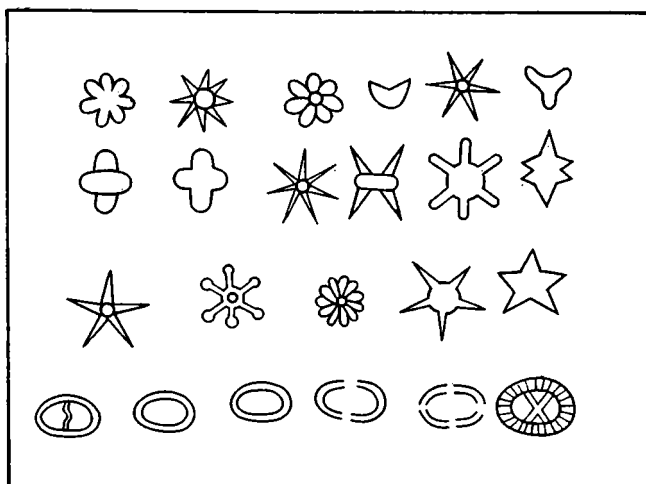
В статье показана ведущая роль планктонных организмов в карбонато-накоплении в эоценовом палеобассейне, указывается на преимущественно биогенную природу фосфора при образовании фосфоритов Центральных Кызылкумов.

Среднеэоценовые отложения Центральных Кызылкумов состоят главным образом из карбонатных пород (глинистых пелитоморфных известняков, мергелей, доломитов), заключающих пласты и прослои фосфоритов, глин, опок, алевролитов и песчаников. Преобладающая роль карбонатных пород свидетельствует о том, что процессы фосфатонакопления в эоценовом палеобассейне протекали на фоне преимущественно карбонатной седиментации. Большинство исследователей считали, что тонкодисперсный карбонат кальция в мергелях и известняках среднеэоценовой формации — преимущественно хемогенный, выпавший из морской воды в виде частиц пелитовой размерности. Однако С. Х. Миркамаловой с соавторами [7] наряду с хемогенными известняками выделены фораминиферовые и водорослевые.

Из литературы известно [9], что пелитоморфные осадочные карбонатные породы полифациальны. Они образуются в широком интервале глубин океанических, морских и озерных бассейнов. При этом считается [8], что в эпиконтинентальных морях аридной зоны подавляющее большинство их образовалось путем хемогенного осаждения карбоната кальция непосредственно из морских вод. Лишь недавно в работах С. И. Шуменко [10] и А. П. Лисицына [5] получила развитие идея о ведущей роли в формировании тонкодисперсных морских известняков осадков планктонных организмов (фораминифер, кокколитофорид). По-видимому, такой механизм накопления карбоната кальция существовал и в древних, по крайней мере в палеогеновых морях и океанах, что подтверждается материалами С. И. Шуменко [10], результатами бурения дна океанов, а также нашими исследованиями литологии среднеэоценовой фосфоритоносной формации Центральных Кызылкумов. Впервые на ведущую роль планктонных организмов в образовании мергелей среднего эоцена обратили внимание М. З. Закиров с соавторами [4], выявившие обильные скопления кокколитофорид в разрезе гор Ауминзатау. Несколько позже Н. В. Авербург [1] был определен разнообразный комплекс нанопланктона из палеогеновых отложений Западного и Южного Узбекистана.

В процессе изучения зернистых фосфоритов авторами детально исследованы породы, слагающие среднеэоценовую формацию Центральных Кызылкумов. Результаты этих исследований показали, что наличие

остатков нанопланктона в самых различных породах позволяет определять принадлежность слоев к той или иной биостратиграфической зоне. Определенное значение имеет наличие его для трактовки фациальных условий седиментации, в том числе образования зернистых фосфоритов. С этой целью авторами изучены более 750 образцов среднеэоценовых пород (фосфоритов, известняков, мергелей, глин, опок, доломитов, песчаников и алевролитов), отобранных из разрезов и скважин, расположенных в Мынбулакской, Каракатинской, Ташкуринской, Сардаринской, Джеройской впадинах и в Ергашкудукском прогибе. Отобранные образцы изучались под биноклем, в оптическом и электронном микроскопах¹. При этом электронно-микроскопическое изучение проводилось как в просвечивающем, так и в сканирующем вариантах. Наибольшее число проб было из тех пород, которые в разрезах наиболее распространены.

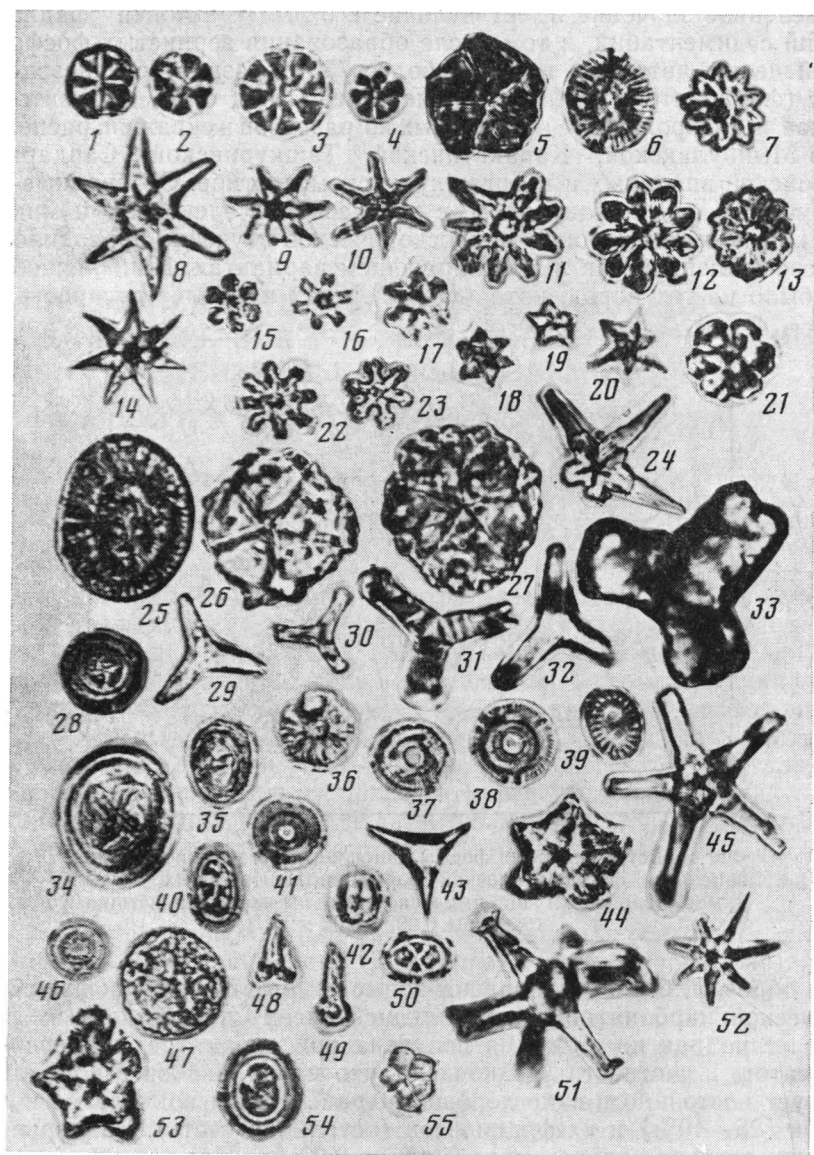


Фиг. 1. Встречающиеся формы нанопланктона из пород среднеэоценовой фосфоритонной формации Центральных Кызылкумов (зарисовки по иммерсионным препаратам; истинные размеры 0,002—0,02 мм)

Таким образом, были установлены новые данные по особенностям микроскопической карбонатной составляющей всех перечисленных пород. Наиболее полная информация получена при просмотре иммерсионных препаратов; в частности установлено, что нанопланктон в породах присутствует постоянно в виде хорошо сохранившихся кокколлитов и дискоастров (25—40%) и их фрагментов (остальная часть). Размеры остатков нанопланктона варьируют от 0,002 до 0,02 мм. При этом в иммерсионных препаратах, которых изучено более 1000, постоянно отмечалось исключительное многообразие форм (фиг. 1).

Аналогичные результаты по нанопланктону получены И. П. Табачниковой, изучавшей образцы, предоставленные ей авторами (фиг. 2). При этом было установлено, что преобладание той или иной формы над другими зависит от стратиграфического положения исследованных образцов пород. Так, ближе к основанию разреза наиболее часто встречаются формы, близкие *Martasterites tribrachiatus*, в средней части *Discoaster lodoensis* и в кровле *Discoaster sublodoensis*. Это позволяет выделить в составе изученных отложений три биостратиграфические зоны, соответствующие эоценовым зонам № P12—P14 стандартной шкалы

¹ Исследования в электронном микроскопе проводили Т. И. Ясколко (ИГиГ АН УзССР) и И. П. Табачникова (ВСЕГЕИ).



Фиг. 2. Остатки нанопланктона из пород среднеэоценовой фосфоритонесущей формации Центральных Кызылкумов (истинные размеры 0,001—0,005 мм)

1—4 — *Discoaster nonradiatus* Klump; 9, 10, 20 — *D. sublodoensis* Braml. et Sull.; 7 — *D. barbadiensis* Tan; 8, 9, 14 — *D. lodoensis* Braml. et Riedel; 11, 12 — *D. bindidosus* Mart.; 13 — *D. elegans* Braml. et Sull.; 15—18, 22, 23 — *D. distinctus* Mart.; 21 — *D. deflandrei* Braml. et Sull.; 51, 52 — *D. sp.*; 6 — *Coccolithus sp.*; 25 — *C. copelagicus* Braml. et Riedel.; 28 — *Chiasmolithus solithus* Braml. et Sull.; 34 — *Ch. grandis* Braml. et Sull.; 24, 45 — *Micrantholithus mirabilis* Locker.; 44 — *M. fesper* Defl.; 37, 38 — *M. fesper* Defl.; 41 — *Cyclococcolithica formosa* Kampfner; 27 — *Braarudosphaera sp.*; 5, 19, 26 — *Br. bigelowi* Glan. et Braarud.; 53, 55 — *Br. discula* Braml. et Riedel.; 29, 33 — *Martasterites tribrachiatatus* Braml. et Riedel.; 35 — *Heliopontosphaera seminula* Braml. et Sull.; 36 — *Markalins astroporus* Stradner; 39 — *Transversopontis pulcher* Defl.; 40 — *Zigolithus chiasmus* Braml. et Sull.; 42 — *Campulococcolithus dela* Braml. et Sull.; 43 — *Imperiaster obscurus* Mart.; 46 — *Toweius sp.*; 47 — *Pemma rotundum* Klump.; 48, 49 — *Zigolithus biquafus* Defl.; 50, 54 — *Sphenolithus radianus* Defl.

Мартини [11]. В шлифах нанопланктон наблюдается преимущественно в тонких срезах в виде мелких (менее 0,02 мм) удлинённых, округлых, «скорлуповатых» или неправильной формы агрегатов, часто в силу своего строения лишенных высокой интерференционной окраски, характерной для кальцита. Четко различаются лишь экземпляры, расположенные параллельно плоскости шлифа.

Как показали проведенные исследования, нанопланктон присутствует во всех породах, слагающих среднеэоценовую фосфоритоносную формацию, выполняя в них различную роль. В глинистых пелитоморфных известняках и мергелях им представлена тонкая порообразующая карбонатная составляющая. Количество нанопланктона в этих породах составляет 35—60%. Наряду с остатками нанопланктона в мергелях и известняках постоянно отмечаются раковины фораминифер (30—60%), а также их детрит (до 15%). Таким образом, мергели и известняки по своему составу образуют ряд от нанопланктонных до фораминиферовых разновидностей. Наиболее распространены в формации известняки и мергели смешанного состава. При этом количественные взаимоотношения остатков нанопланктона и фораминифер как в разрезе, так и по латерали подвержены существенным изменениям. В фосфоритах остатки нанопланктона присутствуют постоянно. Обычно ими представлена карбонатная пелитовая фракция цемента. Кроме этого, они входят в состав фосфатных зерен (биоморфов выполнения), в которых значительная часть их фосфатизирована и слагает основную массу фосфатного вещества.

В других породах (глинах, опоках, песчаниках и алевролитах) нанопланктон отмечается постоянно в виде примеси (от 1 до 15%). В доломитах установлены лишь его следы, что обусловлено постседиментационными изменениями пород. Как правило, доломит развивается по кальциту. В шлифах наблюдаются ромбоэдры доломита размером 0,002—0,07 мм, ассоциирующие с пелитоморфным кальцитом. Изредка внутри ромбоэдров встречаются остаточные включения, напоминающие реликты нанопланктона. В известняках значительная часть его, вероятно, подверглась растворению и перекристаллизации. По данным С. И. Шуменко [10, с. 143], «...ромбоэдрические кристаллы кальцита нередки в структурах кокколитов...», так как «...остатки нанопланктона довольно легко подвергаются перекристаллизации и превращаются в изометричные ромбоэдрические зерна кальцита». Таким образом, тонкая карбонатная составляющая пород среднего эоцена биогенна и представлена нанопланктоном с примесью детрита раковин фораминифер. В фосфоритах остатки нанопланктона подверглись фосфатизации. Кроме этого, во всех породах отмечаются единичные экземпляры, замещенные пиритом или гидроокислами железа.

Широкая распространенность и обилие остатков нанопланктона в породах, слагающих среднеэоценовую фосфоритоносную формацию Центральных Кызылжумов, свидетельствует о том, что фосфатонакопление в эоценовом палеобассейне происходило в удаленных фашиальных поясах открытого моря, в условиях, оптимальных для развития планктонных организмов. Морские воды были прозрачными, теплыми, (+18—+23° С) с нормальной соленостью [2, 6, 10]. Такие условия могли существовать лишь при отсутствии привноса терригенного материала и обычно характерны для некомпенсированного режима осадконакопления. В погруженных «неприветриваемых» частях некомпенсированных палеопрогибов возникало сероводородное заражение, происходило развитие геохимических процессов, сопровождающих сульфат-редукцию в иловых водах и окисление органического вещества и сероводорода в местах подтока иловых вод в окислительную зону.

Важным результатом проведенных исследований является вывод об отсутствии во время образования зернистых фосфоритов хемогенного карбонатонакопления, что косвенно свидетельствует о преимущественно

биогенной природе фосфора, постулавшего в сероводородные зоны палеобассейна. Бурное развитие нанопланктона и фораминифер, служивших кормом более высокоорганизованной фауны, способствовало расцвету жизни в эоценовом палеобассейне. Процессы естественного отмирания, а также частые массовые заморы фауны приводили к созданию мощного резерва растворенного фосфора в сероводородных водах (как иловых, так и наддонных). При этом главным источником фосфора были многообразные отмершие организмы, особенно позвоночные, фосфатные остатки которых (зубы, позвонки, чешуя и т. п.) являются постоянными компонентами фосфоритов (15—30%), а также рассеяны в других породах. Основная масса их, по-видимому, разлагалась в иловых и наддонных водах, создавая, и постоянно пополняя резерв растворенного фосфора. Разгрузка фосфора из этих вод могла происходить как при диагенетических процессах в иловых водах окислительной зоны (путем диффузии фосфора), так и при подтоке (или выжимании) богатых фосфором вод из глубоких частей на отмели (подводные банки, шельфы островных палеоподнятий и т. п.) с широким развитием известковых илистых осадков. В результате происходила массовая фосфатизация известковых фораминиферово-нанопланктонных илов. При этом в первую очередь фосфатом кальция замещались остатки нанопланктона, слагающие значительную часть фосфатных зерен, а затем и фораминифер. Часто в процессе замещения остатки нанопланктона почти полностью утрачивали черты биогенности, так как подвергались растворению или перекристаллизации. По данным Г. Н. Батурина [3], подобные фосфориты, образовавшиеся за счет фосфатизации фораминиферово-нанопланктонных известковых осадков, довольно широко распространены на шельфах современных океанов в пределах тропической и субтропической зон.

Таким образом, наличие в составе пород среднеэоценовой фосфоритоносной формации Центральных Кызылкумов остатков нанопланктона как основного породообразующего материала — благоприятная предпосылка для выявления в соответствующих конседиментационных структурах месторождений зернистых фосфоритов. Кроме того, его с успехом можно использовать для детального стратиграфического расчленения разрезов и корреляции пластов фосфоритов, как в пределах отдельных месторождений и структур, так и Кызылкумов в целом.

Литература

1. *Авербург Н. В.* О палеогеновых кокколитофоридях Средней Азии.— Сб. научн. трудов Тадж. ун-та. Душанбе, 1978, вып. 4, с. 126—128.
2. *Атлас микроорганизмов в донных осадках океана.* М.: Наука, 1977. 196 с.
3. *Батурина Г. Н.* Фосфориты на дне океанов. М.: Наука, 1978. 232 с.
4. *Закиров М. Э., Ясколко Т. И., Мирсаидов М. М.* О находке кокколитофорид в мергелях эоцена Центральных Кызылкумов (УзССР).— Докл. АН УзССР, 1975, № 9, с. 45—47.
5. *Лисицын А. П.* Осадкообразование в океанах. М.: Наука, 1974. 438 с.
6. *Маслов В. М.* Атлас породообразующих организмов (известковых и кремневых). М.: Наука, 1973. 267 с.
7. *Миркамалова С. Х. и др.* Палеоген западного Узбекистана. Ташкент: Фан, 1972. 116 с.
8. *Страхов Н. М.* Основы теории литогенеза. Т. III. М.: Изд-во АН СССР, 1962, 550 с.
9. *Швецов М. С.* Петрография осадочных пород. М.: Госгеолтехиздат, 1948. 378 с.
10. *Шуменко С. И.* Известковый нанопланктон и карбонатакопление в истории Земли.— Литол. и полезн. ископ., 1972, № 6, с. 139—145.
11. *Martini E.* Standart tertiary and quaternary sonasion.— Proc. II planktonic Conf., Roma, 1970, p. 739—786.

