

КОНТРОЛЬНЫЙ №

ISSN 0024-497X



ИЗДАТЕЛЬСТВО · НАУКА ·

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

5

1979

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

ЖУРНАЛ ОСНОВАН В 1963 ГОДУ

ВЫХОДИТ 6 РАЗ В ГОД

МОСКВА

5

СЕНТЯБРЬ — ОКТЯБРЬ

1979

СОДЕРЖАНИЕ

<i>Левитан М. А.</i> Некоторые особенности постседиментационных преобразований океанских отложений (по данным глубоководного бурения)	3
<i>Пашалы Н. В., Хейров М. Б.</i> Глинистые минералы продуктивной и красноцветной толщ мелководных зон Южного Каспия	19
<i>Гептнер А. Р., Кураленко Н. П.</i> О формировании состава рыхлых отложений у подножья активных вулканов	30
<i>Ратеев М. А.</i> Особенности глинообразования при гидротермальных изменениях вулканогенных пород в различных геосинклинальных зонах	46
<i>Михайлов Б. М., Куликова Г. В., Земов В. А.</i> К вопросу о генезисе бокситов бассейна р. Кары (Полярный Урал)	70
<i>Иванов В. В., Анкудинов Л. А., Щербань О. В., Шкерин Л. М.</i> Литолого-геохимическая характеристика кайнозойских отложений Кавинско-Тауйской впадины (Северное Приохотье)	84
<i>Япаскурт О. В.</i> О проявлениях бластеза в песчаниках перми и мезозоя некоторых участков Западного Верхоянья	96
<i>Рожков Г. Ф.</i> Гранулометрическая зрелость песков	106
<i>Каплан М. Е.</i> Кальцитовые псевдоморфозы (псевдогейлюссит, яровит, тинолит, лендонит, геннойши, беломорские рогульки) в осадочных породах. Происхождение псевдоморфоз	125

Краткие сообщения

<i>Юргайтис А. А., Юозаповичюс Г. А.</i> Литологические критерии определения генезиса четвертичных песчаных и песчано-гравийных отложений	142
<i>Краснобаев А. А., Гвоздик Н. И.</i> Циркон докембрийских пород Центрального Казахстана (в связи с радиохронологическим изучением)	146
<i>Мизенс Г. А.</i> Рудопроявление марганца в нижнепермских отложениях Среднего Урала	155

Хроника

<i>Занин Ю. Н.</i> Рабочее совещание по проекту «Фосфориты протерозоя и кембрия» в Австралии (август, 1978 г.)	157
--	-----

21

LITHOLOGY and MINERAL RESOURCES

5

SEPTEMBER — OCTOBER

1979

CONTENTS

<i>Levitan M. A.</i> Some peculiarities of postsedimentary transformations of oceanic deposits (according to deep-sea drilling data)	3
<i>Pashaly N. V., Kheirov M. B.</i> Clay minerals of productive and red deposits of the Southern Caspian shallow-water zones	19
<i>Geptner A. P., Kuralenko N. P.</i> On formation of the composition of loose deposits at the foot of active volcanoes	30
<i>Rateev M. A.</i> Peculiarities of clay formation in hydrothermal changes of volcanic rocks in various geosynclinal zones	46
<i>Mikhailov B. M., Kulikova G. V., Zemov V. A.</i> On genesis of bauxites of the Kara river basin (Polar Urals)	70
<i>Ivanov V. V., Ankudinov L. A., Shcherban' O. V., Shkerin L. M.</i> Lithologo-geochemical characteristic of Cenozoic deposits of the Kavin—Taluiya depression (Northern Priokhotie)	84
<i>Yapaskurt O. V.</i> On manifestations of blastesis in Permian and Mesozoic sandstones of some areas in Western Verkhoyanie	96
<i>Rozhkov G. F.</i> Granulometric maturity of sands	106
<i>Kaplan M. E.</i> Calcitic pseudomorphoses (pseudogaylussite, jarovite, thinolite, glendonite, gennoisha, belomorian horns /rogul'ka/) in sedimentary rocks. Origin of pseudomorphoses	125
<i>Brief communications</i>	
<i>Yurgaitis A. A., Yuozapavichus G. A.</i> Lithological criteria for determination of genesis of Quaternary sandy and sandy gravelly deposits	142
<i>Krasnobaev A. A., Gvozdk N. I.</i> Zircon of Precambrian rocks in Central Kazakhstan (relative to radiochronological study)	146
<i>Mizens G. A.</i> Manganese ore-manifestation in Lower Permian deposits of the Middle Urals	155
<i>Chronicles</i>	
<i>Zanin Yu. N.</i> Working meeting on the Project «Proterozoic and Cambrian phosphorites» held in Australia in August 1978	157

УДК 551.352 : 552.14

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ПОСТСЕДИМЕНТАЦИОННЫХ ПРЕОБРАЗОВАНИЙ ОКЕАНИЧЕСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ

(по данным глубоководного бурения)

М. А. ЛЕВИТАН

Диagenез карбонатных, кремнистых и глинистых океанических отложений рассмотрен отдельно по двум крупнейшим зонам океанского литогенеза: приконтинентальной и пелагической. Описание постседиментационных преобразований произведено по диатипам — эталонным разрезам однородных толщ, содержащих переходы от осадков в кровле разреза до осадочных горных пород в основании. Показана большая скорость диагенеза в приконтинентальной зоне, чем в пелагической, что обусловлено различиями в давлении, температуре, рН, Eh, абсолютных массах реакционноспособных компонентов, длительности преобразований. Построен ряд убывания скорости постседиментационных изменений: терригенные глинистые илы → приконтинентальные карбонатные илы → приконтинентальные диатомовые илы → пелагические карбонатные илы → пелагические глинистые илы → пелагические кремнистые илы.

Введение. В течение многих лет изучение диагенеза океанических осадков было ограничено протекающими в верхних нескольких метрах осадочного чехла процессами раннего и среднего диагенеза. Начавшееся в 1968 г. глубоководное бурение океана представило возможность стадийного анализа преобразований океанских осадков в горные породы (диагенеза) и их последующих изменений (катагенеза).

В осадочном чехле океанов чередуются образования различных условий и способов седиментации, зачастую относящиеся к переходным, смешанным типам донных отложений. Поэтому для понимания процессов постседиментационных преобразований особенно важны материалы по диагенезу «чистых» осадков того или иного вещественно-генетического типа, диагенетические эталоны.

По аналогии с тектонотипом в геотектонике и стратотипом в стратиграфии я предлагаю ввести понятие «диатип» в учение о стадийном анализе. Диатип охватывает толщу однородных по составу «чистых» отложений (содержащих по принятой в морской геологии классификации свыше 70% основного компонента), которые в результате диагенеза превращаются из осадков в породы. При этом подразумеваются аналогичные условия накопления осадков, происходившего непрерывно. Иногда встречаются толщи однородных по составу океанских отложений, в которых диагенетические процессы еще не привели к созданию осадочной горной породы, т. е. незавершенные диатипы.

Рассмотрение основных диатипов океанских отложений представляется целесообразным провести отдельно по двум крупнейшим зонам океана — приконтинентальной и пелагической. Приконтинентальная зона охватывает шельф, континентальный склон и подножие, пелагическая — глубоководные котловины, хребты и поднятия. В пределах этих

зон формируются различные ассоциации аутигенных минералов и стяжений. Например, в приконтинентальной зоне обычны пирит, сидерит, глауконит, фосфориты; в пелагической — аутигенный монтмориллонит, барит, филлипсит, широко развиты океанские железомарганцевые конкреции.

Подобное различие объясняется прежде всего разницей в условиях протекания постседиментационных преобразований, которые кратко анализируются ниже.

1. Условия протекания постседиментационных преобразований. Основными компонентами давления как фактора трансформации осадков в породы являются гидростатическое, литостатическое и геодинамическое давления.

Гидростатическое давление значительно выше в пелагиали, где глубины достигают 5 км и более, чем в приконтинентальной зоне (с глубинами до 3 км). Материалы глубоководного бурения показывают, что в пелагической зоне давление столба воды вызывает вследствие особенностей состава пелагических отложений взвешивающий эффект, который замедляет, а не ускоряет уплотнение осадков (Коссовская, Шутов, 1975; Соколов, Конюхов, 1975). В приконтинентальной зоне, напротив, гидростатическое давление воздействует на осадки в том же направлении, что и литостатическое.

Литостатическое давление (давление вышележащей осадочной толщи), как следует из материалов о распределении мощностей I геофизического слоя океанов (Лисицын, 1974), на 1 или 2 порядка выше в основании осадочного чехла приконтинентальной зоны, чем пелагической, где его величина от нескольких десятков до 150—200 бар.

Проявления интенсивного геодинамического давления сосредоточены в основном на активных окраинах континентов и в областях срединно-океанических хребтов.

Средний термоградиент для верхней части океанского осадочного чехла равен $6,5^{\circ}\text{C}$ на 100 м (Langseth and Von Herzen, 1970). Уплотнение осадков, естественно, приводит к увеличению теплопроводности и уменьшению значений термоградиента с глубиной. Измерения температур океанических отложений *in situ* в скважинах демонстрируют довольно низкие значения. Например, на востоке экваториальной области Тихого океана (скв. 71 и 72) на глубине 250 м от дна температура составляет лишь $6,56^{\circ}\text{C}$ (Von Herzen et al., 1971). Близ островных дуг тепловой поток выше. В 19-м рейсе «Гломар Челленджер» около Алеутской островной дуги на глубине 350 м была измерена температура 18, а на 660 м — 30°C (Erickson, 1973).

Измерения теплового потока и материалы о распределении мощностей осадков дают основание предположить, что в низах осадочного разреза приконтинентальной зоны температура в несколько раз выше, чем в пелагических районах.

pH пелагических осадков и иловых вод обычно составляет 6,5—7,5, а Eh — порядка +500—600 мв. В приконтинентальной зоне pH составляет 6,9—8,5, т. е. господствуют более щелочные условия; Eh колеблется от —300 до +200 мв. Приведенные параметры характеризуют не только поверхностные осадки, но и весь осадочный чехол.

Длительность постседиментационных преобразований определяется возрастом. В пределах пелагических областей возраст фундамента увеличивается от срединно-океанских хребтов ($N-Q$) к периферии океанов (J_3-Cr).

Важную роль в постседиментационных преобразованиях играет **органическое вещество**. На подводной окраине Тихого океана средняя величина абсолютных масс $C_{орг}$ в современных осадках составляет $47,25\text{ мг/см}^2/1000$ лет, на краевой части ложа — 4,68, в центре пелагиали — $0,61\text{ мг/см}^2/1000$ лет (Романкевич, 1977). Таким образом, абсолют-

ные массы $S_{орг}$ осадков пелагической и приконтинентальной зон отличаются на 1—2 порядка.

По данным глубоководного бурения, в прошлые геологические эпохи количество захороненной органики, естественно, изменялось, но отмеченная выше принципиальная картина распространения абсолютных масс сохраняется.

Таким образом, приконтинентальная и пелагическая зоны океана резко отличаются друг от друга по условиям постседиментационных преобразований. Поэтому логично ожидать в пределах этих двух главных зон океанического литогенеза значительных отличий в полноте набора стадий диа- и катагенеза, в скоростях процессов постседиментационного изменения, в комплексах аутигенных минералов, развитых в толще океанских отложений.

2. Постседиментационные преобразования карбонатных отложений. В качестве диа-типа пелагических карбонатов я предлагаю считать карбонатный разрез скв. 167, пробуренной на возвышенности Магеллана в Центральной котловине Тихого океана (Schlanger et al., 1973; Schlanger and Douglas, 1974) (фиг. 1). Мощность непрерывного (J_2 — Q) разреза достигает почти 1200 м.

Сверху вниз довольно закономерно убывает пористость и возрастает плотность карбонатов. На первой стадии изменения физических свойств до глубины 200 м пористость уменьшается в среднем от 80 до 60% за счет гравитационного уплотнения и отжима иловых вод. Продолжительность — около 10 млн. лет. На второй — заключительной стадии происходит уменьшение пористости почти до 40% и соответствующее возрастание плотности за счет цементации.

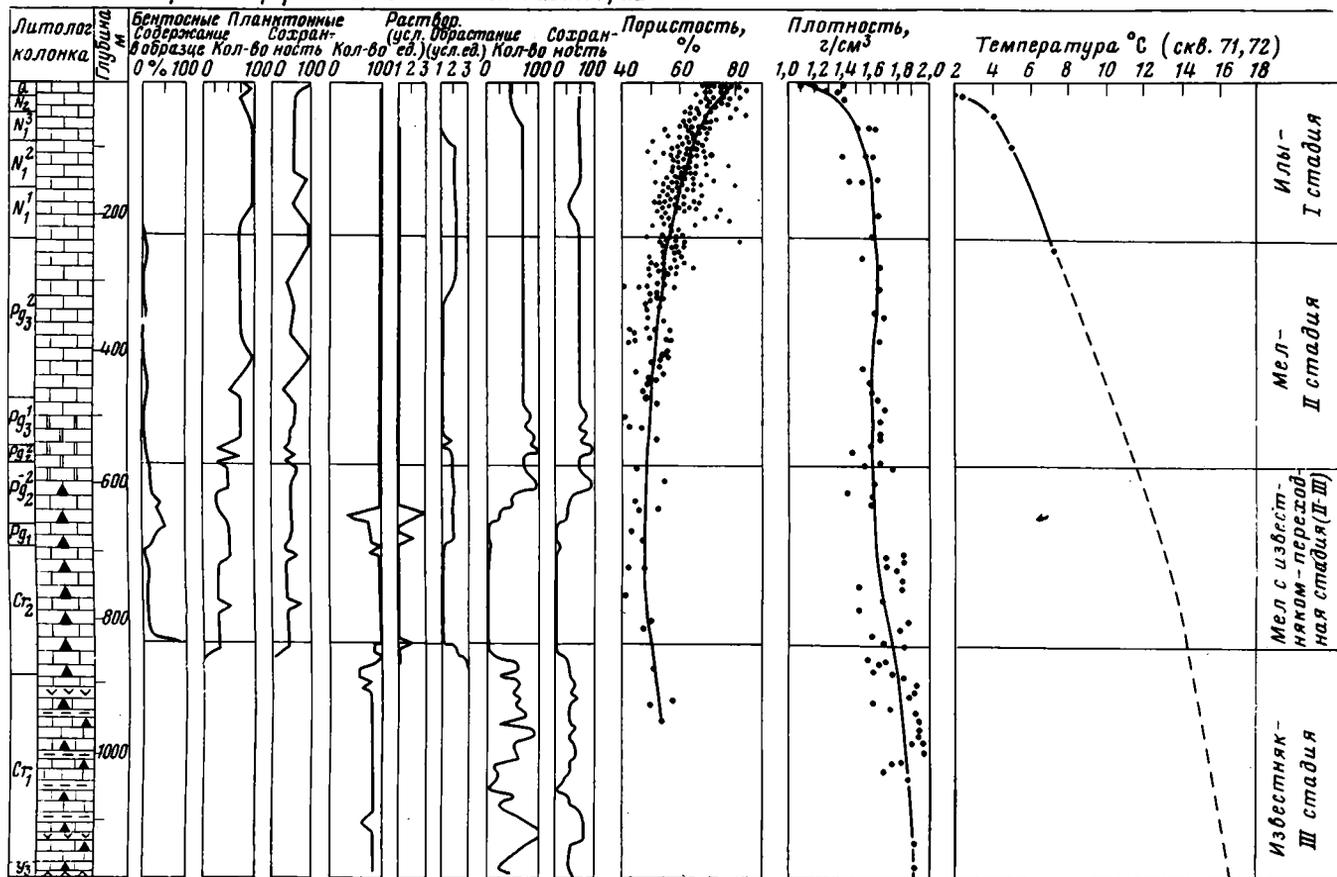
Сверху вниз закономерно сменяют друг друга толщи рыхлых фораминиферо-кокколитовых илов, уплотненных илов (мелов) и плотных известняков. Окончание диагенеза, фиксируемое по смене мелов известняками, происходит, согласно проведенной автором экстраполяции температур, измеренных на соседних скважинах 71 и 72 (Von Herzen et al., 1971), при температуре порядка 14° С.

Изменения физических свойств пелагических карбонатных отложений теснее коррелируют с возрастом, чем с глубиной захоронения (табл. 1).

Степень растворимости форменных остатков главных осадкообразующих карбонатных микроорганизмов, сложенных кальцитом, — фораминифер и наннопланктона — играет большую роль в постседиментационных изменениях. Микропалеонтологами установлен следующий ряд сохранности остатков групп микроорганизмов: планктонные фораминиферы → маленькие кокколиты → бентосные фораминиферы → рабдолиты, дискоастеры, большие кокколиты (Schlanger and Douglas, 1974; Matter et al., 1975). В этом ряду слева направо увеличивается сохранность в диа- и катагенезе. Например, раковины бентосных фораминифер за счет более толстых стенок и меньшей перфорированности растворяются в 3 раза медленнее, чем планктонные. По степени растворимости отличаются также и раковины организмов более мелких таксономических подразделений в пределах выделенных групп, а также скелетные элементы отдельных раковинок фораминифер или кокколитов.

Изучение карбонатного разреза скв. 167 показало, что подавляющая часть аутигенного кальцита образуется за счет растворения раковинок планктонных фораминифер и последующего переотложения $CaCO_3$ (см. фиг. 1). Их убыль составляет в третичных мелах в среднем 75%, а в мелах и известняках мелового возраста — свыше 90%. В первую очередь растворение охватывает сутурные швы, разделяющие отдельные мельчайшие кристаллы кальцита в стенках раковин планктонных фораминифер. Индивидуализированные таким образом кристаллиты обладают значительно большей удельной поверхностью, чем кокколиты,

Фораминиферы Наннопланктон Радиоларии



Фиг. 1. Диатип пелагических карбонатных отложений, скв. 167 (составлено по данным Von Herzen et al., 1971; Schlanger et al., 1973; Initial reports..., v. 17)

Отложения: 1 — карбонатные; 2 — кремнисто-карбонатные; 3 — туфогенно-карбонатные; 4 — глинистые; 5 — кремни; 6 — базальты

Таблица 1

Физические свойства карбонатных оглождений экваториальной зоны Тихого океана (Gealy, 1971)

Возраст	Скв. 62			Скв. 63			Скв. 64		
	глубина в скважине, м	плотность, г/см ³	пористость, %	глубина в скважине, м	плотность, г/см ³	пористость, %	глубина в скважине, м	плотность, г/см ³	пористость, %
Голоцен	0	1,50	72	0	1,50	72	0	1,50	72
Средний миоцен	340	1,75	57	140	1,75	57	300	1,71	59
Ранний олигоцен	520	1,90	49	350	1,91	49	560	1,85	51

и поэтому растворяются быстрее. Большая скорость растворения раковин фораминифер, чем кокколитов, в морской воде обнаружена и в экспериментах (Honjo and Egez, 1978). Видимо, именно этим обстоятельством в значительной степени объясняется описанная во всех океанах закономерная смена фораминифер кокколитами вниз по разрезу осадочной оболочки океанов. Преимущественная сохранность раковин бентосных фораминифер по сравнению с планктонными резко ограничивает возможность палеобатиметрического анализа по соотношению содержаний остатков обеих групп фораминифер.

Аутигенный кальцит в виде небольших кристаллов осаждается внутри камер фораминифер и формирует крустификационные каемки. При переходе от илов к мелам все сильнее развивается цемент пленочного типа, и в низах меловых толщ уже доминирует цемент порового типа. Наконец, в известняках наряду с поровым цементом спорадически встречаются, особенно в нижней части разреза, участки с базальным цементом.

Проявляющиеся местами катагенетические преобразования пелагических известняков фиксируются увеличением среднего размера кристаллов аутигенного кальцита, слагающего цемент (Schneidermann, 1973), и перекристаллизацией кальцитового материала форменных остатков. Одновременно кристаллы приобретают все более правильные кристаллографические очертания. Становится все труднее диагностировать черты биоморфности.

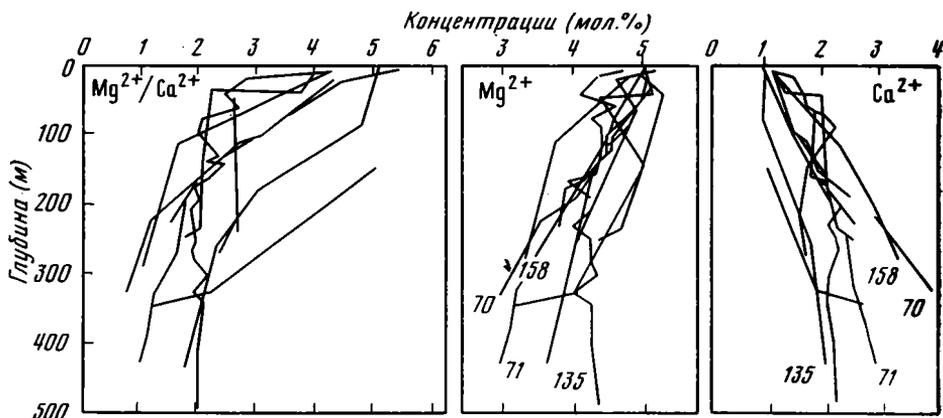
Как правило, до глубины 300 м (от дна) растворение форменных остатков под давлением (т. е. на контактах частиц) почти не имеет значения, на глубине от 300 до 1000 м это явление обеспечивает лишь 0,5—5% цемента, а на глубине свыше 1000 м роль растворения под давлением резко возрастает (Neugebauer, 1974), что нередко фиксируется микролитолитами.

Большое значение для познания постседиментационных преобразований океанских карбонатных отложений имеют геохимические исследования Ca, Mg, Sr, δO^{18} , δC^{13} в иловых водах и в твердой фазе, а также HCO_3^- . Один из важнейших результатов этих исследований — выявление закономерного возрастания (сверху вниз) содержания Ca^{2+} в иловых водах карбонатных отложений, уменьшения содержания Mg^{2+} и соответственно возрастания Ca^{2+}/Mg^{2+} -отношения (фиг. 2). Эти явления, видимо, в значительной степени объясняются перекристаллизацией карбонатов (Sayles, Manheim, 1975). Уменьшение содержания растворенного Mg вызывается, вероятно, изоморфным замещением кальция магнием в твердой фазе. Однако аутигенный высокомагнезиальный кальцит в пелагических мезозойско-кайнозойских океанских карбонатах заметной роли не играет. По-видимому, это объясняется его высокой растворимостью. В то же время не следует отрицать возможность эфемерного существования метастабильного высокомагнезиального

кальцита в качестве предшественника аутигенного доломита, который изредка встречается в меловых и более древних карбонатах.

Не останавливаясь на поведении в диагенезе Sr (Matter et al., 1975), δO^{18} , δC^{13} (Lawrence, 1973), отметим, что пока для познания диагенеза карбонатных осадков наиболее перспективно использование δC^{13} , так как δO^{18} , Ca/Mg- и Sr/Ca-отношения подвержены сильному влиянию температуры процесса (Тейс, Найдин, 1973).

Таким образом, в диагенезе пелагических карбонатов ведущую роль играют реакции растворения биогенного кальцита и переотложения карбоната Ca. Преимущественному растворению подвергаются наиболее мелкие частицы, обладающие наибольшей удельной поверхностью.



Фиг. 2. Изменение концентрации Mg^{2+} , Ca^{2+} и отношения Mg^{2+}/Ca^{2+} с глубиной в иловых водах пелагических карбонатных отложений (Neugebauer, 1974)

В этих реакциях, так же как в гравитационном уплотнении карбонатных отложений, важное значение имеет длительность процессов.

Те же основные процессы происходят и при диагенезе приконтинентальных карбонатных отложений, в качестве диатипа которых следует рассмотреть верхнеолигоценую — плейстоценную фораминиферококколитовую толщу мощностью 488 м, вскрытую скв. 208 на хр. Лорд-Хау в Тасмановом море (фиг. 3). Устье скважины расположено на глубине 1545 м. До глубины 75 м (особенно резко на первых 10 м) сказывается эффект гравитационного уплотнения, а ниже 300 м ведущую роль в заметном возрастании плотности играет литификация. Симбатно плотности происходит возрастание скорости звука, которая является довольно четким показателем изменения физических свойств отложений в ходе постседиментационных преобразований. В близко расположенной скв. 206 температура в интервале глубин от 0 до 400 м возрастает от 4 до 12° С (Von Herzen, 1973).

Сравнение распределения плотностей в диатипах приконтинентальных и пелагических карбонатов, сходных по составу, свидетельствует о большей скорости диагенетических преобразований карбонатных толщ приконтинентальной зоны. Например, плотность 1,60 г/см³ в скв. 208 отмечена на глубине 10 м, а в скв. 167 — на 225 м; плотность 2,00 г/см³ — на глубинах соответственно 430 и 675 м.

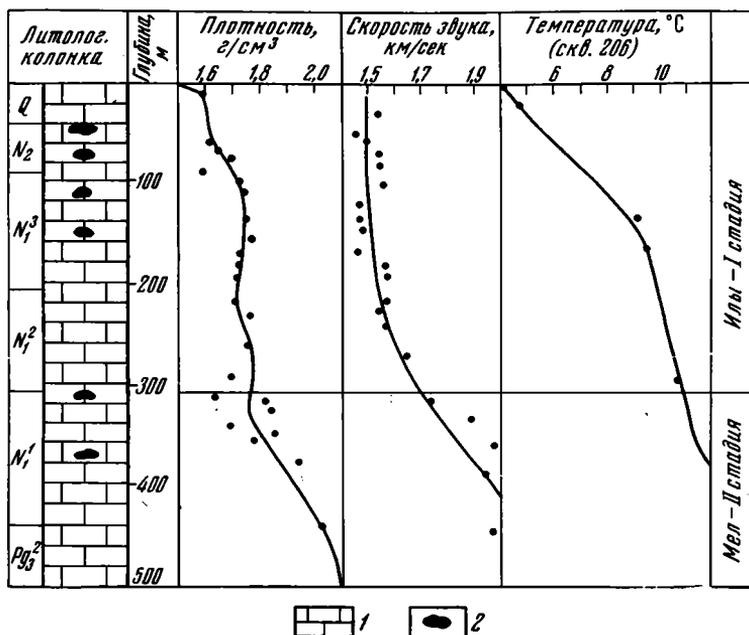
3. Постседиментационные преобразования кремнистых отложений.

Незавершенным диатипом пелагических радиоляриевых отложений можно считать толщу, вскрытую скв. 65 в Центральной котловине Тихого океана. Мощность непрерывного (средний эоцен — плейстоцен) разреза радиоляриевых илов составляет около 170 м (фиг. 4). Характерны очень слабые изменения физических свойств вниз по разрезу (ес-

ли исключить кремневые стяжения). В кровле толщи отмечена пористость 95—96%, а в подошве — 82—85%.

Еще удивительнее столь же незначительные изменения физических свойств в незавершенных диатипах диатомовых отложений южного (скв. 278 близ о. Макуори) и северного поясов кремненакопления (скв. 184 около Алеутских островов). В первом случае пористость изменяется от 90% у поверхности до 80—85% на глубинах 235—386 м (ранний миоцен) (Initial reports..., v. 29), во втором — даже высокие параметры глубины захоронения и температуры не смогли обеспечить сколько-нибудь заметного диагенеза диатомовых илов (фиг. 5).