Среднеазиатская опытно-методическая партия
ВНИИГеолнеруд, г. Ташкент

Поступила в редакцию
22.I.1981

УДК 553.64 : 551.72 (470.2)

СОСТАВ И ПРИРОДА КОНКРЕЦИОННЫХ ФОСФОРИТОВ РАННЕГО ДОКЕМБРИЯ ПЕЧЕНГИ (КОЛЬСКИЙ ПОЛУОСТРОВ)

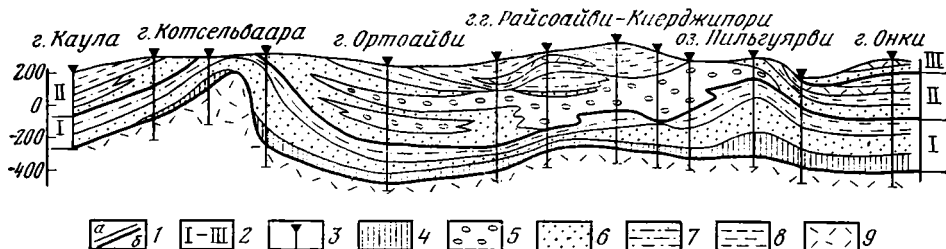
БЕКАСОВА Н. Б., ДУДКИН О. Б.

Приведена литолого-минералогическая характеристика бедных конкреционных фосфоритов, выявленных в разрезе нижнего протерозоя Печенги. Установлено, что фосфатное вещество концентрируется в виде желваков-конкреций, а также неправильных цементирующих выделений в прослоях метагравелитов и метапесчаников, рассматриваемых в качестве образований подводной дельты. Состав фосфата конкреций соответствует составу франколита. Предполагаются вулканогенный и биогенный источники фосфора.

При литолого-геохимическом изучении нижнепильгуярвинской под-свиты Печенги, входящей в состав карельского осадочно-вулканогенного комплекса раннего докембрия, нами было подтверждено наличие в ее разрезе пород с повышенным содержанием фосфора, ранее установленное А. М. Ахмедовым [1]. По данным А. М. Ахмедова, фосфатсодержащие породы представлены туффиловыми сланцами, развитыми в верхней части разреза подсвиты и состоящими из слаборазложившейся пирокластической основы, примеси углеродистого и фосфатного (P_2O_5 до 5,12%) вещества. Форма и состав фосфатного вещества А. М. Ахмедовым не охарактеризованы.

Для выявления фосфатсодержащих пород нами в полевых условиях широко применялась качественная реакция на фосфор. Использовался раствор молибденово-кислого аммония в азотной кислоте. Кроме того, проводился массовый отбор проб на спектральный полуколичественный анализ. Породы с повышенным содержанием фосфора, выявленные с помощью качественной реакции и спектрального анализа, подвергались изучению более точными химическими и физическими методами. В результате проведенных исследований установлено, что повышенные содержания фосфора (0,5—8,2% P_2O_5) связаны в основном с прослоями и пропластками метагравелитов и грубозернистых метапесчаников, широко развитых на участках Ортоайви-Киерджишори (фиг. 1) в составе средней толщи [3, 4]. Фосфоритоносный горизонт, мощность которого колеблется от 50 до 250 м, представлен ритмичным чередованием слоев метагравелитов, метапесчаников и пачек тонкого ритмичного переслаивания метапесчаников и метапелитов с редкими прослоями и линзами валунно-и гравийно-галечных конгломератов. Фосфоритсодержащие метагравелиты залегают, как правило, в основании ритмов, образуя слои мощностью от 0,01 до 2 м, количество которых в некоторых разрезах Райсоайвинского и Киерджишорского участков достигает 30—40, что составляет примерно 5—10% от общей мощности горизонта.

Фосфоритсодержащие метагравелиты состоят из окатанных и угловато-окатанных обломков размером 0,1—10 мм и по составу отвечают грауваккам. Обломки представлены кварцами (40—65%), полевыми шпатами (7—10%), кварцитами, кремнистыми сланцами (7—30%) и



Фиг. 1. Схематический продольный литолого-фациальный профиль нижнепильгуярвинской подсыты Печенги (по скважинам, забуренным в верхней части разреза)

1 — границы: а — фаций, б — толщ; 2 — толщ: нижняя (I), средняя (II) и верхняя (III), отвечающие трем циклам осадконакопления; 3 — линии изученных скважин; 4 — отложения мелководных впадин начального этапа формирования подсыты; 5 — фосфоритоносные отложения подводной дельты; 6 — отложения прибрежно-мелководной зоны морского бассейна; 7 — отложения мелководной зоны морского бассейна; 8 — отложения, относительно удаленные от береговой линии; 9 — вулканогенные

эффузивами (3—30%). Фосфатное вещество в метагравелитах концентрируется неравномерно. Содержание P_2O_5 в них колеблется от 0,11 до 8,21% и в 45 пробах из прослоев метагравелитов распределяется следующим образом:

Количество проб	5	17	13	5	5
Содержание P_2O_5 , %	6—8	2—5	1—2	0,5—1	0,5

Среднее содержание P_2O_5 в фосфоритсодержащих метагравелитах составляет 2,39%. В других типах пород фосфоритоносного горизонта оно резко понижается (табл. 1). Фосфатное вещество в метагравелитах присутствует в двух формах: 1) в виде округлых, овальных, линзовидных и неправильной формы желваков-конкреций (фиг. 2, А) и 2) в виде неправильных цементирующих выделений с неотчетливо выраженными контурами светло-бурого цвета карбонатно-фосфатного состава (фиг. 2, Б). Необходимо отметить трудность полевой диагностики фосфоритовых конкреций темной почти черной окраски, обусловленную тем, что в прослоях гравелитов кроме конкреций фосфоритов в большом количестве присутствуют обломки и других темноокрашенных пород, таких, как сульфидно-углеродистые и кремнистые сланцы, эффузивы. В связи с этим диагностика фосфатных конкреций проводилась главным образом в процессе петрографического и минералогического изучения.

Конкреции фосфоритов разнообразны по окраске, форме и текстуре. Размер их колеблется от 0,1 до 5—6 мм. Окрашены они в темно-бурый, бурый и зеленовато-бурый цвета. Большинство конкреций содержат в разных количествах примесь алевритовых, реже псаммитовых частиц (0,01—0,1 мм), представленных кварцем, полевыми шпатами и кремнистыми сланцами. Нередко они секутся прожилками (0,05) кальцита и содержат мелкие включения в прожилки сульфидов (0,01—0,05 мм). Для конкреций характерны следующие текстуры (по классификации

Таблица 1

Содержание фосфора в породах фосфоритоносного горизонта, %

Породы	Количество проб	Пределы колебаний содержания P_2O_5	Среднее содержание P_2O_5
Метагравелиты	45	0,11—8,21	2,39
Метапесчаники грубо- и крупнозернистые	27	0,1—2,10	0,56
Метапесчаники от средне- до тонкозернистых	41	0,06—1,06	0,21
Метапелиты	40	0,06—0,51	0,11



Фиг. 2. Микрофотографии метаконгломератов

A — конкреционные фосфориты, шлиф без анализатора, увел. 3; *Б* — метаконгломерит с конкрециями (темные овальные формы) и карбонатно-фосфатными цементирующими выделениями (темные неправильной формы), шлиф без анализатора, увел. 10; *В* — конкреция с септариевой структурой, шлиф без анализатора, увел. 55

Сравнительная характеристика фосфатного вещества фосфоритовых конкреций из метатравелитов нижнепильгуйярвинской подсвиты Печенги, %

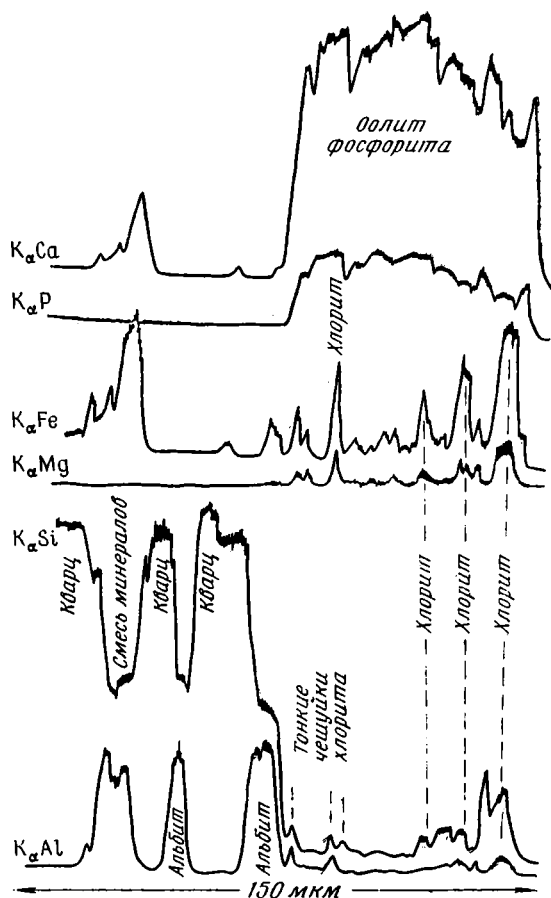
Компонент	1	2	3	4	5	6
P ₂ O ₅	36,6	37,0	37,1 (38,6)	38,25	38,28	35,36
SiO ₂	1,3	0,2	0,3	—	—	0
Al ₂ O ₃	1,6	0,4	0,1	Следы	—	0
Fe ₂ O ₃	2,3	0,7	0,2	—	—	0
Ti ₂ O ₃	0	0	0	—	—	0,04
CaO	50,8	52,2	52,4 (54,6)	54,64	53,45	53,32
SrO	0	0	0	0,13	—	1,68
F'	—	—	—	2,80	3,20	3,11
CO ₂	—	—	—	1,93	1,76	4,52

Примечание. 1—3 — фосфат из метатравелитов Печенги, микрозонд MS-46, аналитик Л. И. Полежаева; 4 — франколит из оолитовой железистой породы месторождения Гобин-Гуд, Йоркшир [6]; 5 — фосфатное вещество гластоугольного кембрийского фосфорита Каратау [5]; 6 — крайний по содержанию CO₂ франколит из Хибин [7]. Прочерк означает, что сведений нет. В скобках (анализ 3) дан расчетный состав без механической примеси углерода.

А. В. Македонова [11]): сплошная однородная, реликтовая осалоидная (слившихся пеллет-глобулей), септариевая, неотчетливо выраженная зональная. Конкреции с однородной текстурой обычно окрашены в темно-бурый цвет и, как правило, содержат равномерно распределенную в них примесь алевритовых, реже псаммитовых частиц. Конкреции с овалоидной текстурой имеют обычно зеленовато-бурую окраску и неправильную форму. Более отчетливо овалоидная текстура проявлена в конкрециях, подвергнутых вторичным изменениям и перекристаллизации. В результате этого вокруг отдельных пеллет наблюдаются тонкие каемки перекристаллизованного фосфата, подчеркивающие первичное овалоидное строение. Септариевые конкреции встречаются чрезвычайно редко. Трещины высыхания в них заполнены кальцитом (см. фиг. 2, В). Зональное строение в отдельных конкрециях выражено постепенным усилением интенсивности окраски от центра к периферии и обусловлено скорее всего распределением органического вещества.

Детальное изучение состава проведено для наиболее широко распространенных темно-бурых почти черных конкреций с однородной сплошной текстурой. С помощью микрозонда установлено, что конкреции фосфорита заметно обогащены железом, кремнием и алюминием. Уже по снимкам, полученным на микрозонде (MS-46), очевидно присутствие в фосфатной массе тончайших частиц кварца и железистого алюмосиликата. Кроме того, установлено, что тонкие алюмосиликатные включения представлены преимущественно хлоритом (фиг. 3). Исследование состава фосфата конкреций (табл. 2) показало, что он выдержан на разных участках конкреции и в общем соответствует составу франколита, отличаясь заниженным содержанием как фосфора (36,6—37,1%), так и кальция (50,8—52,4%). По-видимому, на результаты анализа франколита конкреций влияет существенная механическая примесь углеродистого вещества. Черный цвет конкреций и данные микрозондового анализа свидетельствуют о значительном загрязнении их углеродистым веществом: количественные определения выявили содержание углерода порядка 3—5%. Снимок, выполненный в лучах на участке аншлифа, в котором франколит, кварц и хлорит образуют грубую по структуре механическую смесь, показал равномерное и интенсивное наложение углерода на все минеральные фазы. Франколит из фосфоритовой конкреции Печенги по составу очень близок франколиту из железистой оолитовой породы Йоркшира и фосфатному веществу пластового кембрийского фосфорита Каратау (см. табл. 2). Вблизи темной конкреции фосфорита

в породе обнаружены поздние выделения по мелким трещинам прозрачного минерала группы апатита в ассоциации с кальцитом, кварцем, тремолитом (?) и пиритом. В этом случае минерал представлен фтор-гидроксилapatитом: $\text{CaO} - 51\%$, $\text{P}_2\text{O}_5 - 41\%$, $\text{No} = 1,630$, $\text{Ne} = 1,627$.



Фиг. 3. Распределение интенсивностей характеристических спектров элементов сечением через фосфоритовую конкрецию

Таким образом, конкреции фосфорита Печенги сложены франколитом, содержащим тончайшие включения хлорита, кварца, механическую примесь углеродистого вещества (3—5%), а также относительно крупные частицы (0,01—0,1 мм) кварца, полевого шпата и кремнистого сланца. Необходимо еще раз подчеркнуть, что по данным микросондового изучения конкреции фосфорита характеризуются чрезвычайно тонким срастанием фаз, что размеры зерен франколита и включений в его массе не превышают 4 мкм (MS-46), т. е. практически мы имеем дело со скрытокристаллической структурой фосфата. Приведенные данные свидетельствуют о слабой степени перекристаллизации фосфатного вещества в условиях зеленосланцевой фации метаморфизма.

По литолого-фациальным особенностям фосфоритоносный горизонт рассматривается нами как образование подводной дельты (см. фиг. 1), а прослои фосфоритосодержащих гравелитов (6—8% P_2O_5) могут быть отнесены к бедным фосфоритам. Тесная генетическая связь нижнепильгуйвинской подсевиты, включающей фосфоритоносный горизонт, с вул-

каногенными образованиями (нижнепильгуйрвинская подовита подстилается и перекрывается мощными толщам вулканогенных пород) дает основание предполагать вулканогенный источник фосфора [1, 3]. Повышение содержания органического углерода в конкрециях и метапелитах фосфоритоносного горизонта не исключают также наличия биогенного источника.

Как известно, для накопления фосфора наиболее благоприятны условия на участках бассейнов с достаточно хорошей аэрацией водной среды без каких-либо признаков сероводородного заражения [2, 8]. На Печенге в нижнепильгуйрвинское время такие условия существовали в прибрежной части подводной дельты, куда в периоды затишья деятельности водных потоков восходящими течениями с глубины поступало избыточное количество P_2O_5 , вызывая бурное развитие органической жизни. Осаждение фосфатного вещества происходило скорее всего в раннем диагенезе из иловых растворов, где, по данным Н. В. Логвиненко [10], концентрация P_2O_5 в 4—5 раз выше, чем в морской воде. Органическое вещество при этом могло играть роль катализатора, вызывая местные химические реакции. Механизм формирования конкреций не совсем ясен. В общих чертах его можно представить следующим образом. Фосфориты со структурой слившихся пеллет образовались, по-видимому, в раннем диагенезе в осадке, обогащенном гелеобразным фосфатом. Этот осадок, не полностью литифицированный, в периоды оживления деятельности временных водных потоков размывался и отлагался вместе с песчано-гравийным материалом, принесенным в подводную дельту водным потоком. В результате размыва осадка, обогащенного фосфатом, и перетолжения его в вышележащих слоях происходило разубоживание слоев фосфатным веществом. В стадию диагенеза фосфатный конкрециообразователь перераспределялся в песчано-гравийных слоях, образуя желваковые и септариевые конкреции. Часть фосфата осталась в составе цемента в виде пятен и сгустков неправильной формы в ассоциации с карбонатным веществом. Конкреции фосфоритов со структурой слившихся пеллет (глобулей), вероятно, представляют остаточный тип конкреций [11], унаследованных из размытого осадка, обогащенного фосфатом.

Таким образом, рассмотренные фосфориты могут быть отнесены к диагенетическому типу [11, 13]. Факт установления конкреционных фосфоритов в раннем докембрии Кольского полуострова представляет определенный интерес, так как свидетельствует о более раннем проявлении конкреционного фосфоритообразования, чем это было известно до настоящего времени [9], и указывает на принципиальное сходство процессов докембрийского седиментогенеза, в частности фосфатонакопления с фанерозойским [8, 10, 13]. Для выяснения их практического значения требуется постановка специальных исследовательских и поисковых работ.

Литература

1. Ахмедов А. М. Распределение фосфора в метаосадочных породах печенгского комплекса.— В кн.: Проблемы изучения и освоения природных ресурсов Севера. Апатиты: Изд-во Кольского фил. АН СССР, 1973, с. 66—74.
2. Баас-Беккинг Л. Т. М., Каплан И. Р., Мур Д. Пределы колебаний pH и окислительно-восстановительных потенциалов природных сред.— В кн.: Геохимия литогенеза. М.: Изд-во иностр. лит., 1963, с. 11—84.
3. Бекасова Н. Б. Литолого-фацциальное расчленение продуктивной толщи рудного поля Печенги.— В кн.: Стратиграфические подразделения докембрия Кольского полуострова и их корреляция. Апатиты: Изд-во Кольского фил. АН СССР, 1978, с. 113—122.
4. Бекасова Н. Б. Конкреционные фосфориты в разрезе осадочно-вулканогенного комплекса среднего протерозоя на Кольском полуострове.— В кн.: Вещественный состав фосфоритов. Новосибирск: Наука, 1979, с. 108—111.
5. Бушинский Г. И. Фосфаты кальция фосфоритов.— В кн.: Вопросы геологии агрономических руд. М.: Изд-во АН СССР, 1956, с. 194.

6. Дир У. А., Хаун Р. А., Зусман Д. Ж. Породообразующие минералы. М.: Мир, 1966, т. 5, с. 364.
7. Дудкин О. Б. Геохимия и закономерности концентрации фосфата в щелочных массивах Кольского полуострова. Л.: Наука, 1977, с. 204.
8. Казаков А. В. Фосфатные фации. Происхождение фосфоритов и геологические факторы формирования месторождений. Л.— М.: ГОНТИ, 1939, с. 106.
9. Красильникова Н. А. О генезисе фосфоритов и эволюции фосфоритообразования.— Литол. и полезн. ископ., 1967, № 5, с. 156—163.
10. Логвиненко Н. В. Петрография осадочных пород. М.: Высшая школа, 1974, с. 400.
11. Македонов А. В. Конкрекции глинистых пород.— В кн.: Фациальные типы глинистых пород. Л.: Недра, 1973, с. 96—132.
12. Предовский А. А., Федотов Ж. А., Ахмедов А. М. Геохимия печенгского комплекса. Л.: Наука, 1974, с. 139.
13. Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. Т. II. М.: Изд-во АН СССР, 1962, с. 225—249.

Геологический институт
Кольского филиала АН СССР,
Апатиты

Поступила в редакцию
25.VI.1981

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 553.445(571.51)

**О НОВОМ ГАЛЕНИТОВОМ РУДОПРОЯВЛЕНИИ
МАЙМЕЧА-КОТУЙСКОГО РАЙОНА
(СЕВЕР СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ)**

ЕГОРОВ В. Н., МАЛИЧ Н. С.

При проведении полевых работ в 1977 г. на левом берегу р. Кандын (левый приток р. Котуй), в устье р. Сетте-Пас было выявлено ранее неизвестное галенитовое рудопроявление, приуроченное к горизонту кавернозных доломитов в верхней части кындынской свиты, предположительно верхнекембрийского возраста. Во вдольбереговом обнажении высотой около 12 м наблюдается (фиг. 1) ритмичное переслаивание тонкоплитчатых глинистых и массивных водорослевых доломитов. Последние более крупнозернистые и в той или иной степени кавернозные. Галенитовое оруденение связано с самым верхним слоем водорослевых доломитов, вскрывающихся в обнажении. Рудное тело представляет собой согласную линзовидную залежь мощностью около 1,5 м и протяженностью около 15 м. Руды гнездово-вкрапленного характера. Вкрапленность в виде гнезд и просечек (от волосовидных до $1 \times 1,5$ см) галенита неравномерно распределена в пределах рудного тела, слагая отдельные карманообразные участки диаметром до 1 м. В ряде случаев содержание галенита достигает 20—25% от объема штучной пробы, а размер отдельных гнезд сульфида 7—10 см (в среднем 1—3 см). Среднее содержание галенита в рудном теле 1—3%.

Оруденение сопровождается кальцит-халькопирит-пиритовой минерализацией, которая по сравнению с галенитовым оруденением распространена более широко, как в вертикальном, так и в латеральном диапазоне прослежена нами на первые сотни метров по обоим берегам р. Кындын на том же стратиграфическом уровне. Химический анализ рудной вкрапленности из породы (аналитики Л. И. Русанова, Е. Ю. Шулепко) дал следующие результаты, %: свинца 80,1, цинка 2, меди 0,03, серы 13,52; сумма 95,65%. Это подтверждает существенно галенитовый состав рудной минерализации. Незначительное количество цинка реализуется в сфалерите, который обнаружен при изучении аншлифов (описание В. И. Буторина). Минералов, содержащих медь, в руде не обнаружено, поэтому предполагается, что она существует в качестве изоморфной примеси в галените. Приближенный спектральный анализ галенита (табл. 1) показал значительное содержание в нем сурьмы. Столь заметные количества этого элемента, возможно, свидетельствуют о существовании в руде механической примеси минералов типа антимонита, джемсонита, буланжерита или бурнонита. Однако последние в аншлифах пока не обнаружены.

Выполненные в лаборатории ВСЕГЕИ определения изотопного состава свинца (табл. 2) в галените дают возрастной диапазон оруденения в пределах 460—560 млн. лет, что отвечает времени формирования осадочных толщ вендско-раннепалеозойского этапа развития Сибирской платформы¹. Территориальная близость к зонам глубинных разломов (в частности Байкало-Котуйской), отсутствие разновозрастных магматических пород, согласное залегание рудного тела с вмещающими карбонатными породами, возраст и состав оруденения позволяют предположить его стратиформный генезис. В настоящее время выделяются девять промышленно-генетических типов месторождений свинца и цинка². Согласно этой классификации Кындынское рудопроявление по комплексу геолого-минералогических признаков можно отнести к каратаускому типу месторождений, которые характерны для активизированных чехлов древних и эпигерцинских платформ, а также для верхних ярусов подвижных поясов. Во всех случаях они тесно связаны с карбонатными формациями.

Несмотря на относительную бедность руд Кыдынского рудопроявления, оно имеет принципиальное значение, так как указывает на новый среднекембрийско-раннеордовикский уровень цинково-свинцовой минерализации. К этому уровню относится, видимо, и незначительная вкрапленность сфалерита и галенита, выявленная ранее в средне-верхнекембрийских карбонатных и терригенно-карбонатных отложениях в бассейнах рек Маймеча и Котуй, что свидетельствует о его региональном характере. По данным среднемасштабной геологической съемки, в бассейне р. Котуй известна и более древняя свинцово-цинковая минерализация, связанная с ранне-позднерифейскими, вендскими и раннекембрийскими терригенно-карбонатными и карбонатными породами. Таким образом, в рифейско-раннепалеозойской истории геологического развития Маймеча-Котуйского региона намечается несколько эпох накопления свинца и цинка: ранне- и позднерифейская, вендско-среднекембрийская и среднекембрийско-раннеордовикская. Близкие металлогенические эпохи устанавливаются и в других регионах. В Якутии, например, с вендским временем связано месторождение свинца и цинка Сэттэ-Дабана. В США и на о. Сардиния

Система	Отдел	Сбита	Мощность, м	Номер слоя	Характеристика пород
К С М О Б Р У И С К А Я	В Е Р Х Н И Й	К Ы Д Ы Н С К А Я	5	9	I
			1-12		
			0,5	8	II
			1,3	7	III
			0,7	6	IV
			1,5	5	V
			1	4	VI
			1,3	3	VII
			0,3	2	VIII
			1	1	IX

Фиг. 1. Схематический разрез обнаружения в устье р. Сетте-Пас номер слоя

I — продуктивный горизонт: кавернозные массивные водорослевые доломиты с обильной галенитовой и кальцит-пиритовой минерализацией (обозначена точками); II — тонкоплитчатые глинистые доломиты с пиритом; III — слабокавернозные массивные водорослевые доломиты с гнездами пирита; IV — тонкоплитчатые глинистые доломиты с пиритом; V — массивные водорослевые доломиты с редкими гнездами пирита; VI — тонкоплитчатые глинистые доломиты с гнездами пирита; VII — массивные слабокавернозные водорослевые доломиты; VIII — тонкоплитчатые глинистые доломиты; IX — массивные водорослевые доломиты.

¹ Малиц Н. С. Тектоническое развитие чехла Сибирской платформы. М.: Недра, 1975. 213 с.

² Стайков М., Милев В., Анева Н. и др. Промышленно-генетическая классификация медных и свинцово-цинковых месторождений стран СЭВ. М., 1973. 31 с.

Таблица 1

Результаты спектрального приближенного количественного анализа

Образец	Концентрация элементов, %																	
	Mn	Ni	Ti	V	Mo	Zn	Cu	Pb	Zn	Ga	Sb	As	Cd	Si	Al	Mg	Ca	Fe
Доломит	0,05	0,001	0,01	Сл.	0,002	0,003	0,2	0,1	1	—	—	—	0,1	1	0,3	10	10	1
Галенит	—	—	0,005	—	0,002	—	0,008	10	4	Сл.	0,1	0,05	—	Сл.	—	0,1	1	—

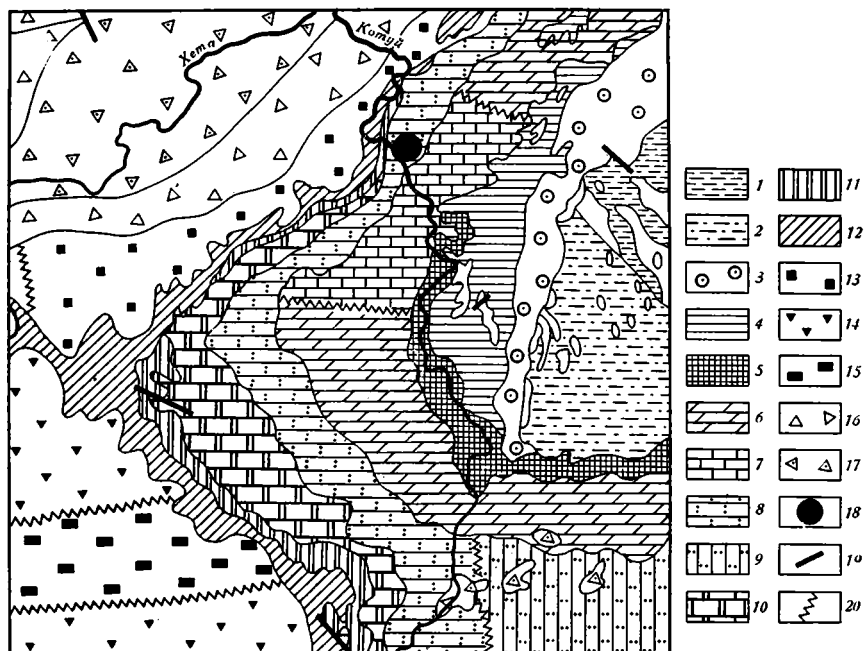
Примечание. Анализы выполнены во ВСЕГЕИ Н. В. Гнатко, май 1979 г.

Таблица 2

Результаты определения изотопного состава свинца в галените

Изотопный состав Pb, %				Отношение изотопов Pb			Возраст по модели Рассела и др., млн. лет	
204	206	207	208	Pb^{204}/Pb^{206}	Pb^{207}/Pb^{206}	Pb^{208}/Pb^{206}	Pb^{204}/Pb^{206}	Pb^{208}/Pb^{206}
1,381	24,581	21,385	32,653	17,805	15,490	38,138	560	470

Примечание. Анализы выполнены во ВСЕГЕИ С. Л. Миркиной, февраль 1978 г.; максимальная ошибка определения соотношения изотопов свинца $\pm 0,114\%$.



Фиг. 2. Схема структурно-металлогенического районирования Маймеча-Котуйского региона

Структурно-металлогенические зоны: 1 — анабарская плагиоэкогит-гиперстенсланцевая железоалюминиевая раннеархейского этапа; 2 — куонамская мрамор-гиперстен-графит-алюминий-редкие земли-железосная позднеархейского этапа; 3 — прианабарская терригенно-красноцветная меденосная поздне-раннепротерозойского (мукунского) этапа; 4 — юсмастхская терригенно-карбонатная пестроцветная и карбонатная (преимущественно доломитовая) свинец-цинк-фосфатоносная раннерифейского (усть-ильинско-юсмастхского) этапа; 5 — старореченская терригенно-карбонатная и карбонатная медь-свинец-сульфатоносная позднеархейского (старореченского) этапа, вендско-среднекембрийского (сухаринско-нигинского) этапа; 6 — эричинско-маймечинская терригенно-карбонатная пестроцветная и карбонатная (преимущественно доломитовая) свинец-цинк-фосфатоносная; 7 — медвежинская терригенно-карбонатная пестроцветная и карбонатная (преимущественно известковая) фосфорит-марганценовая; среднекембрийско-раннеордовикского (летнинско-баикитского) этапа; 8 — котуйская терригенно-карбонатная и карбонатная медь-свинец-сульфатоносная; 9 — мойеронская карбонатно-терригенная красноцветная меденосная; 10 — мойероканская терригенно-карбонатная пестроцветная и карбонатная (преимущественно известковая) фосфорит-марганценовая среднеордовикско-силурийского (кривоуцко-зубовского) этапа; 11 — сидинская терригенно-карбонатная и карбонатная медь-свинец-сульфатоносная девонского (курейско-тундринского) этапа; 12 — каякская терригенная угленосная позднепалеозойского (тунгусского) этапа; раннемезозойского (путоранского) этапа; 13 — маймеча-котуйская щелочно-ультрамафитово-мафитовая титан-апатит-флогопит-железосная; 14 — катангско-путоранская мафитовая; 15 — дюпкунская щелочно-мафитово-мафитовая никель-железосная; 16 — малохетская терригенная сероцветная (иногда с примесью карбонатов) фосфатоносная юрско-раннемелового этапа; 17 — пясинско-муркунская терригенная сероцветно-пестроцветная бокситоносная позднемелово-палеогенового этапа; 18 — Кындынское проявление галенита; 19 — разломы; 20 — зоны лагтеральных переходов. Ввиду маломасштабности схемы на ней не показаны структурно-металлогенические зоны интрузивных образований

такие же месторождения связаны с кембрийскими карбонатными формациями.

Позиция Кындынского рудопоявления в общей металлогенической истории Маймеча-Котуйского региона нашла свое отражение в схеме структурно-металлогенического районирования (фиг. 2), созданной в 1980 г. во ВСЕГЕИ Н. С. Маличем, Е. В. Тугановой и др. Она определяется вхождением рудопоявления в состав Котуйской структурно-металлогенической зоны терригенно-карбонатных и карбонатных сульфатоносных пород, сформировавшихся в среднекембрийско-раннеордовик-

ский металлогенический этап (вендско-раннепалеозойский металлогенический цикл), для которого характерно накопление свинца и меди. Широкое развитие седиментационных и эпигенетических доломитов и доломитизированных известняков, слагающих вендские и кембрийские толщи, богатство карбонатных пород органическим материалом (в частности, битумами), благоприятная структурная позиция, наличие рудопроявлений каратауского типа позволяют предположить, что на западном склоне Анабарской антеклизы мы имеем новую Маймеча-Котуйскую свинцово-цинковую провинцию, перспективную на обнаружение свинцовых и свинцово-цинковых руд. Последнее обстоятельство необходимо учитывать при проведении геологосъемочных и поисковых работ.

ВСЕГЕИ,
Ленинград

Поступила в редакцию
5.II.1980

УДК 548.4 : 553.315.682 (470.55/57)

ТЕРМОБАРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ МИНЕРАЛЬНОГО СОСТАВА РУД И ВМЕЩАЮЩИХ ПОРОД СИДЕРИТОВЫХ И МАГНЕЗИТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ БАШКИРСКОГО МЕГАНТИКЛИНОРИЯ (ЮЖНЫЙ УРАЛ)

БОЯРКИН А. П.

Сидеритовым и магнезитовым месторождениями Башкирского мегантиклинория на Южном Урале посвящена обширная литература. Подробно изучен вещественный состав руд и вмещающих пород, уточнено стратиграфическое положение рудных залежей, морфология рудных тел и условия их локализации, исследованы магматические проявления и продукты их контактового метаморфизма, а также метаморфизм рудовмещающих толщ. Во всех работах неизбежно дискутируются вопросы, связанные с двумя основными гипотезами образования этих месторождений, в основу которых положено: а) первично-осадочное накопление рудного компонента; б) гидротермально-метасоматическое в связи с интрузивными образованиями, нередко широко развитыми в пределах рудных полей. Анализ работ показал, что в логических схемах образования сидеритовых и магнезитовых месторождений отсутствуют данные о температуре, давлении, составе и концентрации минералообразующих растворов и газов, что является существенным упущением. Вопросу изучения минерального вещества с помощью методов термобарогеохимии и посвящается данная работа.

Методы термобарогеохимии к настоящему времени довольно прочно вошли в практику научно-исследовательских и геологоразведочных работ [2, 3]. Наряду с признанием эффективности их в изучении эндогенных месторождений приходится считаться с тем, что применение их на месторождениях осадочного или неясного происхождения — фосфоритов, магнезитов, сидеритов, медистых песчаников и др. (часть из которых может быть сформирована при участии гидротермальных растворов) сложно, ибо интерпретация результатов анализа в этом случае нередко неоднозначна. Вместе с тем изучение включений по этим месторождениям открывает возможность более конкретно оценивать физико-химическую обстановку минералообразования. Как известно, для выяснения физико-химических условий формирования руд необходимо различать среди включений первичные и вторичные [1]. В наших условиях такое деление осложнялось почти полным отсутствием кристаллов или зональных зерен минералов, а также малыми размерами (единицы микрон) включений, находящимися практически на границе технических

возможностей оптической аппаратуры. Поэтому диагностика консерватов основывалась главным образом на морфологии и пространственном расположении их в минерале. Газово-жидкие включения изучались нами в магнезитах, сидеритах, доломитах, анкеритах, кальцитах, баритах, кварце и сфалерите.

Месторождения Тараташского мегантиклинория. В пределах данной структуры были изучены Бакальское, Саткинское, Ельничное и Ахтенское месторождения. Для минералов Бакальского месторождения отмечается узкий интервал температур гомогенизации газово-жидких включений, который составляет $90\text{--}120^\circ\text{C}$. Для руд и вмещающих пород характерно равномерное распределение консерватов по всему температурному интервалу независимо от структурно-текстурных особенностей руд и вмещающих пород, а также их минералогического состава. Все включения имеют близкие размеры и выдержанное соотношение фаз. Температуры гомогенизации газово-жидких включений в минералах Саткинского месторождения достигают 150°C , для максимального же количества консерватов типичны температуры гомогенизации $110\text{--}130^\circ\text{C}$. Валовое количество включений зависит от степени перекристаллизации минералов. В крупнокристаллических разностях руд их больше, чем в мелкокристаллических. Особенностью магнезитов Саткинского месторождения являются отдельные гнезда и линзы, включения из минералов которых гомогенизируются в интервале $160\text{--}200^\circ\text{C}$. Магнезит в них, как правило, ассоциирует с тальком или серпентином; постоянной примесью таких обособлений является рассеянный в массе кварц. Анализ палеотемператур свидетельствует о равномерном их распределении по месторождению. Включения из минералов Ельничного месторождения, залегающего в контакте Бердяшского гранитного массива, гомогенизируются при температуре до 170°C . Для удаленных от массива частей месторождения температура гомогенизации включений укладывается в интервал $150\text{--}170^\circ\text{C}$. Отмечается заметное уменьшение включений с явными чертами разгерметизации. Наиболее высокие температуры гомогенизации газово-жидких включений встречены в кварце Ахтенского сидеритового месторождения, где верхний предел достигал 300°C . В минералах этого месторождения не встречено ни одного однофазового включения. Несмотря на такие высокие температуры, в сидеритах наибольшие температуры гомогенизации составили $160\text{--}180^\circ\text{C}$.