В противоположность пелагическим диатомовым илам диатомовые илы приконтинентальных зон апвеллингов уплотняются гораздо быст-

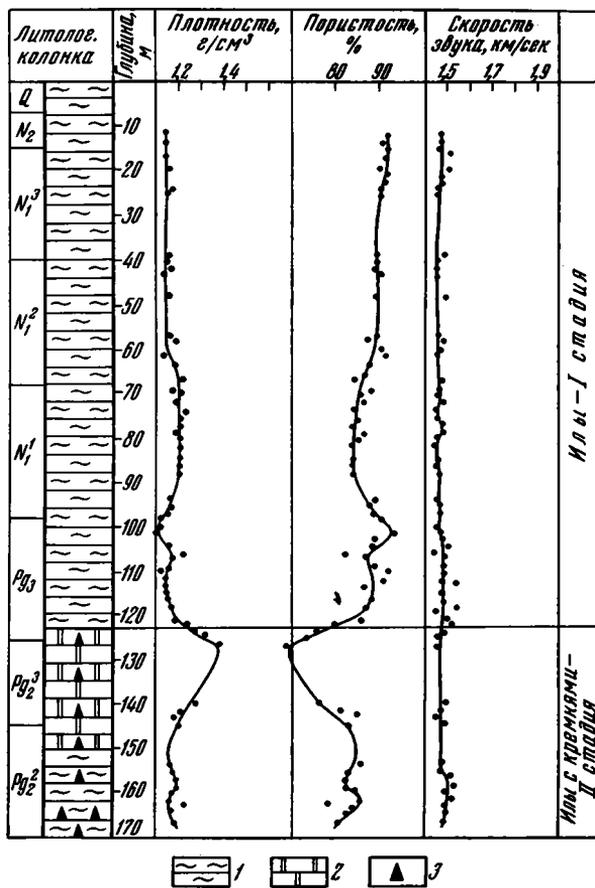


Фиг. 3. Диатип приконтинентальных карбонатных отложений, скв. 208 (составлено по данным Von Herzen, 1973; Initial reports..., v. 21). 1 — карбонатные отложения; 2 — стяжения пирита

рее. Так, верхнемиоценовые диатомовые отложения западноамериканской миоценовой апвеллинговой области в скв. 173 уже на глубине 138,5 м от дна представляют собой диатомиты пористостью 70—75% (Initial reports..., 1969—1978, v. 18).

Гравитационное уплотнение кремнистых илов — более быстрое в приконтинентальных зонах и более медленное в пелагических является лишь одной стороной проблемы диагенеза кремнезема в океане. Вторая сторона — формирование стяжений аутигенного SiO₂.

Основные доказательства диакатагенетической (а не эксгалационно-осадочной) природы кремневых стяжений заключаются в следующем: 1) высокие значения δO¹⁸, свидетельствующие о температуре формирования 10—30°С (Левитан и др., 1975; Knauth, Epstein, 1975); 2) характерный спектр концентраций редкоземельных элементов, нормализованных к веществу хондритов, и, в частности, резкий дефицит церия (Shimizu, Masuda, 1977); 3) приуроченность кремней в олигоцен-плейстоценовых отложениях к поясам кремненакопления; 4) приуроченность наименее глубоко залегающих молодых кремней к осадочным



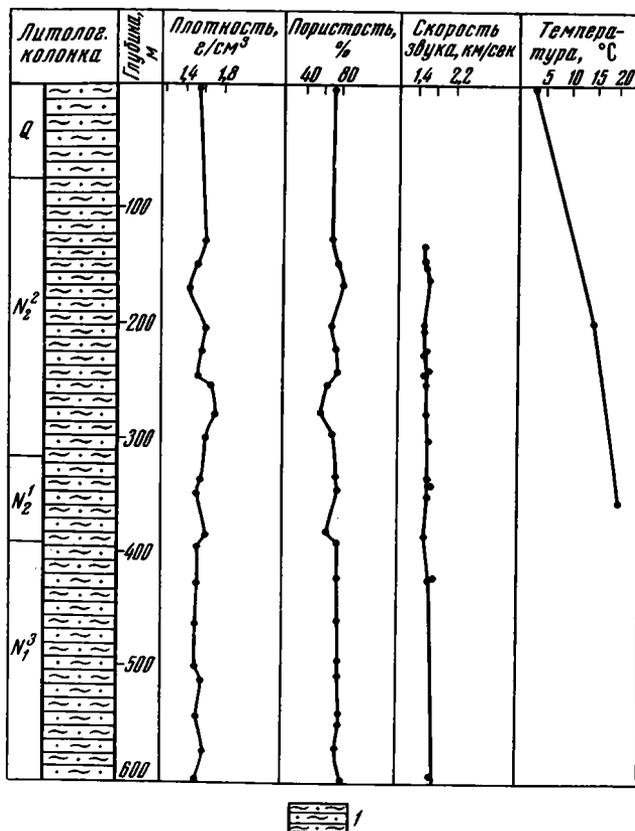
Фиг. 4. Незавершенный диатип пелагических радиоляриевых отложений, скв. 65 (составлено по данным Initial reports..., v. 7, pt I, II): 1 — радиоляриевые илы; 2 — карбонатно-радиоляриевые илы; 3 — кремни

толщам областей минимальных скоростей седиментации, а наиболее глубоко залегающих — к областям максимальных скоростей; 5) отсутствие кремневых стяжений в эксгаляционно-осадочных («металлоносных») океанских отложениях; 6) увеличение встречаемости кремней с возрастом вмещающих отложений (Левитан и др., 1975).

Кремни встречаются во всех основных группах океанских отложений, причем в каждой группе, как и во всем осадочном чехле, их количество увеличивается с возрастом.

Анализ данных глубоководного бурения позволяет утверждать, что в карбонатно-кремнистых и кремнисто-карбонатных отложениях стяжения SiO₂ формируются быстрее, чем в чисто кремнистых осадках.

Наши материалы дают основание считать, что существует следующий ряд фацials областей, в котором увеличивается возраст самых молодых кремней, фиксирующих определенный уровень диагенетического преобразования кремнезема: приконтинентальная зона → экваториальная область → аридные области океана. Например, во многих приконтинентальных районах известны миоценовые кремни, в экваториальной области — эоценовые и олигоценые и в аридных — лишь эоценовые и более древние. Основная причина отмеченного явления, вероятно,



Фиг. 5. Незавершенный диатип пелагических диатомовых отложений северного пояса кремненакопления, скв. 184 (составлено по данным Erickson, 1973; Initial reports..., v. 19). 1 — диатомовые илы

заключается в убывании в указанном ряду абсолютных масс реакционноспособного SiO_2 .

Таким образом, существует четкая фациальная приуроченность процессов постседиментационного преобразования кремнезема в океанских отложениях.

Хорошо известно, что существенно кристобалитовые кремни приурочены в основном к глинистым и кремнистым отложениям, а существенно кварцевые — к карбонатным (Lancelot, 1973). В то же время в глинистых толщах удается подметить вертикальную зональность в распределении минеральных форм аутигенного SiO_2 : сверху вниз друг друга сменяют зоны развития опала, низкотемпературного кристобалита и кварца (халцедона).

Познание диагенеза кремнезема в океанских отложениях невозможно без изучения сохранности форменных остатков кремнийконцентрирующих организмов. В этом убеждают: данные о приуроченности олигоцен-четвертичных кремней к поясам кремненакопления, наличие остатков кремневых организмов внутри большинства кремней, худшая сохранность форменных остатков диатомей, радиолярий, губок во вмещающих кремни отложениях, чем в самих кремнях.

Материалы сравнительного анализа состава комплексов кремневых организмов в планктоне, водной взвеси и поверхностном слое донных осадков (Жузе и др., 1962; Козлова, 1964; Петрушевская, 1971; Мухина, 1974), эксперименты по растворению кремневых остатков в морской

воде (Lewin, 1961; Hurd, 1972; Kastner et al., 1977), наблюдения над их сохранностью в диагенезе (Moore, 1969 и др.) — все это свидетельствует о том, что преимущественному растворению подвергаются относительно тонкостенные и сильно перфорированные формы со слабой окремненностью и большой удельной поверхностью. Следует отметить довольно резкое ухудшение сохранности кремневых остатков в горизонтах развития кремней (см. фиг. 1).

Помимо растворения биогенного кремнезема свой вклад в образование кремней вносят процессы диа- и катагенеза абиогенных компонентов океанских отложений. Особенно велик, вероятно, этот вклад в пелагических красных глинах.

Наличие жидких включений (Левитан, 1975), характерных глобул и синергетических элементов свидетельствует о формировании кремней в виде гелей из холодных коллоидных растворов.

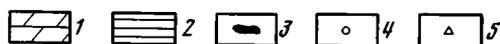
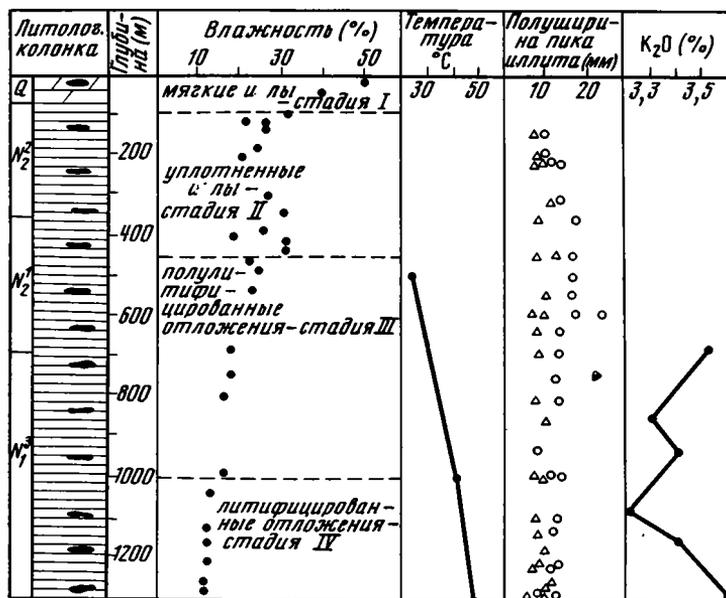
Проведенный автором обзор условий образования гелей кремнезема в приложении к океанским условиям (Левитан, 1975) позволил предположить, что гели SiO_2 осаждались из иловых растворов при повышении в них концентрации кремнекислоты свыше 96—107 мг/л. При этом садка кремневых гелей, видимо, происходила в микроочагах. Наличие последних в зависимости от конкретной обстановки определялось колебаниями pH, существованием центров осаждения типа обломков кремнистых раковин, особенно с открытыми OH -связями на поверхности (Kastner et al., 1977), адсорбцией глинистыми частицами, гидроокислами железа и т. д. Каталитическое воздействие на образование гелей SiO_2 оказывали карбонатные раковины и повышенные концентрации Mg^{2+} в иловой воде (Kastner et al., 1977). После садки гелей происходило их стягивание на расстояние до нескольких метров.

4. Постседиментационные преобразования глинистых отложений. Некоторые особенности распространения палыгорскита, цеолитов, железомарганцевых конкреций в осадочном чехле океана. В качестве диагностического признака приконтинентальных терригенных глинистых отложений предлагается разрез отложений подводного конуса выноса Инда, вскрытый скв. 222 (фиг. 6). Устье скважины находится на глубине 3546 м. Глинистая существенно гидрослюдистая толща мощностью 1300 м накопилась за 6 млн. лет (с конца миоцена поныне).

Диагенез терригенных глинистых илов осуществляется за счет совместного воздействия температуры и давления, которые приводят к прогрессирующему уменьшению влажности с глубиной. В глинах на глубине 1000—1300 м (уже на этапе катагенетических преобразований) влажность составляет всего 10—13%.

Стабильность полуширины пика иллита (в районе 10 Å), служащей индикатором степени гидрослюдизации монтмориллонита, и незакономерные слабые вариации содержания K_2O в валовых пробах по разрезу (см. фиг. 6) свидетельствуют против сколько-нибудь существенного образования аутигенных гидрослюдов в описываемой толще. Единственным явным признаком диагенетического минералообразования является постоянное присутствие в глинистых отложениях аутигенного пирита, что вполне естественно для приконтинентальных осадочных серий. В других районах рассматриваемой зоны отмечаются локальные проявления гидрослюдизации биотита, а также глинизации пелловой витрокластики (Hein, School, 1978).

Диатип пелагических глин пока выделить не удалось из-за слабой разработки стратиграфического расчленения глинистых толщ и наличия большого количества перерывов. Тем не менее можно установить достаточно закономерное изменение их физических свойств вниз по разрезу. Для поверхностного слоя красных глин наиболее часто отмечаются значения плотности 1,25—1,30 г/см³ (Лисицын, 1974). С глубиной происходит довольно плавное увеличение плотности до 1,40—



Фиг. 6. Диатип приконтинентальных терригенных глинистых отложений, скв. 222 (составлено по данным Matter, 1974; Initial reports..., v. 23). 1 — слабокарбонатные глинистые илы; 2 — терригенные глинистые отложения; 3 — стяжения прита; 4 — воздушно-сухие образцы; 5 — образцы, насыщенные глицерином

1,50 г/см³ (верхнемеловые красные глины Атлантики и Тихого океана на глубине 400—750 м от дна). При этом влажность уменьшается от 80—85% в поверхностном слое осадков до 50—60% в основании разреза. Таким образом, из сопоставления с диатипом приконтинентальных глин следует, что уплотнение происходит гораздо быстрее в терригенных глинах, чем в пелагических.

Значительное количество исследований посвящено изучению минерального состава глинистых толщ, вскрытых скважинами глубоководного бурения (Косовская, Шутов, 1975; Косовская, 1976; Горбунова, 1975, 1977; Von Rad and Röch, 1972; Ocada, Tomida, 1973; Jacobs, 1974; Matter, 1974, и др.). Установлено, что основные закономерности распространения глинистых минералов в осадочном чехле океанов обусловлены прежде всего особенностями седиментационного этапа: тектоно-климатическими условиями на водосборах, составом пород, почв и кор выветривания питающих провинций, характером континентального и океанского магматизма, системами водных и воздушных течений, тектоническими движениями океанского ложа. Существенную роль в океанском глинообразовании играет и ранний диагенез.

Достоверно установлено, особенно по периферии пелагических зон Тихого и Индийского океанов, возрастание вниз по разрезу относительной роли минералов группы монтмориллонита по сравнению с другими глинистыми минералами (Горбунова, 1975, 1977). Эту закономерность можно объяснить и ослаблением терригенного разбавления и усилением аутигенеза со временем. Имеющиеся в нашем распоряжении материалы по скоростям седиментации и абсолютным массам позволяют принять в качестве главной причины ослабление терригенного разбавления.