В пределах Ямантауского антиклинория были изучены Исмокаевское месторождение и Катав-Ивановское рудопоявление магнезитов. Предельные температуры гомогенизации газово-жидких включений из минералов Исмокаевского месторождения достигают 160°C . Отличительной чертой их является значительно меньшее развитие консерватов неправильной формы с явными чертами разгерметизации и уменьшение общего количества включений. Отмечается некоторое снижение верхнего температурного предела гомогенизации включений из минералов кремне-ных массивных магнезитов. Модальные значения температур гомогенизации включений в минералах руд и вмещающих пород распределены сравнительно равномерно. Особое положение занимают руды Катав-Ивановского рудопоявления. Температуры гомогенизации включений в них, проанализированные по небольшому числу проб, мало отличаются друг от друга и составляют $105\text{--}115^\circ\text{C}$. Сами магнезиты не обладают яркими признаками существенной перекристаллизации.

Месторождения Маярдакского и Таганайско-Иремельского антиклинория. Температуры гомогенизации газово-жидких включений из минералов Новодоломитового, Отнурского, Катаксинского и Азналкинского месторождений кристаллического магнезита весьма близки между собой. Предельные значения достигают 180°C . Однако максимальное число включений приходится на консерваты, гомогенизирующиеся в пределах $150\text{--}170^\circ\text{C}$. Полностью отсутствуют однофазные жидкие включе-

ния, а коэффициент наполнения двухфазных заметно колеблется и составляет 0,65—0,95. Насыщенность минералов консерватами невелика. Несколько повышается верхний температурный предел гомогенизации включений из минералов Семибратского месторождения, который достигает 200°С. Это, пожалуй, единственное месторождение, в котором довольно четко прослеживается зависимость степени перекристаллизации магнезитов и температуры гомогенизации включений — чем крупнее кристаллы разности магнезита, тем выше температура гомогенизации. В магнезитах этого месторождения широко развиты разгерметизированные включения.

По результатам термобарогеохимических исследований видно, что для ряда сидеритовых и магнезитовых месторождений отмечается вертикальная температурная зональность, характеризующаяся зависимостью степени преобразования пород и руд от положения их в стратиграфическом разрезе, т. е. их возраста. Так, верхняя температурная граница преобразования сидеритовых и магнезитовых руд Бакальского месторождения составляет 120°С. Руды этого месторождения приурочены к верхам бакальской свиты. Северо-западнее, в магнезитах Саткинского месторождения, залегающего в верхах саткинской свиты, данная температурная граница поднимается уже до 150°С. Еще дальше на северо-запад, в магнезитах Ельничного месторождения, залегающего в низах саткинской свиты (?), максимальные температурные условия преобразования руд составили 170°С. Возможно, здесь определенную роль в перекристаллизации руд сыграли интрузивные образования Бердяушского гранитного массива. Наиболее интенсивной температурной проработке были подвергнуты сидериты Ахтенского месторождения, максимальные температуры преобразования которых достигали 300°С. Аналогичные закономерности в температурном преобразовании наблюдаются и во вмещающих эти месторождения породах. Таким образом, в пределах Тараташского антиклинория мы имеем довольно четко выраженную связь между степенью метаморфизма вмещающих пород и температурами гомогенизации газовой-жидких включений из минералов руд и пород (таблица). Месторождения образуют вертикальный ряд зональности (сверху вниз): Бакальское (120°С) — Саткинское (150°С) — Ельничное (170°С) — Ахтенское (180—300°С).

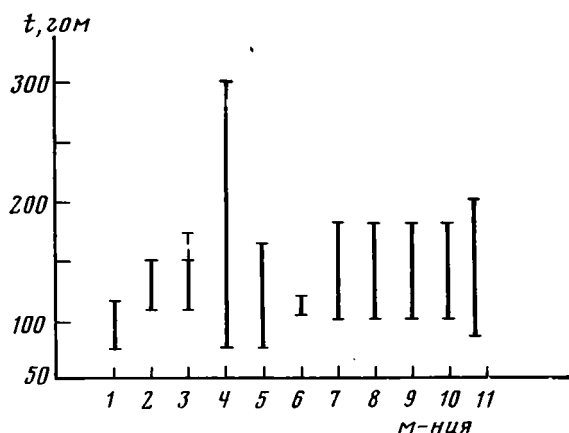
В пределах Ямантауского антиклинория отмечается аналогичная зональность: Катав-Ивановское (110°С) — Исмокаевское (160°С). Первое залегает в отложениях авзянской свиты, второе — в отложениях суранской, являющейся аналогом саткинской свиты. Месторождения Маярдакского и Таганайско-Иремельского антиклинория в целом подверглись более высокому прогреву. Для них характерна выдержанная верхняя температурная граница гомогенизации газовой-жидких включений, что, по-видимому, свидетельствует о близости формирования их в стратиграфическом разрезе. Кроме вертикальной зональности намечается также и латеральная, заключающаяся в постепенном увеличении степени изменения руд с запада на восток: Бакальское, Саткинское (120—150°С) — Отнурское, Азналкинское и др. (170°С) — Семибратское (200°С). Таким образом, обобщая результаты температур гомогенизации газовой-жидких включений по изученным месторождениям (фигура), следует сказать, что характер изменения верхней, предельной температурной границы для каждого конкретного месторождения коррелируется со степенью метаморфизма вмещающих пород, т. е. следует вывод о метаморфогенном происхождении газовой-жидких включений.

Особый интерес представляют результаты изучения температур гомогенизации газовой-жидких включений из минералов, слагающих различного рода минеральные образования: обособления, конкреции, согласные и секущие прожилки и т. д. Данные образования несут в себе ярко выраженные черты гидротермального происхождения. Минералогиче-

Зависимость температуры гомогенизации ГЖВ в минералах сидеритовых и магнезитовых месторождений от степени метаморфизма вмещающих пород

Структура	Серия	Свита	Степень метаморфизма вмещающих пород	Месторожде- ние	Максимальные температуры гомогенизации ГЖВ, °С
Тараташ- ский анти- клинорий	Бурзян- ская	Бакальская	Метагенез Глинистые породы → → глинистые сланцы (гид- рослюдам частично заме- щены серицитом, хлори- том)	Бакальское (FeCO ₃)	120
		Саткинская	Песчаные породы → → кварцито-песчаники	Саткинское (MgCO ₃)	150
			↓	Ельничное (MgCO ₃)	170
			Мусковит-хлоритовая субфация зеленосланцевой фации Песчано-глинистые по- роды → хлорит-серицит- кварцевые сланцы	Ахтенское (FeCO ₃)	180—300

чески они представлены кварцем, доломитом, баритом, сульфидами и различными силикатами (тальком, серпентином и др.), Интерес к ним вызван тем, что часть исследователей [5] считают эти образования продуктом гидротермальной деятельности, которой обязаны своим происхождением сидериты и магнезиты. В этой связи термобарогеохимическая



Вариации температур гомогенизации газожидких включений в минералах сидеритовых и магнезитовых месторождений Башкирского мегантиклинория

Месторождения: 1 — Бакальское, 2 — Саткинское, 3 — Ельничное, 4 — Ахтенское, 5 — Исмокаевское, 6 — Катав-Ивановское, 7 — Новодоломитовое, 8 — Отнурское, 9 — Катакшинское, 10 — Азналкинское, 11 — Семибратское

характеристика данных образований имеет принципиальное значение в познании генезиса таких месторождений. Сравнение температур гомогенизации включений из этих минералов с результатами термобарогеохимических исследований руд и вмещающих пород показало их полное сходство. Из этого следует, что образование минералов, слагающих гнезда, полости, прожилки происходило при тех же температурах, что и перекристаллизация самих руд и вмещающих пород, т. е. они являются

продуктом одного и того же процесса. В них лишь только более четко зафиксирован факт перераспределения вещества.

Криометрические исследования газовой-жидких включений были проведены для кварцев и магнезитов Бакальского, Саткинского, Семибратского, Исмокаевского и Отнурского месторождений. При охлаждении двухфазовых включений происходило заметное уменьшение размеров газового пузырька на 10—25%. Однако полного исчезновения не достигалось даже при температуре -90°C . Жидкая углекислота вокруг газового пузырька не наблюдалась. При охлаждении раствор замерзал с образованием мелкокристаллического светлого агрегата. При температуре $-21 \div -22^{\circ}\text{C}$ начиналось просветление включений с появлением первых порций раствора. Многократное медленное охлаждение и нагревание давало возможность выкристаллизовывать один-два кристалла. По форме сечений они представляли собой гексагональные или близкие к гексагональным пластинки. При охлаждении они быстро росли, занимая почти весь объем, но, достигнув температуры $-21 \div -22^{\circ}\text{C}$, остаточный раствор мгновенно раскристаллизовывался с образованием мелкокристаллической массы, расположенной между крупными кристаллами и стенками вакуолей. Исходя из температур эвтектики и формы кристаллов твердой фазы, можно сделать заключение, что она представлена галитом — гидрогалитом. Температура таяния (гомогенизации) последнего кристаллика твердой фазы составляла $-15 \div -17,5^{\circ}\text{C}$. Считая, что жидкая фаза изученных включений представляет собой в основном раствор NaCl в H_2O , для данных температур гомогенизации твердой фазы по диаграмме состояния системы $\text{NaCl}-\text{H}_2\text{O}$ мы получаем концентрацию соли, равной массовой доле 18—21%. Используя диаграммы по фазовым равновесиям системы $\text{NaCl}-\text{H}_2\text{O}$ [4], мы имеем для температур гомогенизации газовой-жидких включений $90-200^{\circ}\text{C}$ давление газовой фазы, находящейся в равновесии с раствором, 4—60 бар.

Качественный валовый состав ее был определен на масс-спектрометре МИ-1305. Учитывая чувствительность прибора, которая составляла $10^{-3}-10^{-4}\%$, для анализа использовали образцы, особо насыщенные газовой-жидкими включениями. На спектрограмме были зафиксированы массы, соответствующие N , O_2 , CO_2 и реже H_2S . Исходя из реальных соотношений газовой фазы и жидкости, а также зная давление, можно приблизительно рассчитать парциальное давление основного потенциалопределяющего компонента — кислорода, которое будет составлять $1^{-1}-1^{-2}$ МПа. Полуколичественным анализом в водных вытяжках газовой-жидких включений из парагенного кварца кроме натрия были определены ионы магния, кальция и железа.

Невысокие давления во включениях минералов сидеритовых и магнезитовых руд, а также химический состав содержимого консерватов свидетельствуют, что процесс перекристаллизации первично-осадочного материала протекал на небольшой глубине в восстановительных условиях при участии слабоминерализованных, метаморфизирующих растворов с ведущей в них ролью NaCl .

Литература

1. Ермаков Н. П. Геохимические системы включений в минералах. М.: Недра, 1972. 375 с.
2. Ермаков Н. П. Двадцатипятилетие термобарогеохимии и планы ее развития в последней четверти XX века. М.: Изд. ГЕОХИ АН СССР, 1976. 18 с.
3. Ермаков Н. П., Долгов Ю. А. Термобарогеохимия. М.: Недра, 1979. 272 с.
4. Стыркович М. А., Хайбуллин И. Х. Диаграммы фазовых равновесий систем: $\text{NaCl}-\text{H}_2\text{O}$, $\text{Na}_2\text{SO}_4-\text{H}_2\text{O}$, $\text{CaSO}_4-\text{H}_2\text{O}$, $\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$. — Докл. АН СССР, 1956, т. 109, с. 962—965.
5. Тимесков В. А. Минералогия карбонатных руд и вмещающих их карбонатных пород Бакальского месторождения на Южном Урале. Казань: Изд-во КГУ, 1963. 215 с.

Институт геологии БФ АН СССР,
Уфа

Поступила в редакцию
22.V.1980

НОВАЯ МИНЕРАЛЬНАЯ РАЗНОВИДНОСТЬ ТРИОКТАЭДРИЧЕСКИХ СМЕКТИТОВ ИЗ ЭФФУЗИВНЫХ БАЗАЛЬТОВ ТУНГУССКОЙ СИНЕКЛИЗЫ

ДАЙНЯК Л. Г., ДРИЦ В. А., КУДРЯВЦЕВ Д. И.,
СИМАНОВИЧ И. М., СЛОНИМСКАЯ М. В.

В последние годы резко возрос интерес к изучению вторичных изменений базальтов, главным образом в связи с широко развернувшимися петрологическими и минералогическими исследованиями базальтов, составляющих второй слой океанической коры. Многочисленные публикации по материалам DSDP показывают, что основным продуктом изменения практически всех базальтов океанического дна являются минералы группы смектита, иногда с примесью селадонита и других слоистых силикатов [5, 6]. Нередко замещение первичных компонентов базальтов смектитами очень интенсивно, и они составляют до 40—60% объема породы.

Минералогическое изучение продуктов вторичных изменений континентальных базальтов заметно отстает по сравнению с океаническими. В литературе господствует традиционная микроскопическая диагностика вторичных минералов. Эффузивные траппы Тунгусской синеклизы не составляют исключения. Широко распространенные в них окрашенные слюдоподобные минералы обычно диагностируются как хлорофит, палагонит или различные хлориты [2, 3], при этом в лучшем случае изучаются лишь оптические свойства минералов. Наши исследования показали, что эти минералы во всех случаях представлены смектитами необычного состава. В данной статье подробно рассматриваются минералогические и кристаллохимические особенности новой разновидности смектита, обнаруженного в массивных крупнозернистых долеритах с пойкилоофитовой структурой, которые широко распространены среди эффузивных траппов Тунгусской синеклизы.

Лавовые потоки, в которых присутствуют массивные крупнозернистые долериты, имеют сложное строение, мощность их до 30 м и более. В основании таких потоков часто встречаются линзы шаровых лав, мандельштейновые купола, наблюдается шаровая отдельность базальта. Мандельштейны — сильно насыщенные миндалинами базальты с интерсертальной, реже гиалопелитовой структурой, иногда образуют сложные по конфигурации тела, «внедряющиеся» на разных уровнях в лавовое тело, а иногда и «прорывающие» поток. Массивные долериты занимают, как правило, средние части потоков и представляют собой плотную крупно-среднезернистую породу, на выветрелой поверхности которой вследствие относительно высокой устойчивости пироксенов наблюдается «горошистый» рельеф, порода имеет столбчатую отдельность, выраженную в виде полигональных призм диаметром от 0,5 до 2,5 м. В основном массивные долериты лишены миндалиин, однако в зонах их сопряжения с мандельштейнами часто наблюдается переходная миндалекаменная зона, в которой порода сохраняет структуру массивного долерита, но в то же время постепенно насыщается миндалинами.

В верхних прикровленных частях потоков так же, как и в приподошвенных, широко распространены мандельштейны, причем конфигурации их тел согласуются. Часто приподошвенные и прикровленные мандельштейны соединяются между собой миндалекаменными зонами или вертикальными газовыми трубками. Такое строение потоков объясняется, на наш взгляд, широким распространением фреатических явлений — взаимодействием маловязкой подвижной лавы с грунтовыми и поверхностными водами. В результате контакта расплавленной лавы с поверх-

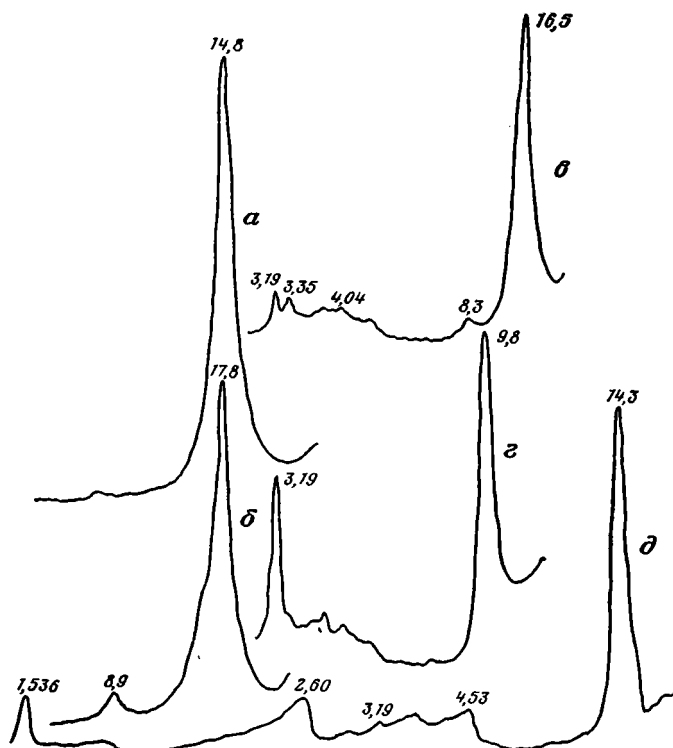
ностными водами происходило их вскипание, и пары воды могли внедряться в потоки базальтов и прорывать их. Вполне возможно, что при этом происходило не только образование мандельштейнов и миндалекаменных базальтов, но и растворение паров воды в остаточном расплаве. Структура долеритов пойкилоофитовая и характеризуется наличием крупных зерен пироксенов, захватывающих мелкие, идиоморфные лейсты плагиоклаза. Между крупными пойкилокристами пироксена располагаются лейсты плагиоклаза, аналогичные по составу заключенным в пироксене, и стекловатый базис, который, как правило, нацело замещен смектитом, с зернами рудных минералов.



Фиг. 1. Микрофото агрегата смектита, без анализатора, увел. 90

При изучении шлифов массивных базальтов обращает на себя внимание парадоксальное сочетание крупнозернистой структуры (отдельные кристаллы пироксена с вкрапленными в них лейстами плагиоклазов достигают 5 мм) со стекловатым мезостазисом, замещенным смектитом. По-видимому, присутствие обильной паровой фазы при застывании лавы затрудняло раскристаллизацию на последних стадиях. При этом интерстиционное стекло несколько обводнялось. На фиг. 1 показана такая стекловатая интерстиция, нацело замещенная мелкозернистым, оливково-зеленым, слабо двупреломляющим слоистым силикатом. Показатель преломления этого минерала $N_m = 1,585$. Смектит выделялся из дробленых базальтов методом отмучивания. Анализ дифрактограмм показал, что в фракции $< 0,001$ мм смектиты значительно загрязнены рентгеноаморфной фазой (стеклом?), а также полевыми шпатами. Однако при микроскопическом изучении установлено, что агрегаты смектита встречаются и в более крупных (до 0,01 мм) фракциях. Из фракции 0,002—0,005 мм смектит был выделен центрифугированием ее взвеси в тяжелой жидкости (смесь бромформа со спиртом плотностью 2,45 г/см³). Под микроскопом и дифрактометрически установлена высокая чистота выделенного смектита. На фиг. 2, а — в приведены дифрактограммы ориентированных препаратов изучаемого минерала в природном, насыщенном глицерином и этиленгликолем состояниях. Дифрактограмма исходного образца содержит целочисленную серию базальных отражений с $d(001) = 14,80$ Å. Насыщение образца этиленгликолем и глицерином увеличивает период повторяемости до 16,5 и 17,8 Å соответственно, после прокаливании препарата при 500°С на дифрактограмме (см. фиг. 2, г) регистрируется базальное отражение с $d(001) = 9,8$ Å. Таким образом,

изученный образец ведет себя при различных обработках как типичный смектит. Дифрактограмма неориентированного образца (см. фиг. 2, *д*) не содержит пространственных рефлексов hkl . Наличие полос двумерной дифракции (02) и (20) свидетельствует об отсутствии порядка в наложении слоев, т. е. о трубостатической структуре минерала. Таким образом, образец представляет собой мономинеральный смектит, причем значение d (060) = 1,536 Å характеризует его как триоктаэдрический.



Фиг. 2. Дифрактограммы препаратов смектита
а — ориентированный природный образец; *б* — ориентированный, насыщенный глицерином; *в* — ориентированный, насыщенный этиленгликолем; *г* — ориентированный, прокаленный при $T = 550^\circ \text{C}$; *д* — неориентированный препарат

Химический состав исследуемого минерала приведен в таблице. Обращает внимание аномально-высокое содержание Fe^{3+} , что, казалось бы, несовместимо с выводом о триоктаэдричности 2:1 слоев минерала. Действительно, расчет структурной формулы минерала по стандартной методике, основанной на предположении, что состав анионного каркаса на половину ячейки — $\text{O}_{10}(\text{OH})_2$, приводит к следующему результату: $\text{K}_{0,03}\text{Na}_{0,05}\text{Ca}_{0,20}(\text{Si}_{3,20}\text{Ti}_{0,01}\text{Al}_{0,47}\text{Fe}_{0,32}^{3+})_{4,00}^{0,70-}(\text{Fe}_{1,07}^{3+}\text{Fe}_{0,32}^{2+}\text{Mg}_{1,28}\text{Mn}_{0,07})_{2,62}^{0,31+}\text{O}_{10}(\text{OH})_2$. Видно, что сумма октаэдрических катионов — величина, промежуточная между значениями сумм этих катионов, характерных для ди- и триоктаэдрических разновидностей соответственно, причем октаэдрическая сетка 2:1 слоев имеет значительный избыточный положительный заряд. Хотя среди магнезиальных разновидностей смектитов известны минералы с частичным заселением катионами октаэдрических позиций 2:1 слоев, в структурной формуле данного минерала сомнительным казалось необычное для смектитов распределение зарядов по октаэдрическим и тетраэдрическим позициям структуры. Известно, что при подготовке к химическому анализу возможно окисление части содержащегося в них закис-

Химический состав исследованного минерала

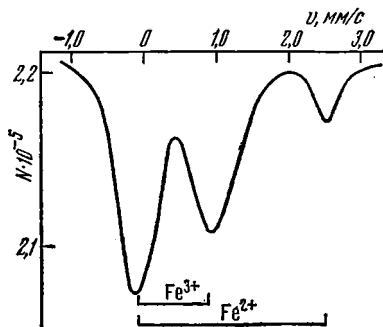
Окисел	Данные химического анализа	Данные, исправленные по результатам ЯГР-спектроскопии
SiO ₂	39,70	39,70
TiO ₂	0,22	0,22
Al ₂ O ₃	4,95	4,95
Fe ₂ O ₃	22,88	20,86
FeO	3,21	5,23
MnO	0,10	0,10
CaO	2,37	2,37
MgO	10,48	10,48
Na ₂ O	0,34	0,34
K ₂ O	0,28	0,28
P ₂ O ₅	0,08	0,08
H ₂ O ⁺	8,97	8,97
H ₂ O ⁻	4,54	4,54
CO ₂	0,16	0,16
C _{орг}	1,77	1,77
С у м м а	100,15	100,15

ного железа, поэтому отношение Fe^{3+}/Fe^{2+} по результатам этого анализа может быть завышено по сравнению с истинным.

Для независимого определения отношения окисного и закисного железа в образце, а также для более детального изучения особенностей структуры данного минерала был получен его мессбауэровский спектр. Использовался ЯГР-спектрометр электродинамического типа, работающий в режиме постоянного ускорения, в совокупности с многоканальным анализатором LP4840. Источником резонансного излучения служил Co^{57} в матрице палладия активностью 10 мКи, полуширина линии в стандартном поглотителе α -Fe составляла 0,26 мм/с. Для регистрации резонансных γ -квантов применялся пропорциональный детектор с ксеноновым наполнением. Калибровка скорости осуществлялась по α -Fe. Значения изомерных сдвигов приведены также относительно α -Fe. Мессбауэровский спектр изученного образца (фиг. 3) представляет собой суперпозицию двух дублетов: интенсивного — от ионов Fe^{3+} с сильно уширенными компонентами, усредненной величиной квадрупольного расщепления $\Delta = 1,02 \pm 0,02$ мм/с и изомерным сдвигом $\delta = 0,48 \pm \pm 0,01$ мм/с и мало интенсивного — от ионов Fe^{2+} с $\Delta = 2,61 \pm 0,02$ мм/с и $\delta = 1,26 \pm 0,01$ мм/с. Оценка величины отношения окисного железа к закисному составляет $3,6 \pm 0,2$ по сравнению с 6,4 по результатам химического анализа. Процентное содержание Fe_2O_3 и FeO в образце после пересчета на основе мессбауэровских данных приведено в таблице. Видно, что количество трехвалентного железа осталось значительным.

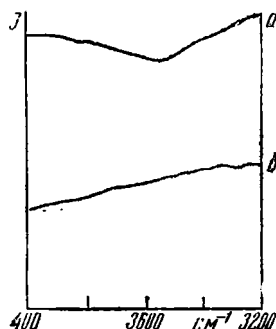
Структурная формула минерала, рассчитанная с использованием этих исправленных значений на анионный каркас $O_{10}(OH)_2 : (K_{0,03}Na_{0,06}Ca_{0,30})(Si_{3,21} \times \times Ti_{0,01}Al_{0,47}Fe^{3+}_{,31})_{4,00}(Fe^{3+}_{0,96}Fe^{2+}_{0,56}Mg_{1,25}Mn_{0,07})_{2,63}O_{10}(OH)_2$ мало отличается по существу от полученной ранее.

Следует отметить, что мессбауэровский спектр образца (в частности, значения квадрупольных расщеплений Δ для ионов трехвалентного железа) не является типичным для железосодержащих природных монтмориллонитов, в спектрах которых видимое значение Δ для Fe^{3+} составляет 0,42—0,60 мм/с, а для Fe^{2+} —2,94—3,01 мм/с [4, 7, 8]. Аномально большое значение Δ для Fe^{3+} в ЯГР-спектре исследуемого образца сопоставимо с соответствующими величинами в спектрах некоторых триоктаэдрических гидроксилсодержащих силикатов после их нагревания [1]. В таких силикатах при нагревании происходит депротонизация, сопровождающаяся превращением OH^{-1} -групп в ионы O^{2-} , благодаря



Фиг. 3

Фиг. 3. Мессбауэровский спектр смектита

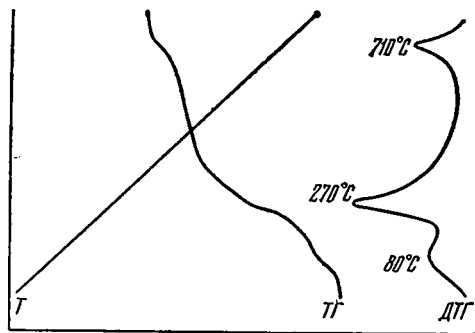


Фиг. 4

Фиг. 4. Инфракрасные спектры смектита

a — спектр природного образца; *b* — спектр образца, прогретого при $T=170^\circ\text{C}$

Фиг. 5. Кривые термогравиметрического анализа



Фиг. 5

чему окружение иона Fe^{3+} становится преимущественно кислородным. При этом резкая анизотропия в распределении нескомпенсированных валентных усилий, приходящихся на вершины координационного октаэдра от окружающих их катионов, должна приводить к столь же резкой анизотропии в распределении индивидуальных длин связей катион — анион в Fe^{3+} -октаэдрах. Таким образом, железосодержащий октаэдр оказывается значительно искаженным, что создает сильный градиент электрического поля на ядре ионов Fe^{3+} . Поэтому в экспериментальных спектрах наблюдается столь значительное возрастание квадрупольного расщепления (до 1,2—1,42 мм/с) [1].

С другой стороны, несколько заниженное значение Δ для Fe^{2+} в спектре исследуемого образца хорошо коррелирует с наблюдаемым в биотите уменьшением квадрупольного расщепления для дублета от ионов Fe^{2+} по мере возрастания интенсивности компонент спектра, связанных с образовавшимися в результате окисления двухвалентного железа ионами Fe^{3+} . Наконец, сильное уширение компонент спектра исследуемого образца завершает картину схожести его с продуктами депротонизации триоктаэдрических гидроксилсодержащих силикатов. Таким образом, анализ совокупности полученных из мессбауэровского спектра экспериментальных данных позволяет высказать предположение о значительном дефиците структурных гидроксильных групп в исследуемом образце. Для проверки этого предположения были получены ИК-спектры образца в области валентных колебаний гидроксильных групп. Спектры снимали в вакуумной камере термической приставки на спектрометре UR-20. Образец приготавливался в виде тонкой пленки путем осаждения из водной суспензии на подложку KRS-5. На спектре природного образца (фиг. 4, *a*) в области валентных колебаний ОН-групп видна широкая полоса, наиболее интенсивная в интервале 3400—3600 cm^{-1} . Поскольку в эту область попадают колебания и ОН-групп адсорбированной воды, для ее удаления образец прогревался при 170°C в течение

нескольких часов при непрерывном вакуумировании. Интенсивность поглощения в области валентных колебаний ОН-групп в спектре прогретого образца оказалась чрезвычайно низкой (фиг. 4, б) по сравнению с интенсивностью поглощения в той же области в спектрах других монтмориллонитов, снятых в аналогичных условиях. Этот результат подтверждает предположение об аномально-низком количестве гидроксильных групп в структуре изучаемого образца.

Для точного определения количества структурной воды в данном минерале проведен его термогравиметрический анализ на термовесах с хроматографом фирмы «Setaram». На кривой скорости потери веса (фиг. 5) видны три максимума: при 80, 270 и 710°С. Первый и второй максимумы соответствуют выходу адсорбированной воды и воды, гидратирующей обменные катионы (Са), высокотемпературный пик относят обычно к потере веса за счет структурных ОН-групп. Однако на динамической кривой потери веса не удается надежно количественно разделить эти три категории воды, в частности отделить высокотемпературную воду. Поэтому дополнительно проводился ступенчатый нагрев малой навески (37 мг) образца с выдерживанием его до постоянного веса при каждой температуре. Высокотемпературная потеря веса (>400°С) при этом надежно отделяется от низкотемпературной и составляет лишь 1,1%. На хроматограмме интенсивность пиков H₂O при $t > 400^\circ\text{C}$ соответственно очень низка. Зная надежно количество гидроксильной воды, можно рассчитать структурную формулу минерала на 12 ионов кислорода, т. е. на анионный каркас $\text{O}_{10+x}(\text{OH})_{2-x}$: $(\text{K}_{0,03}\text{Na}_{0,06}\text{Ca}_{0,22}\text{Mg}_{0,05})(\text{Si}_{3,41}\text{Ti}_{0,01}\text{Al}_{0,50}\text{Fe}_{0,08}^{3+})_{4,00}(\text{Fe}_{1,36}^{3+}\text{Fe}_{0,38}^{2+}\text{Mg}_{1,29}\text{Mn}_{0,07})_{3,00}\text{O}_{10}[\text{O}_{1,36}(\text{OH})_{0,64}]_2^{1,36-}$. Таким образом, смектит оказался чисто триоктаэдрическим, а избыточный заряд в октаэдрах, образовавшийся за счет наличия в них значительного количества окисного железа, почти точно скомпенсирован дефицитом гидроксильных групп в анионном каркасе.

Априори можно предположить по меньшей мере два механизма образования исследованного смектита. Один из них связан со вторичным окислением исходного триоктаэдрического высокожелезистого смектита, который образовался в восстановительной среде с обычным для трехэтажных слоистых силикатов анионным каркасом. Структурная формула такого минерала имеет вид: $(\text{K}_{0,03}\text{Na}_{0,06}\text{Ca}_{0,02}\text{Mg}_{0,05})(\text{Si}_{3,41}\text{Ti}_{0,01}\text{Al}_{0,50}\text{Fe}_{0,08}^{3+})_{4,00} \times (\text{Fe}_{1,64}^{2+}\text{Mg}_{1,29}\text{Mn}_{0,07})_{4,00}\text{O}_{10}(\text{OH})_2$. При смене восстановительной обстановки на окислительную, которая могла возникнуть под действием, например, соответствующих растворов, окисление железа происходит по схеме: $2\text{Fe}^{2+} + 2(\text{OH})^{-1} = 2\text{Fe}^{3+} + \text{O}^{2-} + \text{H}_2\uparrow$, что и приводит к формированию триоктаэдрического оксисмектита. Разная окислительная способность растворов будет обуславливать разную степень преобразования смектитов. Средняя и слабая степени окисления приводят к разным соотношениям $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+}$ и различному дефициту гидроксильных групп, тогда как сильное окисление сопровождается частичным разрушением структуры и выделением свободных гидроокислов железа. Очевидно, что визуально степень окисленности смектита может выражаться в разнообразии цветовых окрасок пород.

Второй механизм формирования минерала со столь необычным составом может быть связан с наличием относительно высоких температур и таких значений Eh, при которых ионы Fe^{3+} служили бы в качестве непосредственного строительного материала при образовании 2 : 1 слоев. Можно представить, что из паронасыщенного расплава путем кристаллизации происходит синтез талькоподобной структуры, 2 : 1 слою которой за счет изоморфных замещений обладают определенным отрицательным зарядом. Если расплав характеризовался дефицитом воды, а окислительная обстановка не препятствовала подвижности ионов Fe^{3+} и их участию в формировании структуры, то триоктаэдрические 2 : 1 слою последней для

достижения приемлемой локальной компенсации валентностей должны характеризоваться дефицитом гидроксильных групп. С другой стороны, межслои такой структуры заселены обменными катионами, но не содержат молекул или слоев воды. Рассматриваемая структура является нестабильной по отношению к реакции с водой. Известно, что в структуре талька 2:1 слои электронейтральны, что и определяет отсутствие гидратационных свойств этого минерала. В слюдах же несбалансированный отрицательный заряд 2:1 слоев слишком высок, чтобы молекулы воды могли преодолеть силы электростатического притяжения между межслоевыми катионами и 2:1 слоями и проникнуть в межслой. Наличие гидратационных свойств смектитов в значительной степени определяется тем, что величина нескомпенсированного заряда 2:1 слоев составляет примерно 0,3—0,5 валентных единиц (на половину содержания элементарной ячейки), т. е. в 2—3 раза меньше, чем у слюд. Поэтому, если синтезированный в относительно безводных условиях минерал с талькоподобной структурой и относительно невысоким отрицательным зарядом 2:1 слоев попадает в область действия грунтовых (или еще каких-либо) вод, то произойдет разбухание минерала за счет «расклинивающего» действия молекул H_2O и их проникновения в межслой. Этот процесс и завершит образование смектитового минерала.

Следует подчеркнуть, что сходный процесс двухступенчатого формирования смектита легко моделируется в лабораторных условиях. В частности, в безводных фтор-системах типа $Na_2O-SiO_2-MgF_2-MgO$ при температурах 700—800°С синтезируется талькоподобная фаза состава $Na_xSi_4Mg_{3-x}O_{10}F_x$ ($x=0,2-0,3$), дифрактограммы которой характеризуются серией базальных отражений с $d(001)=9,5 \text{ \AA}$. Однако после непродолжительного растирания образца в водной среде происходит разбухание синтезированной фазы, и она приобретает свойства смектитового минерала. На данном этапе исследований нельзя сделать выбор между двумя вариантами формирования изученной минеральной разновидности смектита. Для уточнения генезиса необходимо провести дополнительные исследования стадийности его образования и региональности распространения в эффузивных траппах Тунгусской синеклизы. Этот материал может представлять большой интерес как матрица для формирования многих железистых смектитов в осадочных толщах.

Литература

1. Гендлер Т. С., Дайняк Л. Г., Кузьмин Р. Н. Параметры мессбауэровского спектра ионов Fe^{3+} в биотите и непрерывность перехода биотит — оксибиотит в интервале температур 300—900°К.— Геохимия, 1978, № 11, с. 1633—1638.
2. Лебедев А. П. Трапповая формация центральной части Тунгусского бассейна.— Тр. Ин-та геол. наук. М., 1955, вып. 61. 196 с.
3. Ляхович В. В. К минералогии палагонитов.— Минерал. сб. Львовск. геол. о-ва, 1957, № 11, с. 57—63.
4. Эйриш М. В., Двореченская А. А. Исследование положения и роль ионов Fe^{3+} в структуре глинистых минералов методом ЯГР-спектроскопии (изменение состояния ионов Fe^{3+} при дегидратации и дегидроксизации монтмориллонита).— Геохимия, 1976, № 4, с. 597—607.
5. Matthews D. M. Altered Basalts from Swallow Bank, an abyssal hell in the northeast Atlantic, and from a nearly seamount.— Phil. Trans. Roy. Soc. London, 1971, v. 268, p. 551—571.
6. Melson W. G., Thompson G. Glassy abyssal Basalts, Atlantic sea floor near St. Paul's Rocks: Petrography and composition of secondary clay minerals.— Geol. Soc. Amer. Bull., 1973, v. 84, № 2, p. 703—716.
7. Rozenson J., Heller-Kallai L. Reduction and oxidation of Fe^{3+} in dioctahedral smectites.— I. Preduction with hydrazine and dithionite.— Clays and clay minerals, 1976, v. 24, № 6, p. 271—282.
8. Rozenson J., Heller-Kallai L. Reduction and oxidation of Fe^{3+} in dioctahedral smectites: III. Oxidation of octahedral iron in montmorillonite.— Clays and clay minerals, 1978, v. 26, № 2, p. 88—92.