Однако на общем фоне отсутствия или, вероятно, крайне замедленного диагенетического преобразования глинистых минералов пелаги-

ческой зоны отмечен ряд случаев усиления степени кристалличности монтмориллонитов вниз по разрезу. Подобные наблюдения были сделаны, например, в скв. 259 и 261 в Индийском океане (Коссовская, Шутов, 1975); в скв. 323 в юго-восточной части Тихого океана (Горбунова, 1976) и в некоторых скважинах в Атлантике.

Выяснение причин одновременного существования двух столь различных тенденций — первоочередная задача изучения постседиментационных преобразований глинистых минералов океанских пелагических отложений.

Большое внимание химическому составу пелагических глинистых минералов уделено в работах А. Г. Коссовской (1976 и др.) и ее сотрудников. В этих работах, в частности, придается существенное значение фиксации калия ферримонтмориллонитами, аутигенными калиевыми полевыми шпатами и другими диагенетическими минералами. Исследованиями химического состава иловых вод из скважин глубоководного бурения установлено, что в большинстве случаев происходит уменьшение содержания растворенного калия с глубиной (Sayles, Manheim, 1975), что подтверждает гипотезу А. Г. Коссовской о фиксации калия из иловых вод в ходе диагенеза. Однако изучение химического состава океанских отложений (Initial reports... v. 6, 35, 44 и др.) показало, что вариации содержания калия обусловлены характером осадочного материала, определяемого прежде всего седиментационными причинами, но не диагенезом. Таким образом, требуются дальнейшие исследования для того, чтобы установить вклад «диагенетического» калия в его валовое содержание в пелагических (и, в частности, глинистых) отложениях.

Выше отмечалось, что в тесной парагенетической связи с пелагическими глинами находятся такие образования, как цеолиты (в основном филлипсит) и железомарганцевые конкреции. Как следует из данных глубоководного бурения (Ломова, 1975; Горбунова, 1977; Initial reports..., 1969—1978), в меловых — нижнекайнозойских пелагических отложениях широко развит палыгорскит.

Океанские палыгорскиты являются полигенными образованиями, среди них известны и терригенные, и диагенетические, и гидротермальные разности. Широкое развитие палыгорскитов в нижних частях осадочного покрова океанов, хорошо выраженная тенденция уменьшения концентрации Mg в иловых водах пелагических осадков вниз по разрезу (Sayles, Manheim, 1975), все возрастающая поставка растворенного кремния в иловые воды — все это, вероятно, является доказательством преимущественного распространения диагенетических палыгорскитов.

Анализ распространения аутигенных цеолитов в осадочном чехле океанов (Лисицын, Бутузова, 1978; Stonecipher, 1976) выявил увеличение цеолитизации вниз по разрезу. При этом существует определенная вертикальная зональность цеолитообразования: в миоцен-голоценовых отложениях доминирует филлипсит, а в мел-палеогеновых — клиноптилолит. Филлипсит тяготеет к пелагическим глинам, клиноптилолит — к гораздо более широкому спектру океанских отложений. Как известно, клиноптилолит является значительно более кремнистым цеолитом, чем филлипсит. Рассмотрение особенностей распространения клиноптилолита свидетельствует об очень большом сходстве с особенностями распространения кремней, описанными выше. Поэтому уже давно отмечена парагенетическая ассоциация аутигенного SiO₂ с клиноптилолитом в океанских осадках (Коссовская, Муравьев, 1975). Представляется возможным допустить и генетическую общность этих новообразований.

Значительные количества реакционноспособного SiO₂ в приконтинентальных и экваториальных районах высокой биологической продуктивности привели в результате постседиментационных преобразований к довольно быстрому формированию клиноптилолита в этих зонах — уже в миоцене.

Распространение железомарганцевых конкреций по возрасту вмещающих океанских отложений (по Glasby, 1978, с добавлениями)

Эпоха	Количество скважин, вскрывших отложения того или иного возраста	Количество скважин, вскрывших железомарганцевые конкреции	Встречаемость скважин с железомарганцевыми конкрециями, %	Эпоха	Количество скважин, вскрывших отложения того или иного возраста	Количество скважин, вскрывших железомарганцевые конкреции	Встречаемость скважин с железомарганцевыми конкрециями, %
<i>Q</i>	338	23	6,8	<i>Pg₂</i>	160	6	4,1
<i>N₂</i>	307	4	1,3	<i>Pg₁</i>	114	1	0,9
<i>N₁</i>	286	11	3,8	<i>Cr</i>	171	3	1,8
<i>Pg₃</i>	200	5	2,5	<i>J</i>	20	1	5,0

Аналогичный по направленности, но гораздо более медленный процесс увеличения концентрации растворенного кремнезема вниз по разрезу в толщах пелагических глин привел в конечном счете к образованию гораздо более поздних — эоцен-олигоценовых клинонтилолитов.

В осадочном чехле Мирового океана в миоцен-четвертичных отложениях доминируют андезит-риолитовые вулканические стекла, а в мел-палеогеновых — базальтовые (Левитан, Лисицын, 1978_{1,2}). Этот факт наряду с вышеописанными особенностями распространения филлипсита свидетельствует в пользу гипотезы Н. А. Лисицыной и Г. Ю. Бугузовой (1978) о формировании филлипситов в пелагических глинах по рассеянной витрокластике среднего — кислого состава.

Железомарганцевые океанские конкреции являются седиментационно-диагенетическими образованиями. В современную геологическую эпоху они тяготеют главным образом к полям развития пелагических глин. Чрезвычайно характерно их формирование в зонах наиболее низких скоростей седиментации, особенно находящихся под воздействием придонных течений (Железомарганцевые конкреции..., 1976). Нередко они фиксируют перерывы в седиментации.

Глэсби (Glasby, 1978) проанализировал материалы 41 рейса «Гломар Челленджер». В результате анализа установлено, что в верхнем мезозое — кайнозое океанов железомарганцевые конкреции в 60% случаев приурочены к пелагическим глинам, в 30 — к карбонатам и в 10% — к другим типам отложений. В табл. 2 приведен фактический материал о распространении железомарганцевых конкреций по возрасту вмещающих осадков.

Как известно, наиболее распространена точка зрения об очень небольших скоростях роста рассматриваемых образований — первые миллиметры в миллион лет. Учитывая продолжительность геологических эпох, по которым анализировались конкреции, можно, однако, считать их практически синхронными вмещающим отложениям.

Анализ данных табл. 2 приводит к выводу о неравномерности стратиграфического распределения железомарганцевых конкреций. Выделяются эпохи их интенсивного формирования — мел, эоцен, миоцен, плейстоцен, разделенные эпохами ослабления конкрециеобразования. Подобное распределение обусловлено, на наш взгляд, особенностями состава вмещающих отложений, но не особенностями распространения перерывов в океанской седиментации. Действительно, максимумы встречаемости перерывов в осадочном чехле Мирового океана приурочены к олигоцену, палеоцену, сантону и турону (Supko, Perch-Nielsen, 1978). По нашим данным, эпохам интенсификации конкрециеобразования соответствует усиленная поставка различного по генезису осадочного материа-

ла. Таким образом, именно рассматриваемые эпохи характеризуются, вероятно, увеличением абсолютных масс реакционноспособного железа и марганца в океане, что приводит к интенсификации формирования железомарганцевых конкреций в соответствующих фациальных условиях.

Данные об изменении минерального состава железомарганцевых конкреций с возрастом, к сожалению, пока не получены.

Таким образом, распределение аутигенных образований, связанных с пелагическими отложениями, в частности с глинистыми, в большой мере зависит от условий седиментационного этапа.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Постседиментационные преобразования значительно интенсивнее в осадочных толщах приконтинентальной зоны, чем в пелагической. Это обусловлено резкими отличиями в характере седиментации, а также условиями протекания диа- и катагенеза.

По убыванию скорости уплотнения можно выстроить следующий ряд: терригенные глинистые илы → приконтинентальные карбонатные илы → приконтинентальные диатомовые илы → пелагические карбонатные илы → пелагические глинистые илы → пелагические кремнистые илы.

В разных отложениях ведущие механизмы аутигенеза различны. В биогенных (карбонатных и кремнистых) илах ведущее значение имеют растворение обладающих большей удельной поверхностью частиц и последующий аутигенез из иловых растворов. В пелагических глинах местами важная роль принадлежит перекристаллизации осадкообразующих глинистых минералов.

Столь же отлична и относительная роль основных факторов диагенеза. Диагенез терригенных глинистых илов в основном определяется глубиной захоронения. Длительность диагенетических реакций в большей степени, чем глубина захоронения, определяет преобразование пелагических карбонатов, формирование кремней и клиноптилолитов.

Перечисленные выше обстоятельства приводят к тому, что в осадочном чехле, состоящем из различных типов океанских отложений, наблюдается чередование в разрезе и на площади различных стадий диагенеза (а иногда и раннего катагенеза). Приложение описанных особенностей постседиментационных преобразований к закономерностям формационного состава осадочной оболочки океанов (Богданов и др., 1978) позволяет в принципе прогнозировать уровень развития диа- и катагенеза в любой точке. При этом в целом естественно ожидать усиления постседиментационных преобразований с глубиной и возрастом.

Предлагаемый в настоящей статье подход к изучению диа- и катагенеза океанских отложений, основанный на системе диатипов, не противоречит другим концепциям и тем более не отменяет их. В рамках развиваемой концепции предстоит большая работа по увеличению числа диатипов, например, за счет различных мелководных карбонатных формаций, по уточнению содержания и объема различных стадий в пределах диатипов, по принципам корреляции стадий постседиментационных преобразований. В связи с этим большое значение приобретают исследования трансформации органического вещества океанских осадков, парагенетических ассоциаций аутигенных минералов и геохимических индикаторов диа- и катагенеза.

ЛИТЕРАТУРА

- Богданов Ю. А., Левитан М. А., Лисицын А. П. Осадочные формации ложа океана.— В сб.: Осадочные формации и их нефтегазоносность. Тез. докл., МГУ, 1978.
Горбунова З. Н. История накопления глинистых минералов в Тихом океане в кайнозое по данным глубоководного бурения.— Океанология, 1975, т. XV, вып. 5.

- Горбунова З. Н. Глинистые минералы в кайнозойских осадках Индийского океана.— Океанология, 1977, т. XVII, вып. 6.
- Железомарганцевые конкреции Тихого океана.— М., «Наука», 1976.
- Жузе А. П., Королева Г. С., Нагаева Г. А. Диатомовые водоросли в поверхностном слое донных осадков Индийского сектора Антарктики.— Тр. Ин-та океанологии АН СССР, 1962, т. 61.
- Козлова О. Г. Диатомовые водоросли Индийского и Тихоокеанского секторов Антарктики. М., «Наука», 1964.
- Коссовская А. Г. Модель пелагического глинообразования.— Seventh Conference on Clay Mineralogy and Petrology, Karlovy Vary, 1976.
- Коссовская А. Г., Муравьев В. И. О тождестве океанических и платформенных цеолит-кристобалитовых пород.— Докл. АН СССР, 1975, ст. 223, № 2.
- Коссовская А. Г., Шутов В. Д. Минеральные индикаторы геотектонических типов регионального эпигенеза и его сопряжение с метаморфизмом на континентах и в океанах.— В сб.: Кристаллохимия минералов и геологические проблемы. М., «Наука», 1975.
- Левитан М. А. Биогенный кремнезем как источник вещества для образования кремней в осадках Тихого океана.— Автореф. канд. дис., МГУ, 1975.
- Левитан М. А., Донцова Е. И., Лисицын А. П., Богданов Ю. А. Генезис кремней в осадках Тихого океана по отношению изотопов кислорода и анализу особенностей их распределения.— Геохимия, 1975, № 3.
- Левитан М. А., Лисицын А. П. Распространение пепловых прослоев в осадочном чехле Тихого океана.— Докл. АН СССР, 1978, т. 241, № 4.
- Левитан М. А., Лисицын А. П. Распространение пепловых прослоев в осадочном чехле Атлантического и Индийского океанов.— Докл. АН СССР, 1978, т. 242, № 3.
- Лисицын А. П. Осадкообразование в океанах. М., «Наука», 1974.
- Лисицына Н. А., Бутузова Г. Ю. Аутигенные цеолиты в осадочном чехле Мирового океана.— Литол. и полезн. ископ., 1978, № 6.
- Ломова О. С. Пальгорскитовые глины восточной Атлантики и генетическая связь их со щелочным вулканизмом.— Литол. и полезн. ископ., 1975, № 4.
- Мухина В. В. Диатомеи во взвеси и в поверхностном слое донных осадков шельф юго-западной Африки.— В сб.: Микропалеонтология морей и океанов, М., «Наука», 1974.
- Петрушевская М. Г. Радиолярии *Nassellaria* в планктоне Мирового океана.— В кн.: Радиолярии Мирового океана по материалам советских экспедиций, М., «Наука», 1971.
- Романкевич Е. А. Геохимия органического вещества в океане. М., «Наука», 1977.
- Соколов Б. А., Конохов А. И. Особенности диагенеза глубоководных осадков и проблема поисков нефти и газа в океанах.— Вестн. МГУ. Сер. геол., 1975, № 3.
- Тейс Р. В., Найдин Д. П. Палеотермометрия и изотопный состав кислорода органических карбонатов.— М., «Наука», 1973.
- Erickson A. Initial report on downhole temperature and shipboard thermal conductivity measurements, Leg 19, Deep Sea Drilling Project.— Initial reports of DSDP, v. 19, 1973.
- Gealy E. L. Saturated bulk density, grain density and porosity of sediment cores from the Western equatorial Pacific: Leg 7, «Glomar Challenger».— Initial reports of DSDP, v. 7, pt. 2, 1971.
- Glasby G. P. Deep-sea manganese nodules in the stratigraphic record evidence from DSDP cores.— Marine Geol., 1978, v. 28, No. 1/2.
- Gorbunova Z. N. Clay-sized minerals from cores of the southeast Pacific ocean.— Initial reports of DSDP, v. 35, 1976.
- Hein J. R., School D. W. Diagenesis and distribution of late Cenozoic volcanic sediment in the southern Bering Sea.— Geol. Soc. Amer. Bull., 1978, v. 89, No. 2.
- Honjo and Erez Z. Dissolution rates of calcium Carbonate in the deep sea ocean: an in situ experiment in the North Atlantic ocean.— Earth and Planet Sci. Lett., 1978, v. 40, No. 2.
- Hurd D. C. Factors affecting solution rate of biogenic opal in sea water.— Earth and Planet. Sci. Lett., 1972, v. 15, No. 4.
- Initial reports of DSDP, v. 1—39, U. S. Govt. Print. Off., Washington, 1969—1978.
- Jacobs M. B. Clay mineral changes in Antarctic deep sea sediments and Cenozoic climatic events.— Sediment. Petrol., 1974, v. 44, No. 4.
- Kastner M., Keene J. B. and Gieskes J. M. Diagenesis of siliceous oozes — I. Chemical controls on the rate of opal — A to opal — CT transformation — an experimental study.— Geochim. et cosmochim. acta, 1977, v. 41, No. 8.
- Knauth L. P. and Epstein S. Hydrogen and oxygen isotope ratios in silica from the JOIDES Deep Sea Drilling Project.— Earth and Planet. Sci. Lett., 1975, v. 25, No. 1.
- Lancelot G. Chert and silica diagenesis in sediments from central Pacific.— Initial reports of DSDP, v. 17, 1973.
- Langseth M. G. and von Herzen R. P. Heat flow through the floor of the World ocean.— In: The Sea, 1970, v. 4, pt 1.
- Lawrence I. R. Interstitial water studies, Leg 15 — stable oxygen and carbon isotope va-