ГИН АН СССР,
Москва

Поступила в редакцию
17.III.1981

ХРОНИКА

УДК 06.053 : 551.332.2

МЕЖДУВЕДОМСТВЕННОЕ СОВЕЩАНИЕ ПО ПОЛЕВЫМ И ЛАБОРАТОРНЫМ МЕТОДАМ ИССЛЕДОВАНИЯ ЛЕДНИКОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

РАУКАС А. В., СААРСЕ Л. А.

С 21 по 23 октября 1980 г. в Таллине состоялось Междуведомственное совещание по полевым и лабораторным методам исследования ледниковых отложений, организованное Институтом геологии АН Эстонской ССР совместно с Прибалтийским отделением Литологического комитета АН СССР, Прибалтийско-Белорусской геохимической секцией и советской секцией МПГК «Четвертичные оледенения северного полушария». В совещании участвовали представители более 50 организаций из многих городов Советского Союза. На двух пленарных и восьми секционных заседаниях заслушан 91 доклад, освещающий разные аспекты изучения ледниковых отложений.

Плейстоценовые ледники покрывали территорию около 45 млн. км², что составляет примерно 30% всей суши. С оставленными ледниками отложениями связаны месторождения строительных материалов, к ним приурочены подземные воды, они являются доминирующими почвообразующими породами, часто служат естественным основанием при возведении различных сооружений, а также маркирующими горизонтами при составлении литостратиграфических схем. Генетически связанные с ледниками отложения широко развиты также на дне морей и океанов. Только айсберговые отложения покрывают около 6,5 млн. км² дна Мирового океана. В результате тектонических движений и колебаний уровня моря они местами прослеживаются и на суше, где их трудно отличить от собственно ледниковых отложений, что порой приводит к неправильным палеогеографическим реконструкциям и вызывает острые дискуссии.

Учитывая сложность и дискуссионность многих вопросов методики изучения обломочных отложений, оргкомитет рекомендовал для обсуждения в прениях довольно узкую тематику, связанную с методикой полевого и лабораторного исследования моренных отложений. Для сравнения были заслушаны также обзорные доклады по оптимальной методике изучения флювиогляциальных (А. А. Юргайтис, ЛитНИГРИ; А. П. Микалаускас, Отдел географии АН ЛитССР) и лимногляциальных (Э. А. Пиррус, Л. А. Саарсе, Институт геологии АН ЭССР) отложений. До начала совещания были опубликованы и разосланы тезисы докладов.

Ю. А. Лаврушиным (ГИН АН СССР) были рассмотрены закономерности образования морен и возможности идентификации различных генетических типов и фаций ледниковых отложений. Докладчик выделял среди морен основные, или донные, абляционные и краевые, или конечные морены, которые характеризуются специфическими син- и диагенетическими текстурами. А. В. Раукасом (Институт геологии АН ЭССР) сделан обзор о применяемых в зарубежных странах методах изучения ледниковых отложений и возможностях унифицирования этих методов для осуществления дальних корреляций и проведения совместных исследований по определенным субмеридиональным линиям, начиная от центра оледенения до границы максимального растекания льда. Белорусские исследователи (А. В. Матвеев с соавторами) впервые в Советском Союзе успешно моделировали ледниковые процессы. Полученные ими данные показывают, что у «ледника» (смесь полиакриламида и 7%-ного раствора желатина) наблюдалось радиальное растекание и над выступами ложа в его теле возникали отчетливые трещины. Четко прослеживалось образование вывальных «языков» и отторженцев. Установлено, что наибольшие деформации ложа происходили на участках движения «ледника». Для лучшего понимания деятельности плейстоценовых ледников заслушаны доклады об особенностях методики изучения современных горных ледников (Л. Р. Себрянный, Институт географии АН СССР) и покровных ледников Антарктиды (В. И. Бардин, Г. Н. Колосова, Н. Г. Сударикова, Институт географии АН СССР).

Ряд докладов посвящен изучению текстурных особенностей морен (А. Д. Лукашов, Институт геологии Карельского филиала АН СССР; Е. М. Катаонов, Институт мерзлотоведения СО АН СССР; О. П. Аболтыньш, Латвийский госуниверситет и др.) и проблемам выявления гранулометрического и вещественного состава морен (Е. В. Рухина, ЛГУ; А. П. Дедков, Казанский госуниверситет; В. В. Добровольский, Московский педагогический институт; А. И. Гайгалас, Вильнюсский госуниверситет; И. Я. Даниланс, ВНИИМОРГЕО и др.). Оживленные дискуссии возникли по поводу установления гляциотектонических нарушений и отторженцев (Э. А. Левков, Институт геологии и геофизики АН БССР; Н. Г. Чочия, Ленинградский горный институт). При этом проявились глубокие расхождения во взглядах на образование ледниковых отложений в целом. На совещании рассматривались также проблемы изучения дочетвертичных ледниковых образований (Н. М. Чумаков, ГИН АН СССР), поиски месторождений полезных ископаемых (Б. С. Лунев, Пермский госуниверситет; И. М. Экман, Институт геологии Карельского филиала АН СССР), вопросы применения палеомагнетизма (М. А. Певзнер, ГИН АН СССР) и радиотермолюминесценции (Г. И. Хютт, Институт геологии АН ЭССР; В. К. Власов, МГУ и др.) и многие другие частные проблемы. Совещание констатировало, что при изучении ледниковых отложений применяется широкий комплекс методов, но оптимальная методика их исследования требует еще значительной доработки. Отмечалась также слабая обеспеченность лабораторий новым высокопроизводительным оборудованием и недостаточная унификация методики исследования.

В принятом решении совещание рекомендовало:

1. Обратить внимание на необходимость более широкого использования при изучении ледниковых отложений структурно-геологических методов исследований. Просить руководство Института геологии Карельского филиала АН СССР подготовить методическое пособие по структурному анализу применительно к изучению ледниковых отложений.

2. Уделять пристальное внимание изучению индикаторных минералов и валунов в ледниковых отложениях с целью выявления по ним коренных и россыпных месторождений полезных ископаемых. Отметить высокую эффективность методики, разработанной в Пермском госуниверситете проф. Б. С. Луневым. Просить Экспертный совет Министерства геологии СССР рекомендовать при поисках полезных ископаемых винтовые обогащательные аппараты, разработанные Б. С. Луневым и его группой.

3. Усилить внедрение методов и приемов геохимических исследований при изучении ледниковых отложений; в частности экспрессного количественного определения окраски морен с помощью полевого спектрометра Добровольского—Чупахиной.

4. Продолжить работу по дальнейшему совершенствованию минералогического анализа морен с учетом геолого-геоморфологических и палеопедологических данных. Отметить целесообразность унификации приемов определения минералов и обработки данных с применением методов математической статистики.

5. Использовать гляциологические исследования для более точного определения фаций морен. Усилить практическую ориентацию методических разработок по литологии морен.

6. Усилить разработку физических и геологических основ радиотермолюминесцентного метода. Просить лаборатории термолюминесцентного анализа Института геологии АН ЭССР и МГУ принять участие в изучении опорных разрезов европейской части СССР. Считать целесообразным созыв Межведомственного совещания или семинара по методам РТЛ-датирования в 1981 г.

7. Продолжать работы по лёссовой стратиграфии. Обратить внимание на необходимость сопоставления методов изучения состава и строения лёссовых и ледниковых формаций. В качестве ключевого района для проведения таких работ рекомендовать область распространения Донского «языка». Создать методическое руководство, отражающее специфику изучения ледниковых отложений. Просить Институт геохимии и геофизики АН БССР подготовить соответствующее пособие.

8. Считать необходимым продолжение исследований палеомагнитных и других физических параметров с целью их диагностики и корреляции.

9. Отметить перспективность разработанного в лаборатории новейших отложений МГУ сопряженного анализа ледниковых отложений. Просить лабораторию разослать участникам совещания для обсуждения разработанные ими рекомендации и организовать семинар по методике сопряженного анализа.

10. Рекомендовать дальнейшее выяснение возможностей использования споропыльцевого и микрофаунистического анализа для определения возраста и генезиса ледниковых отложений.

11. Шире использовать системный подход к изучению ледниковых отложений с методами аналогии, физического и натурального моделирования, а также методами математической статистики.

Следующее межведомственное совещание по близкой тематике решено созвать в 1983 г. в Москве.

Институт геологии АН ЭССР,
Таллин

Поступила в редакцию
20.1.1981

УГОЛЬНЫЕ БАССЕЙНЫ И УСЛОВИЯ ИХ ФОРМИРОВАНИЯ (VI ВСЕСОЮЗНОЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ УГОЛЬНОЕ СОВЕЩАНИЕ)

ТИМОФЕЕВ П. П., ДОЛЕНКО Г. Н.

Наука об угле — угольная геология как у нас в стране, так и за рубежом в настоящее время переживает трудные времена. В свое время «нефтяной бум» отбросил угольную геологию на второй план; широкое распространение получили идеи о том, что нефть и газ должны в значительной мере заменить уголь. Это ошибочное мнение привело к резкому сокращению объема научных исследований в области угольной геологии, а также ассигнований на геологоразведочные работы; снизился прирост добычи угля. В результате современная угольная школа, обладавшая когда-то большим кол-лективом высококвалифицированных специалистов как ученых, так и производственников, практически прекратила свое существование. Лишь кое-где остались отдельные небольшие группы, которые еще продолжают исследования в области угольной геологии.

Современное состояние энергетических ресурсов Советского Союза как никогда прежде требует увеличения добычи твердых горючих ископаемых и прежде всего угля. Поэтому перед учеными геологами-угольщиками, специализирующимися в области литологии, тектоники, стратиграфии, углепетрографии, геохимии и др., встала задача организовать комплекс исследований по различным аспектам угольной геологии. В свое время Геологическим институтом АН СССР¹ в кратком виде были подведены итоги и изложены основные достижения, а также намечены задачи угольной геологии на ближайшую и дальнюю перспективу. Эти предложения были обсуждены на V Всесоюзном угольном совещании (г. Ростов-на-Дону, 6—8 сентября 1977 г.), которое приняло решение о подготовке научных исследований по двум крупным взаимосвязанным проблемам: а) эволюция торфообразования и углособразования с целью выяснения закономерностей размещения угленосных формаций и их соотношения со смежными формациями на территории СССР; б) глобальная корреляция геологических процессов образования угленосных формаций мира.

Постановка этих проблем предусматривала, во-первых, привлечение внимания ученых и научных учреждений к проблемам угольной геологии, тем более что многие достижения геологии в ряде случаев обязаны угольной геологии в целом; во-вторых, резкое увеличение объема исследований; в-третьих, концентрацию совместных усилий геологов-угольщиков, как ученых, так и практиков нашей страны, для дальнейшего комплексного детального изучения угле-, сланце- и торфоносных формаций и проведения обобщающих работ глобального характера, в-четвертых, подведение достигнутых итогов и разработку планов на будущее. Конечная цель — дальнейшая разработка теории осадочного процесса и совершенствование научных основ поисковых и разведочных работ на твердые горючие ископаемые с целью резкого прироста их разведанных запасов.

В соответствии с этим решением Геологическим институтом АН СССР и Межведомственным литологическим комитетом АН СССР был разработан обширный и довольно детальный проект, охватывающий указанные проблемы, а именно: «Глобальная корреляция геологических процессов образования и изменения угленосных, сланце- и торфоносных формаций континентов и их океанических окраин» (сокращенное название «Корреляция угленосных формаций» — КУФ). Данный проект зарегистрирован в ЮНЕСКО как международный проект № 166, в осуществление которого включился ряд социалистических и капиталистических стран — Болгария, Венгрия, Голландия, Чехословакия, Югославия, Франция, ФРГ, Англия, США, Австралия, Таиланд, Вьетнам и некоторые другие. Проект рассчитан на 10 лет — 11-я и 12-я пятилетки. В течение этого срока предполагается проведение как новых исследований, базирующихся на широкой генетической основе, так и обобщение имеющихся материалов с целью решения следующих основных проблем, составляющих существо угольной геологии: 1) стратиграфическая корреляция угле-, сланце- и торфоносных формаций; 2) глобальная корреляция процессов накопления (седиментогенез) и преобразования (литогенез) угле-, сланце- и торфоносных формаций; 3) тектоническая эволюция и закономерности размещения угле-, сланце- и торфоносных формаций и история образования соответствующих бассейнов и месторождений; 4) процессы и закономерности преобразования органического вещества и их корреляция; 5) геохимическая характеристика углей, сланцев, торфа и вмещающих их формаций; 6) геофизическая характеристика и корреляция угле-, сланце- и торфоносных формаций; 7) критерии прогноза твердых горючих ископаемых и их ресурсы. Данный проект в настоящее время приобретает первостепенное значение еще и потому, что доля угля, сланцев и торфа будет возрастать не только в топливно-энергетическом балансе, но и в коксохимической, химической и других отраслях народного хозяйства страны.

¹ Тимофеев П. П. Основные достижения и задачи угольной геологии. — Литол. и полезн. ископ., 1977, № 5, с. 19—30.

Всем этим проблемам угольной геологии было посвящено VI Всесоюзное геологическое угольное совещание, состоявшееся 1—4 октября 1980 г. в г. Львове и организованное Межведомственным литологическим комитетом АН СССР на базе Института геологии и геохимии горючих ископаемых АН СССР. В организации совещания приняли участие также Министерство геологии СССР и Министерство угольной промышленности СССР. В нем участвовало свыше 300 представителей 62 научно-исследовательских институтов АН СССР, академий наук союзных республик и других ведомств, учебных заведений, а также 25 производственных и проектных организаций Мингео СССР, Минуглепрома СССР и ряда республиканских министерств.

Открывая VI Всесоюзное геологическое угольное совещание, председатель Межведомственного литологического комитета АН СССР, председатель Оргкомитета, член-кор. АН СССР *П. П. Тимофеев* охарактеризовал современный уровень развития науки об угле и угленосных формациях, дал краткий анализ задач, стоящих перед угольной геологией. *П. П. Тимофеев* отметил, что Центральный Комитет Коммунистической партии Советского Союза и лично товарищ Л. И. Брежнев, Советское правительство уделяют большое внимание развитию нашей науки. Велика основополагающая роль геологической науки в развитии минерально-сырьевой базы и прежде всего в увеличении энергетических ресурсов нашей Родины. Геологи-угольщики, как ученые, так и производственники, прилагают все усилия к выполнению поставленных задач. Совещание проходило в период подготовки к XXVI съезду КПСС, когда весь советский народ направлял свои усилия на ускорение развития производительных сил, выявление новых резервов, которые должны обеспечить на длительную перспективу благосостояние нашего народа и еще больше укрепить мощь Советского Союза. С приветствием к участникам совещания обратился секретарь Львовского обкома компартии Украины *Д. А. Яремчук*. Он остановился на главных задачах геологов и шахтеров Львовско-Волинского угольного бассейна, особенно в период подготовки к XXVI съезду КПСС, на вопросах дальнейшего ускорения темпов научно-технического прогресса, повышения роли науки в развитии угледобычи и дал общую социально-экономическую характеристику области.

В кратком выступлении директора Института геологии и геохимии горючих ископаемых АН УССР акад. АН УССР *Г. Н. Доленко* была отмечена важная роль топливно-энергетической базы для выполнения комплексных программ научно-технического прогресса и его социально-экономическое значение для развития металлургии, энергетики, тяжелого машиностроения и других отраслей народного хозяйства. *Г. Н. Доленко* глубоко проанализировал и показал значение научно-исследовательских работ в области геологии угля, геохимии и органического вещества, которые проводятся в Институте геологии и геохимии горючих ископаемых АН УССР. Он подчеркнул необходимость развития комплексных фундаментальных теоретических работ в различных направлениях угольной геологии, более детального изучения закономерностей и распространения коксующихся углей в бассейнах УССР, более глубокого исследования процессов метаморфизма углей на основе моделирования этих процессов, комплексного использования углей, а также рациональной добычи его из недр, с помощью метода подземной газификации угля, который разрабатывается в институте и в скором времени будет внедрен в производство.

На пленарном заседании, которому был посвящен первый день совещания, заслушано 13 докладов. Среди них доклады члена-кор. АН СССР *П. П. Тимофеева* «Вопросы методики изучения и выделения угленосных формаций», докт. геол.-мин. наук *Г. Ф. Крашенинникова* «Опыт выделения и изучения угленосных формаций Большого Донбасса»; члена-кор. АН УССР *А. З. Широкова* «Угленосные формации карбона Днепровско-Донецкой впадины»; докт. геол.-мин. наук *В. А. Кушнирюка* «Карбоновые угленосные формации юго-западной части Восточно-Европейской платформы»; докт. геол.-мин. наук *А. И. Кравцова* «О методике прогнозирования газоносности глубоких горизонтов Донецкого бассейна»; докт. геол.-мин. наук *И. В. Еремина* «Прогноз свойств углей по параметрам петролого-генетической классификации»; канд. геол.-мин. наук *В. Ф. Череповского* «Методика и результаты нового подсчета и оценки прогнозных запасов угля СССР»; докт. геол.-мин. наук *А. К. Матвеева* «Радиоактивный метаморфизм углей», докт. геол.-мин. наук *Н. И. Погребнова* «Критерии выделения угленосных формаций в осадочных комплексах».