- riations in water, carbonates and silicates from the Venezuela Basin (Site 149) and the Aves Rise (Site 148).— Initial reports of DSDP, v. 20, 1973.
- Lewin J. C.* Dissolution of silica from diatom walls.— *Geochim. et cosmochim. acta*, 1961, v. 21, No. 3/4.
- Matter A.* Burial diagenesis of pelitic and carbonate deep-sea sediments from the Arabian sea.— Initial reports of DSDP, v. 23, 1974.
- Matter A., Douglas R. G. and Perch-Nielsen K.* Fossil preservation, geochemistry and diagenesis of pelagic carbonates from Shatsky Rise, northwest Pacific.— Initial reports of DSDP, v. 32, 1975.
- Moore T. C.* Radiolaria: change in skeletal weight and resistance to solution.— *Bull. Geol. Soc. America*, 1969, v. 80, No. 10.
- Neugebauer J.* Some aspects of cementation in chalk.— *Spec. Publ. Int. Assoc. Sedimentol.*, 1974, v. 1, p. 149—176.
- Okada H., Tomida K.* Clay mineralogy of deep sea sediments in North western Pacific.— Initial reports of DSDP, v. 20, 1973.
- Sayles F. L., Manheim F. T.* Interstitial solutions and diagenesis in deeply buried marine sediments: results from the DSDP.— *Geochim. et cosmochim. acta*, 1975, v. 39, p. 103—127.
- Schlanger S. O., Douglas R. G., Lancelot Y., Moore T. C. and Roth P. H.* Fossil preservation and diagenesis of pelagic carbonates from Magellan Rise, central north Pacific ocean.— Initial reports of DSDP, v. 17, 1973.
- Schlanger S. O. and Douglas R. G.* The pelagic ooze-chalk-limestone transition and its implications for marine stratigraphy.— *Spec. Publ. Int. Assoc. Sedimentol.*, 1974, v. 1, p. 117—148.
- Schneidermann N.* Pelagic limestones of the central Caribbean, Leg 15.— Initial reports of DSDP, v. 15, 1973.
- Shimizu H., Masuda A.* Cerium in chert as an indication of marine environment of its formation.— *Nature*, 1977, v. 266, No. 5600.
- Stonecipher S. A.* Origin, distribution and diagenesis of phillipsite and clinoptillolite in deep-sea sediments.— *Chem. Geol.*, 1976, v. 17, No. 4.
- Supko P. R. and Perch-Nielsen K.* General synthesis of central and south Atlantic drilling results, leg 39, Deep sea Drilling Project.— Initial reports of DSDP, v. 39, 1977.
- Von Herzen R. P.* Geothermal measurements, Leg 21.— Initial reports of DSDP, v. 21, 1973.
- Von Herzen R. P., Fiske R. J. and Sutton G.* Geothermal measurements on Leg 18.— Initial reports of DSDP, v. 8, 1971.
- Von Rad U. and Roch H.* Mineralogy and origin of clay minerals, silica and authigenic silicates in leg 14 Sediments.— Initial reports of DSDP, v. 14, 1972.

Институт океанологии АН СССР,
Москва

Дата поступления
3.X.1978 г.

УДК 552.52 (262.8)

ГЛИНИСТЫЕ МИНЕРАЛЫ ПРОДУКТИВНОЙ И КРАСНОЦВЕТНОЙ ТОЛЩ МЕЛКОВОДНЫХ ЗОН ЮЖНОГО КАСПИЯ

Н. В. ПАШАЛЫ, М. Б. ХЕИРОВ

Приведен минеральный состав тонкопелитовой фракции песчаников, алевролитов и глины красноцветной и продуктивной толщ (средний плиоцен) восточного и западного мелководий Южного Каспия. Рассмотрено площадное и стратиграфическое распределение породообразующих и второстепенных глинистых минералов, их генезис и влияние на коллекторские и экранирующие свойства пород.

Продуктивная толща (ПТ) Азербайджана и красноцветная толща (КТ) Туркмении относятся по времени к среднему плиоцену и являются основными месторождениями залежей нефти и газа. Реальные перспективы для открытия новых крупных месторождений в пределах названных республик также связаны с этими отложениями, наиболее полные разрезы которых развиты в сторону их регионального погружения к Каспийскому морю. Поэтому изучению нефтеносных пород мелководных зон последнего в настоящее время придается большое значение.

Вопросу сопоставления продуктивной и красноцветной толщ, их генезису посвящено много работ, но они касаются в основном отложений суши, а не мелководных зон. Это особенно относится к глинам и глинистым минералам, изучение которых для нефтегазоносных отложений представляет интерес, в частности, при оценке экранирующих свойств глин и физических параметров песчаников и алевролитов. Учитывая это, нами было проведено изучение глин и глинистой фракции песчаников и алевролитов ПТ западного и КТ восточного мелководий Южного Каспия.

Красноцветная и продуктивная толщ делятся на нижний и верхний отделы каждая. Породы верхнего отдела отличаются от нижнего бурой окраской, которая более ярка в красноцветной, чем в продуктивной толще. Яркость окраски пород в определенной мере связана с большей аридностью климата и, возможно, несколько меньшими глубинами и большей аэрацией восточной части бассейна. В обеих толщах вниз по разрезу увеличивается глинистость и более тонкое чередование песчано-алевритовых и глинистых прослоев. Для обеих толщ характерно большое сходство в составе аутигенных, нежели терригенных минералов, что подчеркивает геохимическую близость особенностей разных районов единого бассейна седиментации. И в той и другой толще в нижних отделах отмечается значительное присутствие сульфатов, в частности ангидрита и целестина. Правда, в красноцветной толще садка этих минералов была более интенсивной, чем в продуктивной, о чем свидетельствует образование в первой из них мономинеральных хемогенных пород. Эта интенсивность также связана с более аридным климатом в восточной части бассейна по сравнению с западной. Некоторое различие в составе терригенных минералов рассматриваемых отложений обусловлено различным составом материнских пород в главных источниках питания.

Эти же причины, т. е. различные источники сноса, несколько различные глубины бассейна, а также некоторые отличия в климате обусловили и соответствующие различия в составе глинистых минералов в отложениях красноцветной и продуктивной толщ.

КРАСНОЦВЕТНАЯ ТОЛЩА (КТ)

Отложения толщи изучались нами по материалам бурения, главным образом на восточном мелководье Южного Каспия (площади банок Жданова, Ливанова, Лам и о. Огурчинского), а в Юго-Западной Туркмении на площадях Гогран-Даг, Кызылкум и Куйджик.

Глины КТ серые и бурые, алевритовые, плотные, известковистые. Составляют из глинистой массы со значительной примесью алевритовых зерен кварца, полевых шпатов, обломков карбонатных и глинистых пород, биотита, мусковита, гидроокислов железа, магнетита, ильменита. Тонкопелитовая фракция глин в разрезах восточного мелководья Южного Каспия и Юго-Западной Туркмении полиминеральна и имеет или хлорит-монтмориллонит-каолинит-гидрослюдистый, или хлорит-каолинит-монтмориллонит-гидрослюдистый состав.

В глинах КТ преобладает гидрослюда. Ее определение обосновано базальными рефлексами на дифрактограммах при межплоскостных расстояниях $d(002) = 9,80-10,0$; $d(004) = 4,90-5,00$; $d(006) = 3,30-3,33$; $d(008) = 2,45-2,6,50$; $d(0010) = 1,97-1,98$ Å и др., стабильными при насыщении образца глицерином и после прокаливания при $550-580^\circ\text{C}$ (фиг. 1, А, Б). Рефлексы $4,42-4,46$; $3,86-3,90$; $2,79-2,81$ Å и др. указывают, что они относятся к структурной разности гидрослюды $2M_1$.

Каолинит определен базальными рефлексами с межплоскостными расстояниями $d(001) = 7,12-7,14$; $d(002) = 3,56-3,57$ Å, исчезающими после нагревания образцов при $550-580^\circ\text{C}$ в результате перехода его в рентгеноаморфное состояние (см. фиг. 1, А, Б).

Для монтмориллонита воздушно-сухого образца глин КТ характерен базальный рефлекс $14,0-14,6$ Å первого порядка, что свидетельствует о присутствии в обменных положениях в основном ионов кальция. Этот рефлекс смещается до $17,7-17,8$ Å при насыщении образца глицерином и фиксируется при $9,80$ Å после прокаливания его при $550-580^\circ\text{C}$.

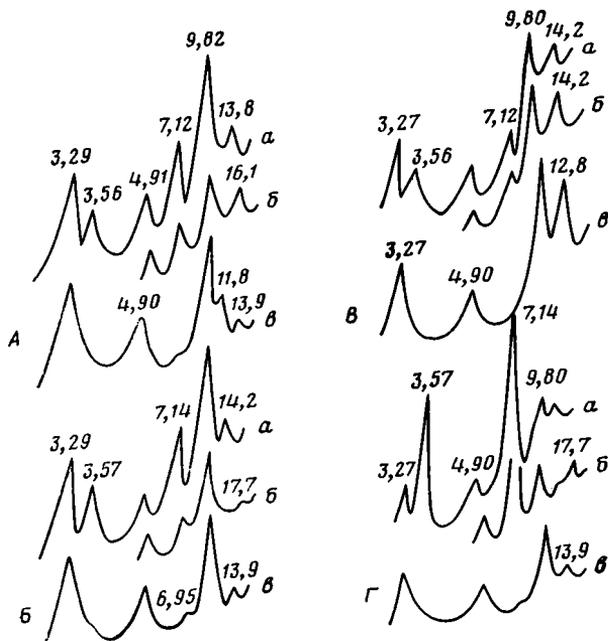
Хлорит определен базальными рефлексами с межплоскостными расстояниями $d(001) = 13,8-14,1$; $d(002) = 6,90-7,05$ Å, стабильными как при насыщении глицерином, так и нагреве. Базальный рефлекс второго порядка хлорита проявляется только после прокаливания образца, так как он обычно перекрывается базальным рефлексом первого порядка каолинита.

Гидрослюда, монтмориллонит и каолинит относятся к диоктаэдрическому структурному типу, а хлорит — к триоктаэдрическому.

Содержание гидрослюды в глинах КТ восточного мелководья Южного Каспия колеблется от 40 до 90%. Относительно стабильным составом обладают глины банки Жданова. В них содержание гидрослюды колеблется в пределах 50—65%, монтмориллонита — от следов до 20%, каолинита — 15—25%, а хлорита — от следов до 10%.

По сравнению с разрезом банки Жданова в разрезах банок Ливанова и Лам изменение относительного содержания глинистых минералов в тонкопелитовой фракции глин более значительное. В разрезе банки Ливанова содержание гидрослюды колеблется в пределах 40—90, монтмориллонита — от следов до 40, каолинита 10—25%, а в разрезе банки Лам содержание этих же минералов соответственно изменяется в пределах 40—80, 7—40 и 7—25%.

Глины КТ разреза о. Огурчинского имеют состав очень близкий к составу глин площади банки Жданова. Глины КТ Юго-Западной Туркмении (площадей Гогран-Даг и Куйджик) так же, как и глины КТ площади банки Жданова имеют хлорит-монтмориллонит-каолинит-гидро-



Фиг. 1. Дифрактограммы тонкопелитовой фракции глин (А, Б) и глинистого цемента песчаников (В, Г) КТ восточного мелководья Южного Каспия
 А — банка Жданова, скв. 8, глубина 2419—2427 м;
 Б — банка Ливанова, скв. 6, глубина 3615—3620 м;
 В — о. Огурчинского, скв. 2, глубина 4623—4626 м;
 Г — Эрдекли, скв. 3, глубина 4011—4016 м. а — дифрактограмма воздушно-сухого образца, б — насыщенного глицерином, в — нагретого при 550—580° С

слюдистый состав. Только в отдельных разрезах (площадь Кызылкум) состав глин хлорит-каолинит-монтмориллонит-гидрослюдистый. Здесь содержание монтмориллонита в отдельных случаях достигает 30—45% тонкопелитовой фракции, гидрослюды — 35—40%.

В глинах КТ восточного мелководья Южного Каспия и Западной Туркмении смешанослойные глинистые минералы встречаются в единичных образцах в виде небольшой примеси (5—10%). Они представлены беспорядочным чередованием слоев монтмориллонита и гидрослюды. По разрезу толщи не наблюдается закономерности изменения содержания глинистых минералов. Исключение составляют только самые нижние интервалы разреза банки Жданова, где количество монтмориллонита возрастает. Тонкопелитовая фракция глин имеет хлорит-каолинит-монтмориллонит (25—40%) -гидрослюдистый состав. Если и фиксируются некоторые изменения в минералогическом составе глин по разрезу КТ, то они скорее всего связаны с колебаниями в составе поступающего в бассейн аллотигенного материала, а не с трансформацией глинистых минералов. Это объясняется питанием бассейна седиментации материалом, поступающим из многих источников сноса (Копетдаг, Малый и Большой Балханы, Куба-Даг, Куренин-Куре, Шах-Адам, Урфа, Даг-Ада, Белеке, Кара-Тенгир, Среднекаспийское поднятие, горная система Талыша). Кроме того, доказательством аллотигенности гидрослюды 2M₁ и каолинита, составляющих более 70% тонкопелитовой фракции глин, является и то, что они обычно не образуются в морских условиях. В данном случае гидрослюда представляет гидратированную разность мусковита 2M₁, распространенного в более древних породах источников сноса.

Хлорит, распространенный в глинах КТ, так же как и гидрослюда $2M_1$, и каолинит имеет обломочное происхождение. Это подтверждается повышенным содержанием хлорита в пределах вышеуказанных источников сноса. В отдельных локальных участках в глинах КТ отмечаются аутигенные магнезиальные силикаты (пальгорскит и сепиолит — фиг. 2, А, Б). Их образованию способствовали жаркий сухой климат и высокая соленость вод (Эсенов и др., 1970).

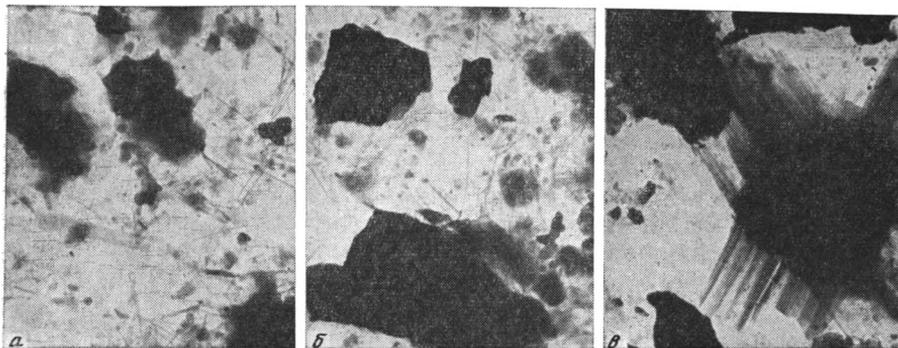
Песчаники КТ мелкозернистые алевритовые полевошпатово-кварцевые. Обломочная часть их представлена кварцем (65%), полевыми шпатами (20%) и карбонатными породами (10%). В количестве до 5% присутствуют роговая обманка, дистен, биотит, гранат, титанит, магнетит, ильменит и гидроокислы железа. В разрезах мелководной зоны (банка Жданова, о. Огурчинский) содержание амфиболов увеличивается и появляются пироксены. Размер минеральных зерен колеблется от 0,034 до 0,19 мм. Цемент глинистый ожелезненный, реже карбонатный, тип цементации контактовый и поровый.

Тонкопелитовая фракция глинистого цемента песчаников КТ восточного мелководья Южного Каспия и Юго-Западной Туркмении отличается от той же фракции одновозрастных глин. В составе ее отмечается увеличение содержания или каолинита, или монтмориллонита, или же смешанослойных глинистых образований с неупорядоченным чередованием слоев вермикулита и хлорита (см. фиг. 1, В, Г), хлорита и монтмориллонита. При этом содержание гидрослюда уменьшается до 20—30%. В песчаниках перечисленные выше минералы окристаллизованы намного лучше, чем в глинах. На это указывают резкость и четкость базальных рефлексов на дифрактограммах, более крупные размеры и морфологические особенности глинистых частиц (четкость очертания, хорошо развитые грани и т. п. — см. фиг. 2). Все это свидетельствует о значительном развитии в песчаниках аутигенного глинообразования, неоднородности их диагенетических изменений, которые в свою очередь определяются неоднородностью физико-химических условий, связанных с различным составом пластовых вод. Например, в разрезе банки Лам на глубине 1763—1768 м развит каолинит, а на глубине 1980—1998 м — монтмориллонит, что говорит о наличии в первом интервале глубин кислых (рН 4—5), а во втором — щелочных пластовых вод. В песчаниках разреза о. Огурчинского (скв. 2, глубины 4665—4670, 4747—4752, 4823—4828 м; скв. 4, глубины 4513—4518, 4562—4567 м) развит аутигенный каолинит (кислые пластовые воды).

По составу тонкопелитовой фракции глинистого цемента песчаники Юго-Западной Туркмении (Гогран-Даг) значительно отличаются от песчаников рассмотренных нами площадей развитием в них как аутигенного каолинита (30—40%), так и смешанослойных глинистых образований с неупорядоченным чередованием слоев монтмориллонита и хлорита (30%), а также слоев вермикулита и хлорита (40—50%). Такой разнообразный состав аутигенных минералов говорит не только о различных геохимических условиях бассейна седиментации, но и о различной направленности диагенетических процессов, связанных с меняющимся по разрезу химизмом поровых вод.

Смешанослойные глинистые образования с неупорядоченным чередованием слоев монтмориллонита и хлорита определены дифракционным эффектом на дифрактограммах воздушно-сухих образцов внутри интервала 13,4—14,6 Å, который смещается в сторону меньших углов отражения при насыщении образца глицерином и сокращаются до 11,0—13,2 Å после нагревания его при 550—580°С (см. фиг. 1, А). Конкретное положение этого рефлекса зависит от количественного соотношения между слоями хлорита и монтмориллонита.

Смешанослойные глинистые образования с беспорядочным чередованием слоев хлорита и вермикулита определены рефлексом, фиксирован-



Фиг. 2. Электронные микрофотографии тонкопелитовой фракции глин (А, Б) и цемента песчаника (В), $\times 18000$

А, Б, В — то же, что и на фиг. 1

ным на дифрактограммах при 13,8—14,2 А, который стабилен при насыщении образца глицерином, но, смещаясь в сторону больших углов отражения, регистрируется внутри интервала 11,0—13,6 А (см. фиг. 1, В) после нагревания образца. Положение этого рефлекса после нагревания зависит от количественного соотношения между слоями вермикулита и хлорита.

Алевролиты КТ серые, желтовато-серые и серовато-бурые плотные, глинистые, известковистые. Структура их алевритовая и пелито-алевритовая. Терригенная часть представлена обломками карбонатных пород, кварцем, полевыми шпатами, мусковитом, хлоритом, устойчивыми минералами (турмалин, циркон, гранат, рутил), дистеном, биотитом, гидроокислами железа, в разрезах мелководья присутствуют амфиболы и пироксены. Отмечаются темно-бурые почти черные прожилки органического вещества. Цемент известковисто-глинистый, известковистый, реже пиритовый. Тип цементации поровый и контактовый.

Тонкопелитовая фракция алевролитов КТ по своему минералогическому составу занимает промежуточное положение между одновозрастными глинами и песчаниками. По сравнению с глинами содержание в них гидрослюды на 10—15% меньше и примерно на столько же больше содержание аутигенных глинистых минералов (монтмориллонита, каолинита) и смешанослойных глинистых образований. Относительно слабое по сравнению с песчаниками развитие аутигенного глинообразования в алевролитах (при прочих одинаковых условиях), вероятно, связано с относительно низкой проницаемостью этих пород.

ПРОДУКТИВНАЯ ТОЛЩА (ПТ)

Первое литолого-минералогическое исследование глин ПТ Азербайджана проводилось А. Г. Коссовской (1954), которая показала необходимость всестороннего изучения тонкодисперсных пород для научных и практических целей. Ее работа послужила началом развития широких исследований глин и глинистых минералов различных стратиграфических единиц осадочных и вулканогенно-осадочных толщ республики.

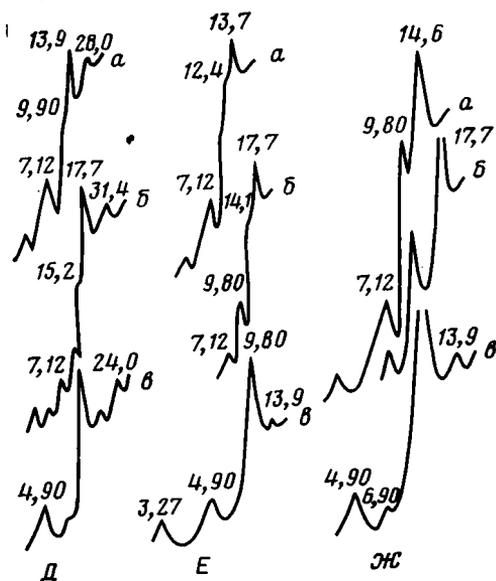
Нами изучена ПТ во всех нефтегазоносных областях Азербайджана, но здесь приводятся результаты исследований, касающихся Апшеронского полуострова, Апшеронского и Бакинского архипелагов, с целью сопоставления их с отложениями КТ восточного мелководья Южного Каспия.

Более 80% пород в составе продуктивной толщи указанных регионов представлены глинистыми породами. Цвета их серые, бурые, реже шоколадно-бурые, коричневые. Все глинистые породы обычно известкови-

стые массивные, реже слоистые, а иногда сланцеватые. Структура их делитовая и алевропелитовая. В глинистых породах рассеяны алевритовые зерна кварца, полевых шпатов, обломки кремнистых и карбонатных пород, реже встречаются гранат, циркон, турмалин, рутил, амфиболы, пироксены, мусковит, хлорит, иногда присутствует органическое вещество.

Тонкопелитовая фракция глин нижнего отдела ПТ Апшеронского полуострова и Бакинского архипелага полиминеральна и содержит монтмориллонит, гидрослюда, каолинит, хлорит и смешанослойные глинистые образования с чередованием слоев гидрослюда и монтмориллонита, гидрослюда и хлорита, вермикулита и монтмориллонита, монтмориллонита и хлорита (корренсит), а также незначительные примеси магнезиальных силикатов и других неглинистых минералов. Диагностика основных глинистых минералов приводится по характерным дифрактограммам (фиг. 3), термограммам (фиг. 4) и электронным микрофотографиям (фиг. 5).

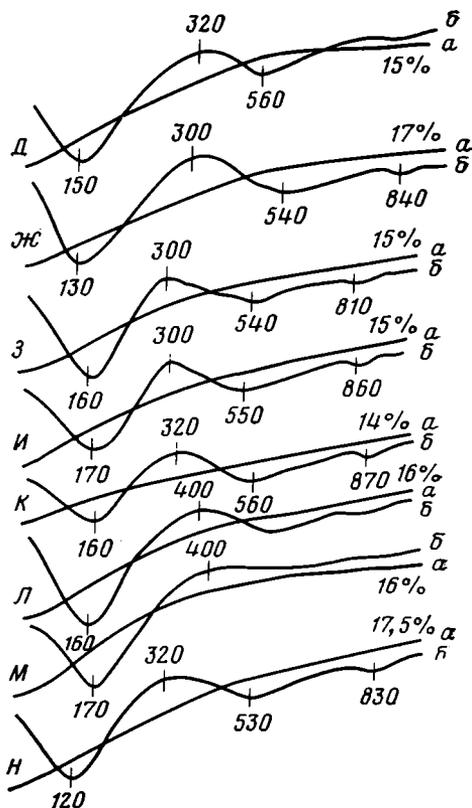
Смешанослойный глинистый минерал с упорядоченным чередованием монтмориллонитовых и хлоритовых слоев по схеме АВАВ



Фиг. 3

Фиг. 3. Дифрактограммы тонкопелитовой фракции глин нижнего отдела ПП западного побережья Южного Каспия

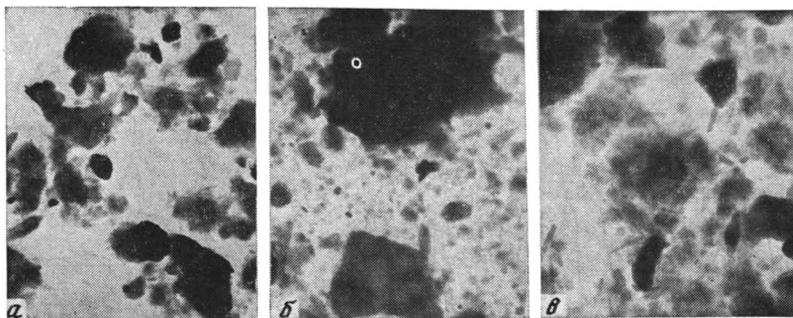
Д—Санги-Мугань, скв. 8, глубина 4595—4600 м; Е—Хаммадаг, скв. 13, глубина 4860—4864 м; Ж—Бяндован, скв. 28, глубина 5610—5614 м; а, б, в—то же, что и на фиг. 1



Фиг. 4

Фиг. 4. Термограммы тонкопелитовой фракции глин ПТ западного побережья Южного Каспия

З—Билла-море, скв. 4, глубина 1812—1820 м; И—Булла-море, скв. 7, глубина 4108—4112 м; К—Булла-море, скв. 7, глубина 5088—5091 м; Л—Санги-Мугань, скв. 8, глубина 968—976 м; М—Нефтяные Камни, скв. 260, глубина 753—758 м; Н—Булла-море, скв. 10, глубина 5600—5602 м; Д, Ж—то же, что и на фиг. 3; Л, Ж—глины нижнего, остальные верхнего отдела ПТ; а—кривая потери веса, б—ДТА



Фиг. 5. Электронные микрофотографии тонкопелитовой фракции глин западного побережья Южного Каспия
Д, Ж, И — то же, что и на фиг. 4

(корренсит) определен рефлексом первого порядка, зарегистрированным при 28 Å, который смещается до 31,7 Å после насыщения глицерином и фиксируется при 24 Å после прокаливания при 560—580° С, а также его высокими порядками (см. фиг. 3, Д).