На совещании прочитано 150 докладов, из них 63 — стендовые; 258 тезисов докладов опубликовано в трех сборниках. Во время совещания работало три секции. На первой секции «Образование и размещение угленосных формаций и угольных бассейнов» (руководители акад. АН УССР *Г. Н. Доленко*, член-кор. АН СССР *П. П. Тимофеев*, докт. геол.-мин. наук *Н. И. Погребнов*) обсуждались проблемы и закономерности углеобразования, корреляция угленосных отложений, палеотектоническая и палеогеографическая зональность каменноугольных отложений в отдельных угольных бассейнах и другие геолого-структурные характеристики угленосных отложений. В ряде докладов освещалось влияние тектоники на формирование угленосной толщи, связь глубинного строения с углеобразованием в Донецком бассейне. В частности, в докладе докт. геол.-мин. наук *А. И. Егорова* рассмотрены закономерности юрского углеобразования в Центральной Евразии (в пределах СССР); канд. геол.-мин. наук *А. С. Стругов* детально охарактеризовал угленосные бассейны Сибирской платформы трех этапов углеобразования. Некоторые другие доклады были посвящены геологическим харак-

теристикам отдельных угольных месторождений и бассейнов — Кузнецкого (докт. геол.-мин. наук А. З. Юзвцкий), Донбасса (канд. геол.-мин. наук М. Л. Левенштейн и З. Н. Брозина), Нижнеднепровской угленосной формации (докт. геол.-мин. наук В. А. Кушнирук, канд.-ты геол.-мин. наук Е. С. Бартошицкая и С. И. Бык), Белоруссии (канд. геол.-мин. наук Л. Ф. Ажгиревич, Я. И. Аношко, В. А. Ковалев).

На второй секции «Накопление и преобразование органического вещества угольных пластов» (руководители докт. геол.-мин. наук В. А. Кушнирук, докт. геол.-мин. наук И. В. Еремин, докт. геол.-мин. наук В. В. Кирюков) были заслушаны доклады, касающиеся как частных, так и общих проблем. Так, докт. геол.-мин. наук В. В. Кирюков на примере лигнитов рассмотрел природные модели первичной биохимической стадии углеобразования; канд. геол.-мин. наук С. В. Савчук рассказал о процессах окисления органического вещества и восстановленности углей в связи с их химико-технологическими свойствами; канд. геол.-мин. наук В. П. Бабенко сделал сообщение об особенностях преобразования органического вещества палеоторфяников в различных геохимических обстановках. В выступлении канд. геол.-мин. наук Ю. Н. Нагорного и В. Н. Нагорного подчеркнута роль давления в процессе регионального метаморфизма углей. Канд. геол.-мин. наук М. Ю. Федущак рассказал о накоплении и преобразовании органического вещества осадочного чехла Украины. Доклады С. А. Лизуна, канд. геол.-мин. наук Е. С. Бартошицкой и А. Ф. Сергатьяка посвящены изучению влияния внешних возбуждающих факторов на отражательную способность углей. Канд. геол.-мин. наук Н. Ф. Ненчук сделал сообщение об основных вопросах углефикации и катагенеза углей. Рассмотрены также вопросы о преобразовании органического вещества горючих сланцев и их физико-химических свойств.

На третьей секции «Теоретические основы прогнозирования месторождений твердых горючих ископаемых» (руководитель канд. геол.-мин. наук В. Ф. Череповский) обсуждались методики составления среднемасштабных прогнозных карт угленосности отдельных месторождений, генетические и методические вопросы изучения зольности угольных пластов, палеоботанические коррелятивные признаки и их роль при разномасштабной корреляции. Так, особенностям построения карт метаморфизма на основе отражательной способности витринита в условиях юго-западной части Донбасса посвящен доклад канд.-тов геол.-мин. наук М. Л. Левенштейна, Н. И. Громыко, В. В. Комогорова, О. И. Спириной; член-кор. АН Киргизской ССР Г. Л. Кушев и канд. геол.-мин. наук И. Н. Рощина рассказали о критериях прогноза угленосности Восточного Казахстана. В других докладах были доложены результаты по развитию теоретических основ прогнозирования горно-геологических условий разработки угольных пластов, морфологии, мелкоамплитудной тектоники, стойкости, управлением породами кровли пласта; докт. геол.-мин. наук В. В. Кирюков сделал сообщение о гносеологических и методологических основах современной теории углеобразования.

В решении VI Всесоюзного геологического угольного совещания рекомендовано научно-исследовательским организациям Академии наук СССР и Академий наук союзных республик, Мингео СССР, Минуглепрому СССР и Минвузу СССР включить в планы научных работ на 11-ю пятилетку исследования угле-, сланце- и торфяноносных формаций по программе проекта «Глобальная корреляция угленосных формаций». Признано целесообразным составить единый отраслевой общесоюзный координационный план научных исследований в области угольной геологии на 11-ю пятилетку; проводить рабочие совещания по каждому угольному бассейну СССР с целью детального рассмотрения перспектив и определения основных научно обоснованных направлений поисково-разведочных работ; обратить внимание на необходимость усиления подготовки кадров геологов-угольщиков различной специализации; созвать в 1981 г. VII Всесоюзное угольное совещание, посвященное ресурсам твердых горючих ископаемых и рациональному использованию их в народном хозяйстве.

ГИН АН СССР, Москва
Институт геологии и геохимии
горючих ископаемых, Львов

Поступила в редакцию
22.V.1981

МАРИЯ ФЕДОРОВНА ВИКУЛОВА

17.III.1981 г. после продолжительной болезни скончалась Мария Федоровна Викулова — доктор геолого-минералогических наук, один из ведущих исследователей глинистых пород, заложивших основы развития в СССР этой сложной перспективной отрасли литологии.

Мария Федоровна родилась 12 февраля 1899 г. в селе Жижца Великолукской области в семье служащих. В 1921 г. она поступила на физико-географический факультет Ленинградского университета, который успешно закончила в 1926 г. Научно-исследовательская деятельность М. Ф. Викуловой началась в 1923 г. с должности коллектора в Геологическом комитете и продолжалась более 50 лет в качестве геолога, старшего научного сотрудника, заведующей литологической лабораторией, сектором литологии, старшего научного сотрудника-консультанта.

В период своей долгой и плодотворной деятельности М. Ф. Викулова осуществила ряд научных разработок в области изучения гипсов, доломитов, огнеупорных глин, бокситов. Наиболее полно исследовательский и организаторский талант М. Ф. Викуловой проявился в конце 40-х годов, когда она первой в СССР приступила к комплексному исследованию глинистых пород с привлечением новейших методов исследования. В короткий срок ею были предложены, разработаны и внедрены в практику определения минерального состава глин такие принципиально новые методы, как изучение оптических свойств глинистых минералов в ориентированных препаратах, исследование глинистых фракций под электронным микроскопом, впервые применен для глин метод окрашивания Н. Е. Веденеевой и др. В эти же годы к методическим исследованиям в области изучения глинистых пород был привлечен целый ряд специалистов — геологов, химиков, физиков, которые под ее руководством заложили основы методики изучения глинистых пород, получившей впоследствии всеобщее признание и развитие в работах ряда ведущих литологов СССР.

Особенно продуктивны для М. Ф. Викуловой были 50—60-е годы. За эти десятилетия Мария Федоровна вместе с возглавляемым ею коллективом составили и издали ряд руководств и методических пособий по изучению глинистых пород, выполнили обширные разработки в области исследования вещественного состава, литолого-фациальных особенностей, закономерностей размещения и практической значимости глинистых пород различных регионов СССР. Эти работы широко известны геологам и высоко оценены Советским правительством. За разработку и внедрение в практику геологических исследований метода красителей в 1952 г. М. Ф. Викулова совместно с Н. Е. Веденеевой и М. А. Ратеевым удостоена Государственной премии. «Методическое руководство по петрографо-минералогическому изучению глинистых пород», составленное в 1956 г. под ее руководством и при непосредственном участии, послужило основой ее докторской диссертации и долгое время являлось настольной книгой геологов, занимающихся изучением глин. В эти годы расцвета научной деятельности М. Ф. Викулова впервые поставила вопрос о возможности и необходимости использования результатов детального изучения минерального состава глин и отдельных глинистых минералов для генетических построений и решения ряда теоретических вопросов геологии. Это направление успешно развивается в трудах ее учеников и последователей.

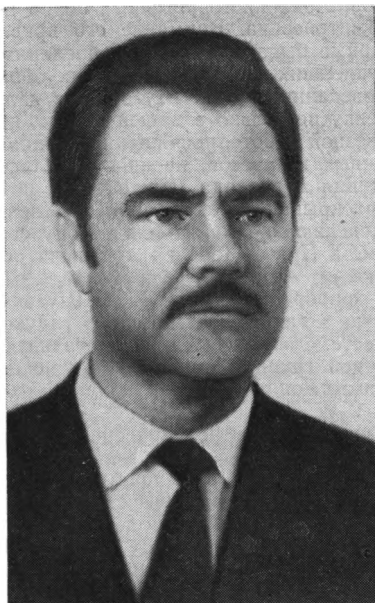
На протяжении последних 10 лет Мария Федоровна занималась вопросами фациального анализа глинистых пород. В последней коллективной монографии, изданной под ее руководством в 1973 г., дана сводка материалов по минеральному составу, структурному и текстурному особенностям глинистых пород, их органическим остаткам, конкрециям и комплексам редких и рассеянных элементов, установлено их значение при фациальном анализе. Всего М. Ф. Викулова опубликовала более 100 научных работ; некоторые из них переведены на польский, китайский, английский языки. Многие годы Мария Федоровна была членом Комиссии по осадочным породам и членом бюро комиссии по изучению глин при АН СССР.

Советское правительство высоко оценило заслуги М. Ф. Викуловой: она награждена орденами Ленина и Трудового Красного Знамени, медалями «За доблестный труд в Великой Отечественной войне» и «В память 250-летия Ленинграда».

Мария Федоровна щедро делилась своими знаниями с учениками и последователями из различных геологических организаций Советского Союза и зарубежных стран. Она обладала ярко выраженным талантом учить, развивать и правильно направлять способности своих сотрудников, ставить новаторские задачи и активно руководить их решением. Ее беззаветная преданность науке, бескомпромиссность в решении принципиальных научных вопросов, требовательность к себе и подчиненным и, наряду с этим, бережное отношение к ученикам и материнская их опека вызывали уважение всего коллектива. Такой останется Мария Федоровна Викулова в памяти учеников, коллег и всех знавших ее геологов.

Междуведомственный
литологический комитет

Всесоюзный научно-исследовательский
геологический институт,
Ленинград



ВСЕВОЛОД ДМИТРИЕВИЧ ШУТОВ

19.VIII.1981 г. после тяжелой болезни скончался замечательный ученый, литолог, доктор геолого-минералогических наук Всеволод Дмитриевич Шутов.

В. Д. Шутов родился в 1923 г. в Саратове, в семье научных работников. В 1926 г. семья переехала в Баку, где отец его получил кафедру в университете. В 1946 г. В. Д. Шутов окончил геологоразведочный факультет Азербайджанского индустриального института и стал работать в Азербайджанской экспедиции СОПСА АН СССР, а в 1949 г. поступил в аспирантуру института Геологических наук АН СССР. В 1952 г. Всеволод Дмитриевич защитил кандидатскую, а в 1973 г. докторскую диссертацию. Заслуги В. Д. Шутова отмечены правительственной наградой — медалью «За трудовую доблесть».

Вся научная деятельность Всеволода Дмитриевича Шутова протекала в Геологическом институте АН СССР и была связана с литологией. В. Д. Шутов был выдающимся специалистом в области минералогии и петрографии осадочных пород и в этих разделах литологии занимал одно из ведущих мест в отечественной науке. Он был одновременно прекрасным минералогом и геологом широкого профиля, хорошо понимавшим природу сложных геологических явлений и умевшим направлять свои исследования на решение наиболее актуальных проблем. Возможность совместных исследований с В. Д. Шутовым с большим удовлетворением воспринималась и стратиграфами, и кристаллохимиками, и физиками.

Широта эрудиции Всеволода Дмитриевича особенно сказалась на содержании его крупной работы, посвященной грауваккам. Сам подход к вопросу выбора объектов, на которых она строилась, требовал хорошего знания разнообразных геологических формаций: их происхождения и тектонических условий образования. Исследование это (его докторская диссертация) — выдающийся труд, который отличается от всех предшествующих работ, посвященных этой тематике, и генетическим подходом, и полнотой охвата материала. Весьма важный самостоятельный раздел данной работы — классификация песчаников. Этим вопросом занимались многие крупнейшие петрографы — осадочники, но все классификационные схемы были довольно формальными. Всеволод Дмитриевич положил в основу исследования генетическую типизацию парагенезов обломочных и глинистых компонентов и изучил их особенности в отложениях разных климатических и тектонических обстановок. Весь анализ им проведен на конкретных объектах, причем впервые в литологии вулканогенно-осадочные породы были изучены с той же подробностью, что и терригенные.

Всеволод Дмитриевич Шутов по праву считается одним из основоположников учения о региональном эпигенезе и стадийном переходе осадочных пород в метаморфические. Начало этому направлению в литологии положено в конце 50-х годов исследованиями мощного терригенного комплекса мезозоя и верхнего палеозоя Верхоянья и Вилюйской впадины, которые приобрели большое методическое значение и способствовали быстрому развитию данного направления в теоретической литологии. В первую очередь они были взяты на вооружение нефтяниками, так как имели и важное практическое значение для выявления особенностей формирования коллекторов. Глубокое

изучение минеральных преобразований терригенных пород проходит через всю научную деятельность Всеволода Дмитриевича. Внимание его привлекли также вулканогенно-осадочные породы, им впервые была проведена корреляция зон и минеральных фаций эпигенеза в этих двух крупнейших группах осадочных образований. Исследования регионального эпигенеза, проведенные В. Д. Шутовым с коллегами, получили широкую известность и высокую оценку не только в нашей стране, но и за рубежом. Ссылки на них имеются в каждой серьезной работе, посвященной данной проблеме.

Многосторонность научных интересов, прекрасное владение современными методами анализа, широкая эрудиция Всеволода Дмитриевича позволили ему провести замечательные исследования, раскрывающие механизм изменения глинистых минералов в катагенезе. Работа по изменению каолинита и переходу его в диксит, доложенная на Международном симпозиуме в Праге (1961 г.), отмечена большой медалью Пражского университета.

Широкую известность приобрели работы В. Д. Шутова, посвященные стадийному изменению монтмориллонита, а также исследованию глауконитов. В статьях по этому вопросу, выполненных вместе с его коллегами, детальнейшим образом рассмотрены кристаллохимия этой сложной группы минералов, их использование для абсолютного возрастного датирования вмещающих пород и вопросы их генезиса и палеогеографического значения.

В последние годы жизни Всеволод Дмитриевич интенсивно включился в изучение минеральных преобразований океанических базальтов. За короткий срок он успел внести значительный вклад в решение этой проблемы, написал ряд статей и сделал доклад весной этого года на сессии литологического сектора Геологического института АН СССР, в котором предложил стадийную модель высокотемпературных и низкотемпературных изменений океанических базальтов. Труды Всеволода Дмитриевича будут долго служить образцом подхода к раскрытию природных процессов.

Смерть В. Д. Шутова — тяжелая утрата для нашей науки. Ушел из жизни талантливый ученый, полный творческих замыслов, удивительно доброжелательный человек, всегда готовый помочь товарищам. Таким он навсегда сохранится в памяти тех, кто его знал и работал рядом.

Межведомственный литологический
комитет АН СССР

ГИН АН СССР

Редколлегия

СОДЕРЖАНИЕ ЖУРНАЛА ЗА 1981 ГОД

<i>Аладжиев В. С.</i> Литология фосфоритоносных отложений Аксу-Байлюстинской зоны на севере Казахстана	№ 2
<i>Базилевская Е. С.</i> Железомарганцевые рудопоявления в осадочной толще океанского дна (по данным глубоководного бурения)	№ 5
<i>Безродных Ю. П., Агарков А. П., Майоре Я. Я.</i> Минералы — индикаторы условий формирования рыхлой толщи Чаунской губы	№ 3
<i>Бекасова Н. Б., Дудкин О. Б.</i> Состав и природа конкреционных фосфоритов раннего докембрия Печенги (Кольский полуостров).	№ 6
<i>Беленицкая Г. А., Голубчина М. Н., Гуревич М. С., Мишина Т. А.</i> Изотопный состав серы и генезис сероводорода в природных газах Амударьинского бассейна	№ 2
<i>Беляева Н. В., Бурмистрова И. И., Свальнов В. Н.</i> Особенности позднеплейстоценового осадконакопления в Центральной котловине Индийского океана	№ 6
<i>Брагин Ю. Н., Голубев С. А., Полянский Б. В.</i> Палеогеография основных этапов накопления нижнемезозойских угленосных отложений в Иране	№ 1
<i>Бутузова Г. Ю., Лисицына Н. А., Лубченко И. Ю.</i> О геохимических особенностях рудоносных осадков впадины Атлантик-II (Красное море)	№ 3
<i>Васильев В. П.</i> Кварц и полевые шпаты в современных осадках морей и океанов и климатическая зональность	№ 2
<i>Вовк И. Ф.</i> Радиолит подземных вод как механизм геохимического превращения энергии радиоактивного распада в осадочных породах	№ 4
<i>Волков И. И.</i> Баланс марганца в океанском осадочном цикле	№ 3
<i>Волков И. И., Штернберг Л. Е.</i> Основные типы железомарганцевых руд в современных водоемах	№ 5
<i>Голубовский В. А., Голубовская Т. Н., Фролов Д. К.</i> Геохимия древних фациальных типов (к проблеме поисков общих закономерностей)	№ 2
<i>Горбунова З. Н.</i> Высокодисперсные минералы осадков Восточно-Тихоокеанского поднятия и примыкающих к нему районов	№ 3
<i>Гурский Ю. Н., Левченко Т. В.</i> О типах катионного обмена в системе осадок — иловая вода в связи с процессами метаморфизации иловых вод современных морских отложений	№ 2
<i>Дворов В. И.</i> Энергетика прибрежного гипергенеза и диагенеза осадков	№ 4
<i>Демидович Л. А., Назаров Н. В.</i> Распространение коллекторов в разнофациальных задонско-елецких отложениях Припятского прогиба	№ 1
<i>Дислер В. Н.</i> Гидрогеохимический анализ регионального распространения ломонтита на Сахалине	№ 5
<i>Дольников В. А., Зверев В. П.</i> Энергетический эффект термической аномалии Янгантау	№ 4
<i>Заиканова В. С., Зайкина А. В., Пупышев Н. А.</i> Доломитовая формация венда — нижнего кембрия Северо-Западного Прибалхашья	№ 2
<i>Ильев А. Я., Захарова М. А., Шереметьева Г. Н., Корнилова Р. М.</i> Динамика мезозойско-кайнозойского осадконакопления на Сахалине	№ 3
<i>Карпова Г. В., Логвиненко Н. В., Орлова Л. В., Белоцерковец Ю. И.</i> Постдиагенетические изменения каменноугольных отложений Большого Донбасса	№ 6
<i>Коптева В. В.</i> Осадочно-тектонические брекчии «гадилевской толщи» (Южный Урал)	№ 1
<i>Крайнов С. Р., Рыженко Б. Н.</i> Использование физико-химического моделирования для изучения взаимодействий в системе вода — порода и гидродинамические условия его приложения к реальным гидрогеохимическим процессам	№ 4