Смешанослойный глинистый минерал с неупорядоченным чередованием слоев гидрослюда и монтмориллонита определен рефлексом (001)М, (002)Г, зарегистрированным на дифрактограммах воздушно-сухих образцов внутри интервала 11,0—13,6 Å, который смещается в сторону меньших углов отражения после насыщения глицерином и сокращается до 9,80 Å после прокаливания образца (см. фиг. 3, Е). Встреченные здесь иногда смешанослойные образования с беспорядочным чередованием слюдястых и хлоритовых слоев определены рефлексом, зарегистрированным внутри интервала 10,6—13,4 Å и стабильным при насыщении и прокаливании образца.

Количественная оценка глинистых минералов показывает, что в глинах нижнего отдела ПТ Бакинского архипелага в основном преобладает монтмориллонит, но встречаются отдельные образцы, в которых преобладает гидрослюда. Иногда эти два минерала встречаются почти в равных количествах.

В направлении от Бакинского архипелага к Апшеронскому полуострову и далее на восток в сторону Апшеронского архипелага наблюдается заметное увеличение содержания гидрослюда и уменьшение монтмориллонита в глинах нижнего отдела ПТ. Содержание гидрослюда в тонкопелитовой фракции глин нижнего отдела ПТ Апшеронского полуострова составляет более 50%, в то время как в одновозрастных глинах Бакинского архипелага оно не выше 40—45%. Это подтверждается также данными химического анализа, согласно которым содержание в ней SiO_2 колеблется в пределах 49,0—52,0%; Al_2O_3 — 25,4—28,2; MgO — 1,50—1,90; K_2O — 2,10—3,65; H_2O (при 110° С) — 5,46—8,70% тонкопелитовой фракции, что соответствует преобладанию гидрослюда. В глинах Апшеронского архипелага содержание ее доходит до 60—65%.

Содержание каолинита в глинах нижнего отдела ПТ Бакинского архипелага и Апшеронского полуострова колеблется в пределах от 10 до 25%, а хлорита от 5 до 15%. Увеличение содержания каолинита происходит в том же направлении, что и увеличение гидрослюда. В разрезах Бакинского архипелага (за исключением отдельных отклонений) отмечается незначительное уменьшение содержания монтмориллонита и увеличение смешанослойных глинистых образований с чередованием слоев монтмориллонита и хлорита.

В отличие от глин ПТ Бакинского архипелага в глинах нижнего отдела Апшеронского полуострова и Апшеронского архипелага не наблюдается появления смешанослойных глинистых образований с чередова-

что соответствует изменению содержания монтмориллонита и гидрослюда по площади. Содержание MgO в южной части Бакинского архипелага больше (более 4%), чем в северной части его и в Апшеронской области (3%). Распределение MgO соответствует развитию здесь магнезиальных силикатов. Накопление MgO в глинах связано с процессами диагенетического растворения пироксенов, поступающих с Малого Кавказа (Коссовская, 1954; Эсенов и др., 1970).

Приведенный выше характер распределения глинистых минералов в отложениях ПТ связан со сложными и непостоянными во времени условиями накопления осадков в бассейне и наличием нескольких источников питания. По данным А. Г. Алиева (1966), А. Г. Алиева и Э. А. Даидбековой (1955), А. А. Ализаде (1960), А. А. Султанова (1949) накопление осадков происходило в условиях быстрого воздымания горных сооружений Большого и Малого Кавказа и значительного компенсационного погружения дна бассейна седиментации ПТ с усиленным поступлением терригенного материала. Основными источниками сноса при формировании среднеплиоценовых отложений Бакинского архипелага являются Большой и Малый Кавказ, а также Талышская горная система.

Значительное развитие в Малокавказской питающей провинции и в Талыше вулканогенных пород мезозойского и третичного возраста и определило большое содержание монтмориллонита в глинах нижнего отдела ПТ Бакинского архипелага. С одной стороны, монтмориллонит мог поступать в бассейн как терригенный минерал, с другой — он формировался в процессе переработки продуктов выветривания вулканогенного материала при диагенезе.

В начале века ПТ основными источниками питания для Апшеронского полуострова и Апшеронского архипелага являлись Русская платформа и Большой Кавказ. Материнские породы Большекавказской питающей провинции (юрские слан-

Количественное содержание (%) некоторых глинистых минералов в пелитовой фракции песчаников продуктивной толщи западного мелководья Южного Каспия *

Районы	Отделы	Интервалы глубин, м	Минералы (% от -- до)					Стадии преобразования	
			Г**	М	К	Х	Г-М		Х-М
Апшеронская область	Верхний	I — 73—1000 II — 150—3200	40—60	10—35	15—25	Следы	Следы — 5	—	Диагенез
	Нижний	I — 1000—4500 II — 3200—4200	45—70	5—25	20—35	»	5—15	—	Начальный катагенез
Бакинский архипелаг	Верхний	500—3200	0—25	60—100	Следы — 15	Следы — 5	Следы — 5	5—10	Диагенез
	Нижний	3200—5600	Следы — 20	50—70	Следы — 15	5—15	5—20	15—20	Начальный катагенез

* Анализ проводились М. Б. Хейровым в АЗНИПИнефть.
 ** Г — гидрослюда, М — монтмориллонит, К — каолинит, Х — хлорит, Г-М — смешанослойные глинистые образования с чередованием слоев хлорита и монтмориллонита, Х-М — смешанослойные глинистые образования с чередованием слоев гидрослюда и монтмориллонита.

цы) определили преобладающий гидрослюдистый состав глин нижнего отдела ПТ Апшеронской нефтегазоносной области.

Преобладание монтмориллонита в глинах верхнего отдела ПТ не только Бакинского архипелага, но и Апшеронской области объясняется более повышенной эксплозивной деятельностью вулканов Армянского нагорья в конце среднего плиоцена, а также интенсивных выветриванием меловых вулканогенных пород Вандамского антиклинория Большого Кавказа. В последнем случае монтмориллонит мог поступать как терригенный материал, но в значительном количестве он формировался за счет постседиментационной переработки эксплозивного материала и продуктов разрушения указанных вулканогенных пород.

Меньшее поступление этого материала в восточном направлении в связи с удалением от источников сноса и обуславливает относительное уменьшение содержания монтмориллонита в глинах верхнего отдела Апшеронского архипелага.

Песчаники верхнего отдела ПТ Бакинского архипелага полимиктовые, среди них преобладают полевошпатово-кварцево-граувакковые разности. Встречаются также породы граувакково-полевошпатово-кварцевого состава. Песчано-алевритовые породы Апшеронской области резко отличаются от тех же пород Бакинского архипелага преобладанием в их составе полевошпатово-кварцевых и граувакково-полевошпатово-кварцевых разностей.

Терригенный материал представлен обломками пород, кварцем, полевыми шпатами. В небольшом количестве встречаются магнетит, ильменит, роговые обманки, авгит, диопсид, хлорит, мусковит, пирит, лимонит и в виде единичных зерен гранат, циркон, турмалин, эпидот. Цемент глинисто-известковый, известковый и глинистый. Тип цементации базальный, смешанный, контактовый.

Тонкопелитовая фракция глинистого цемента песчаников ПТ Бакинского архипелага по своему минералогическому составу заметно отличается от той же фракции глин (см. фиг. 6, О, П) появлением заметного количества аутигенного монтмориллонита. В отличие от песчаников ПТ Бакинского архипелага в песчаниках Апшеронской области не отмечается аутигенный монтмориллонит, а появляются небольшие количества аутигенного каолинита и гидрослюды. Возникновение аутигенного каолинита в газоносных песчаниках закономерно и связано с присутствием в составе природного газа CO_2 , H_2S , которые придают пластовой воде кислый характер.

Количественные соотношения между монтмориллонитом, гидрослюдой и смешанослойными минералами гидрослюдисто-монтмориллонитового ряда и их стадийное изменение в песчаниках нижнего и верхнего отделов продуктивной толщи Апшеронской области и между монтмориллонитом, хлоритом и смешанослойными минералами хлорит-монтмориллонитового ряда в аналогичных породах этих же отложений Бакинского архипелага говорит о трансформации монтмориллонита с глубиной в гидрослюду (Апшеронский полуостров, Апшеронский архипелаг) и хлорит (Бакинский архипелаг) через смешанослойные глинистые образования монтмориллонит-гидрослюдистого и монтмориллонит-хлоритового ряда соответственно (таблица).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изучение глинистых минералов продуктивной и красноцветной толщ мелководных зон Южного Каспия позволило установить следующее.

1. Состав глин и глинистой фракции других типов пород полиминеральный, что связано с питанием седиментационного бассейна этого времени за счет нескольких источников сноса.

2. Преимущественно аллотигенное происхождение глинистых минералов в глинистых породах и относительно слабое их диагенетическое преобразование.

3. В песчаниках аутигенное глинообразование довольно интенсивное. Это говорит о единстве среднеплиоценового осадочного бассейна, а присутствие большего количества магнезиальных минералов (палыгорскит и сепиолит) в КТ свидетельствует о расположении восточной части последнего по сравнению с западной в зоне более повышенной аридизации климата.

4. Распределение глинистых минералов в разрезе (особенно западного мелководья Каспия) подтверждает правильность двучленного деления как продуктивной, так и красноцветной толщи (нижний и верхний отделы).

5. Преобладание монтмориллонита в глинах верхнего отдела ПТ и гидрослюды в глинах КТ связано с различным составом материнских пород, слагающих главные источники питания.

6. В глинах ПТ широко распространены смешанослойные глинистые образования с чередованием слоев различного состава, а в глинах КТ они почти полностью отсутствуют, увеличиваясь в песчаниках этой толщи.

7. Лучшая отмученность глин ПТ западного мелководья Южного Каспия, а также широкое распространение в них монтмориллонита делают их лучшими покрывками для залежей нефти и газа по сравнению с глинами КТ, в которых преобладает гидрослюда. Присутствие в глинистом цементе песчаников ПТ Бакинского архипелага монтмориллонита несколько ухудшает их коллекторские свойства по сравнению с песчаниками этого возраста Апшеронского архипелага.

ЛИТЕРАТУРА

- Алиев А. Г. Петрография третичных отложений Азербайджана. Азнефтеиздат, Баку, 1966.
- Алиев А. Г., Даидбекова Э. А. Осадочные породы Азербайджана. Баку, Азнефтеиздат, 1955.
- Ализаде А. А. Палеогеография бассейна балханского яруса. АзНИИДН, Баку, 1960.
- Коссовская А. Г. Литолого-минералогическая характеристика и условия образования глин продуктивной толщи Азербайджана.— Тр. Ин-та геол. наук АН СССР. Сер. геол., 1954, вып. 153, № 64.
- Султанов А. Д. Литология продуктивной толщи Азербайджана. Баку, Изд-во АН АзССР, 1949.
- Эсенов М. Э. и др. Закономерности размещения залежей нефти и газа в Юго-Западной Туркмении. М., «Недра», 1970.

Институт геологии
АН АзССР
АзНИПИнефть, Баку

Дата поступления
1.VI.1978

**О ФОРМИРОВАНИИ СОСТАВА РЫХЛЫХ ОТЛОЖЕНИЙ
У ПОДНОЖЬЯ АКТИВНЫХ ВУЛКАНОВ**

А. Р. ГЕПТНЕР, Н. П. КУРАЛЕНКО

Рассмотрены условия образования и особенности состава рыхлого вулканокластического материала, залегающего на склонах и у подножья действующих вулканов Камчатки. Показано, что в наземной обстановке рыхлые отложения, распространенные у подножий и по периферии действующих стратовулканов, представлены почти исключительно синхронными вулканотерригенными отложениями. Вещественный состав этих отложений формируется главным образом за счет интенсивной переработки тefры ледниками, временными и постоянными водотоками.

Решение многих вопросов вулканогенно-осадочного литогенеза не может быть выполнено без изучения эволюции состава вулканокластических продуктов. Одним из важных этапов решения этой проблемы в континентальной обстановке является изучение процессов разрушения и переотложения современных вулканокластических продуктов ледниками, лахарами, селями, временными и постоянными водотоками на склонах и у подножья вулканов. Исследование современных процессов осадконакопления позволяет с большей определенностью восстановить условия образования разнообразных вулканокластических толщ и объяснить возникающие при этом особенности их вещественного состава.

Исследования, выполненные в районе Ключевской группы вулканов на Камчатке, позволили установить, что в процессе разрушения современных вулканических построек и транспортировки вулканокластического материала в область аккумуляции происходит значительное изменение его состава в результате интенсивного дробления тefры и дифференциации обломков по гранулометрическому и минеральному составу. Так, например, увеличение содержания в отложениях мелкопесчаной и алеврит-пелитовой фракций сопровождается одновременным повышением в этих отложениях содержания вулканического стекла, образовавшегося за счет дробления и измельчения пирокластического материала.

Проведенные исследования позволяют утверждать, что в областях аккумуляции, прилегающих к районам активной вулканической деятельности, вещественный состав тонкозернистых отложений формируется главным образом в результате разрушения и переотложения свежего пирокластического материала. Имея это в виду, необходимо с осторожностью относиться к генетической интерпретации отложений, в составе которых большую роль играет тонкозернистая витро- и кристаллокластика.

**ЗОНАЛЬНОСТЬ СТРОЕНИЯ РЫХЛЫХ ОТЛОЖЕНИЙ
ПОДНОЖЬЯ ВУЛКАНОВ**

Строению и условиям формирования рыхлых толщ подножья вулканов Камчатки посвящена многочисленная литература (Краевая, Мелекесцев, 1969; Мелекесцев и др., 1970; Малеев, 1970, 1975; Ерма-

ков, 1977; Краевая, 1977, и др.). Сложены эти толщи вулканогенными и вулканотерригенными отложениями. В составе рыхлых вулканогенных толщ основную роль играют отложения направленных взрывов, пирокластических потоков и эруптивных туч (прослой тефры). Вулканотерригенные толщи сложены в основном ледниковыми, лахаровыми, селевыми и пролювиальными отложениями¹. В распространении верхнеплейстоценовых, голоценовых и современных вулканогенных и вулканотерригенных отложений в пределах Ключевской группы вулканов и вулкана Шивелуч наблюдается четко выраженная зональность (фиг. 1, А). Анализ строения современных стратовулканов и их подножий по мере удаления от собственно вулканических построек позволяет выделить следующие зоны накопления вулканотерригенных отложений.