- Лебедев В. И.* К вопросу об энергетике осадочного процесса и метаморфогенеза № 4
- Левитан М. А., Гордеев В. В.* Морфология и химический состав железомарганцевых конкреций центральной части Индийского океана № 5
- Лейпциг А. В., Савельева З. И.* Линейные зоны постдиагенетического преобразования бокситов в месторождениях, связанных с древними долинами № 2
- Лисицына Н. А., Бутузова Г. Ю.* К вопросу о генезисе океанических глауконитов № 5
- Лисицына Н. А., Бутузова Г. Ю.* Литолого-фациальные типы донных осадков западной части Индийского океана (профиль: о. Мадагаскар — Центральная котловина) № 6
- Лузгич Б. Н.* Уровни и формы концентрации железоруднения в Коксинско-Холзунской группе вулканогенно-осадочных месторождений Горного Алтая № 1
- Матухин Р. Г., Меннер В. Вл., Нуварьева Ю. А.* Железорудные образования в девонских отложениях о-ва Октябрьской Революции (архипелаг Северная Земля) № 5
- ✓ *Мележик В. А.* Палеогеография и геохимические условия седиментации ильменитового времени (ранний протерозой Кольского полуострова) № 2
- Минаева М. А., Иогансон А. К.* О природе рудовмещающих доломитов месторождений Сардана № 1
- Михайлов Б. М., Броневой В. А., Одокий Б. Н., Селиверстов Ю. П., Теняков В. А., Якушев В. М., Бозатырев Б. А.* Латеритные покровы современной тропической зоны Земли № 4
- Навстречу XXVI съезду КПСС № 1
- Назаркин Л. А.* Темп седиментации как энергетический фактор литогенеза № 4
- Николаева И. В., Матюнина Н. С.* Сравнительный гранулометрический анализ зерен глауконита и вмещающих пород № 4
- Панских Е. А., Кулиш Л. И.* Условия формирования вулканогенно-осадочных руд железа и марганца (на примере Западного Приохотья) № 3
- Перес Ф. С.* О закономерностях концентрации цеолитов в осадочных толщах верхнего мела Молдавской ССР № 4
- Петрова В. В., Воронин Б. И., Серебренникова Н. Д.* Вещественный состав и строение неоген-четвертичных отложений центральной части Северо-Западной котловины Тихого океана № 3
- Попов В. И., Троицкий В. И., Запрометов В. Ю.* О взаимоотношениях между формациями и породами № 3
- Порошин В. Д.* К вопросу формирования высокоминерализованных хлоркальциевых рассолов № 6
- Пушкина З. В., Степанец М. И., Орлова Л. П., Синани Т. И.* Fe, Mn, Cu, Co, Ni, Zn, Pb, Cd, B, Si в иловых водах рудоносных осадков Красного моря (впадина Атлантис-II и Дискавери) № 6
- Пушаровский Ю. М., Шнюков Е. Ф.* Об исследованиях железомарганцевых конкреций Мирового океана № 5
- Работнов В. Т., Гуляева Н. Д., Кулибакина И. Б., Арефьев О. А. Реликтовые углеводороды в углях различных градаций катагенеза Момо-Зырянской впадины № 6
- Ронов А. Б., Балуховский А. Н.* Климатическая зональность материков и общие тенденции изменений климата в позднем мезозое и кайнозое № 5
- Савенко В. С., Батулин Г. Н.* Проблемы моделирования осаждения марганца из морской воды в связи с генезисом железомарганцевых конкреций № 5
- Сафонова О. Ф., Липатова Э. А.* О процессе ресилификации бокситов (по экспериментальным данным) № 6
- Севастьянова Е. С.* О поведении фосфора в железомарганцевых микро- и макроконкрециях океана № 6
- Седлецкий В. И., Федин О. В.* Литолого-фациальные особенности и калиеносность верхнеюрских галогенных отложений Средней Азии № 1
- Синчук Ю. А., Кичко А. И.* Палеотектонический и литолого-фациальный контроль локализации свинцово-цинковых проявлений Западного Прибайкалья № 1
- Скорнякова Н. С., Безруков П. Л., Мурдмаа И. О.* Основные закономерности распространения и состава полей океанских железомарганцевых конкреций № 5
- Скорнякова Н. С., Гордеев В. В., Кузьмина Т. Г.* Локальная изменчивость железомарганцевых конкреций в пределах радиоляриевых поясов Тихого океана № 5
- Станов В. В.* Метаморфизм горючих сланцев № 6
- Тимофеев П. П.* Формация — генетически обусловленное геологическое тело № 3
- Тимофеев П. П., Щербаков А. В.* Общий обзор проблемы «Энергетика осадочного процесса» № 4
- Тимофеев П. П., Щербаков А. В., Ильин В. А.* Энергетика гипергенеза № 4

<i>Туровский Д. С., Хейров М. Б., Ратеев М. А. Локализация глинистых минералов в верхнем слое донных осадков акватории Каспийского моря</i>	№ 1
Феофилова А. П. , <i>Цеховский Ю. Г., Градусов Б. П. О раннекайнозойских субтропических почвах в Горном Алтае</i>	№ 1
<i>Хворова И. В., Ильинская М. Н. Девонская олистострома Южного Урала</i>	№ 6
<i>Хрусталеv Ю. П., Туровский Д. С., Ковалев В. В., Хрипунов И. А. Карбонатнакопление в Северном Каспии</i>	№ 5
<i>Черняховский А. Г., Макарова О. В., Градусов Б. П., Крылов А. Г. К изучению природы ритмически построенных плиоцен-плейстоценовых толщ молассовой формации Таджикской депрессии</i>	№ 4
<i>Шабанина Н. В., Бойко В. С., Жураев Ш., Журавлев Ю. П. О роли нанопланктона в образовании среднезоеновой фосфоритоносной формации Центральных Кызылкумов</i>	№ 6
<i>Шнюков Е. Ф. Железомарганцевые конкреции Черного моря</i>	№ 5
<i>Шуйский Ю. Д., Огородников В. И. Условия осадконакопления и основные закономерности формирования гранулометрического состава терригенных осадков Чукотского моря</i>	№ 2
<i>Эпштейн О. Г. Вулканогенно-кремнистые формации восточной части Корякского нагорья</i>	№ 3
<i>Якушев В. М. Гипергенные изменения руд пермской бокситоносной формации севера СРВ</i>	№ 6

Краткие сообщения

<i>Артемов В. Е. Органический углерод и углеводы в устьях рек южных морей СССР</i>	№ 3
<i>Бояркин А. П. Термобарогеохимические исследования минерального состава руд и вмещающих пород сидеритовых и магнезитовых месторождений Башкирского мегантиклинория (Южный Урал)</i>	№ 6
<i>Дайняк Л. Г., Дриц В. А., Кудрявцев Д. И., Симанович И. М., Слоимская М. В. Новая минеральная разновидность триоктаэдрических смектитов из эффузивных базальтов Тунгусской синеклизы</i>	№ 6
<i>Егоров В. Н., Малич Н. С. О новом галенитовом рудопроявлении Маймеча-Котуйского района (Север Сибирской платформы)</i>	№ 6
<i>Зарицкий П. В. О пороодообразующем минерале межугольных прослоев (тонштейнов Донбасса)</i>	№ 1
<i>Иванова Т. К., Яровая В. С. Минеральный состав пленок гидроокислов железа в зонах трещиноватости пород силурийской песчаносланцевой формации Центрального Таджикистана</i>	№ 2
<i>Киселев Л. И., Перфильев Н. И. Алуинит-гипсбитовая минерализация в связи с сернокислотным выветриванием в Актюбинском Приуралье</i>	№ 2
<i>Краевая Т. С. Знаки ряби в руслах временных водотоков</i>	№ 2
<i>Михайлов А. С., Карпова М. И., Волкова С. А. Цеолиты в коре выветривания карбонатных пород Воронежской антеклизы</i>	№ 2
<i>Перельман А. И. Геохимические аспекты энергетики стратисферы</i>	№ 4
<i>Писарчик Я. К., Голубчина М. Н., Бадинова В. И. Использование данных по изотопному составу серы сульфатов кальция для контроля палеогеографических построений (на примере кембрия Сибирской платформы)</i>	№ 2
<i>Рыбалко С. И., Ткачук Л. Г., Мельничук Э. В., Кирикилица С. И., Корзун Е. В., Рыбакова Э. А. Новые данные о золоторудной минерализации чарнокитового комплекса Среднего Приднестровья</i>	№ 3
<i>Садчиков Т. А. Фацциально-минералогический анализ понтических отложений среднего течения р. Когильник Черноморского бассейна</i>	№ 1
<i>Сахаров Б. А., Гилян Э. И., Дриц В. А., Мороз В. Ф. Структурная характеристика трехкомпонентного смешанослойного минерала</i>	№ 3
<i>Фесюнов О. Е. Химический состав железомарганцевых и фосфатных образований на асейсмичных подводных хребтах Индийского океана и материковом склоне Юго-Восточной Африки</i>	№ 2
<i>Хамхадзе Н. И., Дриц В. А., Дайняк Л. Г., Слоимская М. В., Соколова А. Л. Новая разновидность смешанослойного хлорит-монтмориллонита из меловой вулканогенной толщи Алжиро-Триалетской зоны Грузии</i>	№ 1
<i>Швецов П. Ф. Еще раз о литогенных источниках внутриземного тепла</i>	№ 4
<i>Штеренберг Л. Е., Александрова В. А., Васильева Г. Л., Карасева Г. В., Корина Е. А., Степанова К. А. Сложный железомарганцевый карбонат в современных металлоносных осадках Тихого океана</i>	№ 1

Шуменко С. И., Деменко Д. П. К вопросу о цеолитизации пирокластического материала	№ 2
---	-----

Методика

Бетелев Н. П. Определение содержания органического углерода в илах и горных породах прокаливанием проб в токе кислорода без предварительного удаления карбонатов	№ 5
--	-----

Хроника

Левитан М. А. IV Всесоюзная школа морской геологии	№ 2
Раукас А. В., Саарсе Л. А. Междуведомственное совещание по полевым и лабораторным методам исследования ледниковых отложений	№ 6
Смолин П. П. Сатка-Бакал (к литологической экскурсии IV Уральского петрографического совещания)	№ 2
Тимофеев П. П., Холодов В. Н., Еремеев В. В. О пленуме Междуведомственного литологического комитета	№ 3
Тимофеев П. П., Доленко Г. П. Угольные бассейны и условия их формирования (VI Всесоюзное геологическое угольное совещание)	№ 6
Яншин А. Л., Ильин А. В. Третья Международная конференция по фосфоритам	№ 4
К 60-летию П. А. Чистякова	№ 3
К 70-летию академика А. Л. Яншина	№ 3
<u>Мария Федоровна Викулова</u>	№ 6
<u>Всеволод Дмитриевич Шутов</u>	№ 6

ПОПРАВКА

В номере 2 за 1981 год в статье Голубовского В. А. и др. «Геохимия древних фациальных типов (к проблеме поисков общих закономерностей)» вкралась ошибка в таблице № 5.

Помещаем эту таблицу с внесенным исправлением.

Таблица 5

Корреляционные связи микроэлементов в отложениях различных фациальных типов средне-верхнепалеозойских отложений запада Центрального Казахстана

№ выборки	Фациальный тип	Распределение микроэлементов
1	Красноцветные песчаники временных потоков	Sn Ga V Cr B Cu — Zn Pb Ni Co Be Mn Sr Ba
4	Зеленые песчаники временных потоков	Cu Co B Zn Ga V Sn Be Ni — Ba Cr Sr
5		Pb Mn Cu Be Ni V Zn B Ga Co Sn — Ba Cr Pb Sr Mn
13	Красноцветные алевролиты и аргиллиты временных озер	Zn Co Ga Ni V B Pb Sn — Cu Be Mn
15		Ba Sr Zn Be Cr Ni Sn B V Ga Co Pb — Cu Mn Ba Sr
17	Зеленые песчаники и алевролиты постоянных озер	Be Sn V Zn Ga Cr Ni B Co Pb — Cu Ba Sr Mn
19	Сероцветные песчаники морские	Co V Cr Ni Zn Sn Be Cu — Ba Sr Pb Mn B
23	Сероцветные известняки морские	B Zn Sn V Cr Ni Ga Cu Be Co — Pb Mn
24		Ba Sr Cr Ni B Be V Ga Sn Zn Pb Co Ba — Cu Sr Mn
27	Сероцветные известняки озерные и озерно-лагунные	Ga Zn V Be Cr Ni Sn B Co Ba — Sr Cu
29		Pb Mn B Cu Ni V Co Cr — Ba Mn Sr Pb
30		B Ni Cr V Ga Co Zn Ba Be — Cu Pb Sr Mn
Обобщенный ряд подвижности микроэлементов по Н. М. Страхову [14]		V Cr Ni Co Ga Zn Be Sn Pb Cu Mn Ba Sr

Примечание: Знаком тире разделены группы с положительной корреляционной связью микроэлементов, между группами связь отрицательная.

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

**В. Н. ХОЛОДОВ (главный редактор), Г. А. КАЛЕДА, А. Г. КОССОВСКАЯ,
Г. Ф. КРАШЕНИННИКОВ, А. П. ЛИСИЦЫН, А. К. ЛИСИЦИН, О. И. ЛУНЕВА,
Б. М. МИХАЙЛОВ, А. Б. РОНОВ, А. С. СОКОЛОВ, В. А. ТЕНЯКОВ,
П. П. ТИМОФЕЕВ, И. В. ХВОРОВА**

EDITORIAL BOARD:

**V. N. KHOLODOV (Editor), G. A. KALEDA, A. G. KOSOVSKAJA,
G. F. KRASHENINNIKOV, A. P. LISITZIN, A. K. LISITZIN, O. I. LUNEVA,
B. M. MICHAILOV, A. B. RONOV, A. S. SOKOLOV, V. A. TENJAKOV,
P. P. TIMOFEEV, I. V. KHVOROVA**

Адрес редакции:

109017 Москва, Ж-17, Пыжевский пер., 7, ГИН АН СССР

телефон 233-00-47, доб. 377

Зав. редакцией В. Д. КОМПАНЕЕЦ

Технический редактор Е. И. Гришина

Сдано в набор 02.10.81	Подписано к печати 02.12.81	Т-25878	Формат бумаги 70×108 ^{1/16}
Высокая печать	Усл. печ. л. 12,6	Усл. кр.-отт. 15,3 тыс.	Уч.-изд. л. 13,5
		Тираж 1192 экз.	Бум. л. 4,5
		Зак. 5571	

Издательство «Наука». 103717 ГСП, Москва, К-62, Подсосенский пер., 21
2-я типография издательства «Наука». 121099 Москва, Шубинский пер., 10

В ИЗДАТЕЛЬСТВЕ «НАУКА»

ГОТОВЯТСЯ К ПЕЧАТИ:

ГАВРИЛОВ Ю. О. Диагенетические преобразования в глинистых отложениях среднего миоцена Восточного Предкавказья. 12 л. 1 р. 80 к.

ДОЛОТОВ Ю. С., ЖАРОМСКИС Р. Б., КИРЛИС В. И. Дифференциация осадочного материала и слоистость прибрежных отложений. 15 л. 2 р. 30 к.

ЕРОФЕЕВ В. С., ЦЕХОВСКИЙ Ю. Г. Парагенетические ассоциации континентальных отложений (семейство гумидных ассоциаций). 18 л. 2 р. 70 к.

ИЛЬИН А. В. Геологическое развитие Южной Сибири и Монголии в позднем докембрии — кембрии. 10 л. 1 р. 50 к.

КУРНОСОВ В. Б. Глинистые осадки главных структурных элементов Тихого океана (по материалам глубоководного бурения). 19 л. 2 р. 85 к.

Методы изучения уплотнения терригенных пород при палеогеологических реконструкциях. 10 л. 1 р. 50 к.

СТРАХОВ Н. М. Общие проблемы геологии, литологии и геохимии. Избранные труды. 45 л. 7 р. 50 к.

Заказы просим направлять по одному из перечисленных адресов магазинов «Книга — почтой» «Академкнига»:

480091 Алма-Ата, 91, ул. Фурманова, 91/97; 370005 Баку, 5, ул. Джапаридзе, 13; 320005 Днепропетровск, проспект Ю. Гагарина, 24; 734001 Душанбе, проспект Ленина, 95; 252030 Киев, ул. Пирогова, 4; 277021 Кишинев, проспект Ленина, 148; 443002 Куйбышев, проспект Ленина, 2; 197345 Ленинград, Петрозаводская ул., 7; 220012 Минск, Ленинский проспект, 72; 117192 Москва, В-192, Мичуринский проспект, 12; 630090 Новосибирск, Академгородок, Морской проспект, 22; 620151 Свердловск, ул. Мамина-Сибиряка, 137; 700187 Ташкент, ул. Дружбы народов, 6; 450059 Уфа, 59, ул. Р. Зорге, 10; 720001 Фрунзе, бульвар Дзержинского, 42; 310078 Харьков, ул. Чернышевского, 87.