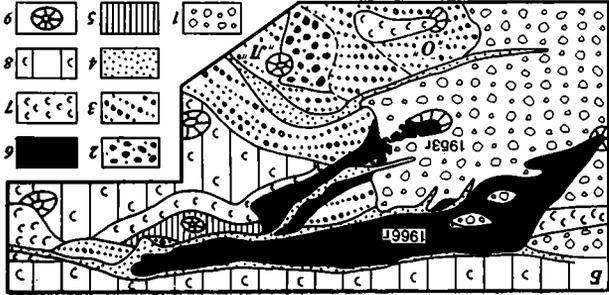
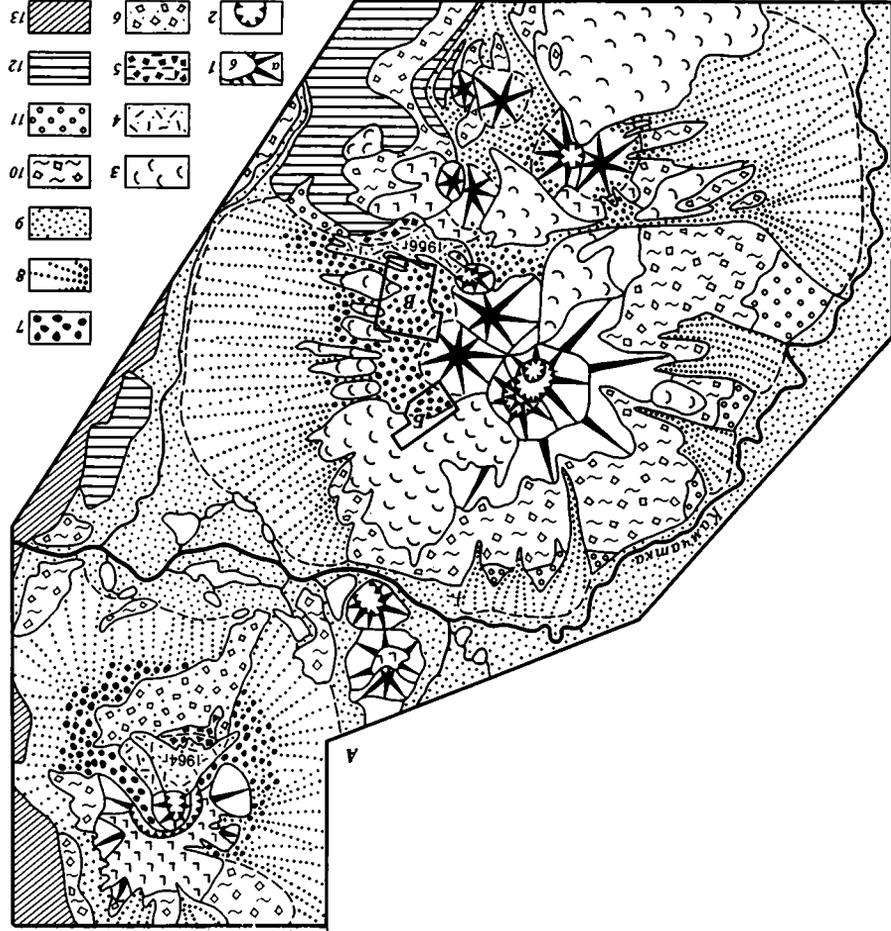
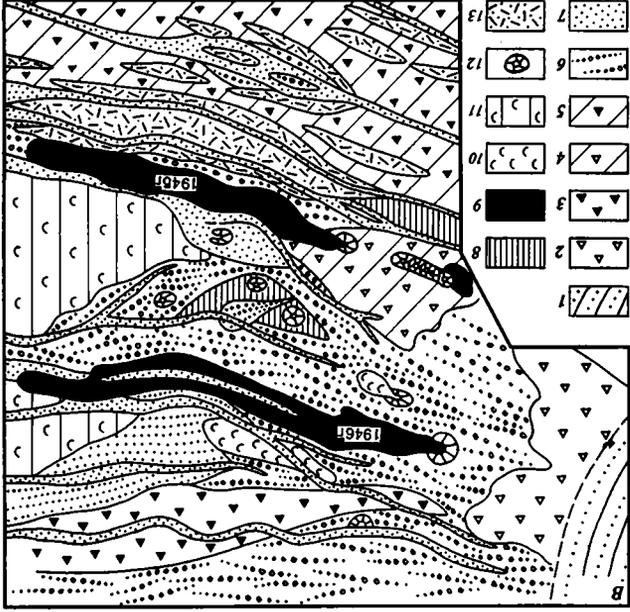
1. Крутосклонные конуса стратовулканов, сложенные лавами и грубыми пирокластическими накоплениями, моренами. Отложения нередко сцементированы льдом.

2. Зона преимущественного накопления морен, лахаровых и селевых отложений, чередующихся с лавовыми потоками у подножья вулканов. Ледниковые отложения при этом тяготеют ближе к вулканической постройке. В резко подчиненном объеме присутствуют прослой и линзы аллювиальных и пролювиальных отложений временных и постоянных водотоков, дренирующих склоны и подножья вулканов и выносящих за пределы вулканических построек большое количество рыхлого материала. У подножья андезитовых вулканов (Шивелуч, Безымянный) в строении толщ этой зоны участвуют также отложения направленных взрывов и пирокластических потоков.

3. Зона преимущественного развития обширных конусов выноса временных и постоянных водотоков по периферии вулканических сооружений, на больших территориях сливающихся в сплошной покров пролювиальных отложений. Здесь, на полого наклоненных равнинах, русла этих водотоков дробятся на многочисленные рукава, а сами водотоки постепенно исчезают, фильтруясь в собственные рыхлые наносы. Только самые крупные сели и лахары, образующиеся во время сильных извержений, выносят материал на поверхность этих дельт и в долину р. Камчатки, как, например, при извержении вулкана Безымянного в 1956 г. (Горшков, Богоявленская, 1965).

Верхнеплейстоценовые отложения почти сплошным поясом окружают Ключевскую группу вулканов с севера, запада и юга и неизвестны на востоке, где они, видимо, перекрыты мощным плащом голоценовых вулканогенных и вулканогенно-осадочных толщ. Во время оледенения в верхнем плейстоцене резко увеличивалась по площади вторая зона. Основную роль в ней играют ледниковые отложения, а лахаровые и селевые — редуцированы. По периферии ее протягивается пояс флювиогляциальных отложений. Например, в районе рек Студеной и Пахчи, в юго-восточной части подножья Ключевской группы вулканов, в составе ледниковой толщи выделяются четыре горизонта основных морен, разделенных пачками флювиогляциальных осадков. Широкое распространение, большие мощности и состав ледниковых и водно-ледниковых накоплений свидетельствуют о большой интенсивности разрушения вулканических построек и толщ в период позднеледникового оледенения.

¹ Пролувиальными отложениями здесь называются отложения наземных дельт, образующиеся распластывающимися и дробящимися иссякающими временными и постоянными водотоками у подножья и по периферии вулканов. Динамика накопления, строение и характер распространения селевых (и лахаровых) отложений существенно отличаются от пролювиальных. Поэтому отложения катастрофических водных потоков не включаются в состав пролювия как генетического типа.



Фиг. 1. Взаимоотношение вулканогенных и вулканотерригенных отложений в районе Ключевской группы вулканов и Шивелуча (составлена с использованием материалов И. В. Мелекесцева и др., 1970; И. В. Мелекесцева и др., 1974; В. А. Ермакова, 1977; Т. С. Краевой, 1977)

1 — вулканические постройки: а — сохранившиеся; б — разрушенные; 2 — крупные кратеры и кальдеры; 3 — лавовые покровы и потоки (голоцен); 4 — отложения пирокластических потоков; 5 — отложения направленных взрывов; 6 — отложения направленных взрывов и пирокластических потоков (нерасчлененные); 7 — отложения катастрофических водных потоков (селей и лахар) и морены (голоцен); 8 — отложения конусов выноса «сухих» рек; 9 — аллювий; 10 — морены (Q₃⁴); 11 — флювиогляциальные отложения (Q₃⁴); 12 — лавовые покровы (Q₂₋₃); 13 — мезо-кайнозойские отложения. На врезках — характер соотношения вулканогенных и вулканотерригенных отложений у подножья вулкана Ключевской: А — верховье р. Киргурич: 1 — мореносодержащий лед; 2 — морены; 3 — лахаровые и селевые отложения; 4 — аллювий «сухих» рек; 5 — мощный почвенно-пирокластический чехол; 6—8 — лавы: 6 — извержения 1953 и 1966 гг., 7, 8 — голоцен; 9 — шлаковые конуса. Б — район р. Апахончич: 1 — отложение конуса вулкана Ключевского; 2—5 — морены (голоцен); 6 — лахаровые и селевые отложения; 7 — аллювий «сухих» рек; 8 — почвенно-пирокластический чехол; 9—11 — лавы: 9 — извержения 1945, 1946 гг., 10—11 — голоцен; 12 — шлаковые конуса; 13 — отложения пирокластических потоков извержения вулкана Безымянного в 1956 г.

Анализ строения голоценовых отложений подножья вулканов показывает, что и в это время ледниковая деятельность оставалась одним из главных факторов переработки свежих вулканических пород и подготовки на крутых склонах подножья вулканов большого количества рыхлой вулканокластики. Об этом свидетельствует большое количество моренного материала в современных ледниках, что было показано В. Н. Виноградовым и И. В. Мелекесцевым (1966). Наши наблюдения также подтверждают это положение. Так, например, это можно видеть в леднике Сопочном на северо-восточном подножье вулкана Ключевского, в районе лавового потока Белянкина (извержение 1953 г.). Здесь мощность ледника вблизи края достигает 40—60 м и более. Толщина абляционной морены около 2—4, а иногда и более метров. Она состоит из гравийно-алевритового материала с галькой и оглаженными валунами с грубой ледниковой штриховкой на поверхности. В ручьях, пересекающих ледяную толщу, хорошо видно, что общее содержание моренного материала в ней достигает 20—40%, возрастая в нижней части ледника до 60% и более.

Поскольку в строении ледникового ложа в этих районах преобладают рыхлые отложения, а в области питания, в пределах вулканической постройки, на поверхность ледников выпадает большое количество разнообразной тefры, моренные горизонты нередко достигают большой мощности (30—50 м). В основных моренах хорошо видны гляциодинамические текстуры пластического течения льда и надвиговые текстуры чешуйчатой морены. Большая подвижность края ледников, насыщенных огромным количеством моренного материала, а также значительная мощность отложенных в голоцене у подножья вулканов морен свидетельствует о переработке ими больших масс вулканитов.

О большой подвижности края ледников в голоцене свидетельствует изучение отложений подножья вулкана Ключевского. Например, в районе верховьев р. Киргурич, в северо-восточном секторе подножья этого вулкана (см. фиг. 1, Б), в строении рыхлых отложений снизу вверх выделяются: 1) толща грубых лахаровых отложений мощностью 15—20 м, залегающая на лавах и перекрывающаяся моренным горизонтом мощностью более 20 м. Конечно-моренные образования этого горизонта хорошо видны у побочного кратера Левашова («Л»); 2) толща, состоящая из нескольких пачек лахаровых отложений общей мощностью до 10—15 м. На поверхности этих отложений залегает лавовый поток, излившийся из кратера «О». Лахаровые отложения (2) перекрыты современным ледником Сопочным и его конечными моренами и лавовы-

ми потоками исторических извержений. Интенсивность переработки вулканитов хорошо иллюстрируется происходящими в настоящее время захватом этим ледником большей части извергнутого на него лавового потока Белянкина, его раздроблением на крупные глыбы, растаскиванием и частичным захоронением. Ледник интенсивно срезает с двух сторон шлаковый конус Белянкина. Лавовый поток вблизи конуса сильно раздроблен на отдельные растащенные блоки и глыбы. Далее на значительном протяжении этот поток перекрыт ледниковой чешуей и продолжает дробиться и измельчаться, как это можно видеть в разрезах тела ледника по долинкам рассекающих его ручьев. У своего края ледник нагромождает глыбы и блоки лав и частично перекрывает ненарушенный лавовый поток. Сам край ледника четкий, уступообразный, без конечных морен, что может указывать на возможное его наступание.

В юго-восточном секторе подножья вулкана Ключевского, в районе побочного кратера Апахончич (см. фиг. 1, В), в толще рыхлых отложений установлено присутствие четырех горизонтов морен, переслаивающихся с лахаровыми и селевыми накоплениями и лавовыми потоками. Значительно меньшую роль играют аллювиальные и делювиальные отложения. Важно также подчеркнуть, что здесь, в непосредственной близости от вулкана, непереотложенная тефра встречается только в виде маломощных пачек (1—2 м) в составе современных и погребенных почвенно-пирокластических чехлов.

Таким образом, ледниковые образования являются важным членом закономерно зонально построенного комплекса отложений действующих стратовулканов и их подножий, так как на склонах высоких вулканических сооружений, нередко достигающих хionoсферы, ледовые покровы образуются не только в ледниковые периоды, но и в межледниковья.

Во время извержений при таянии снега и льда образуются катастрофические водные потоки — лахары, переносящие и отлагающие у подножья вулканов огромное количество материала. Во время быстрого таяния снега весной и после сильных дождей со склонов вулканов сходят сели. Состав отложений таких катастрофических водных потоков определяется особенностями состава рыхлых вулканогенных и вулканотерригенных толщ. Так, например, лахаровые отложения вулкана Безымянный (извержение 1956 г.) состоят в основном из пород пирокластического потока, а у подножья Ключевского вулкана селевые потоки переотлагают главным образом моренный материал и тефру. Таким образом, в состав селевых и лахаровых отложений входят свежая тефра, моренный материал из растаявших ледников и материал, переотложенный из более древних лахаровых и моренных толщ. В результате формируются мощные толщи неслоистых и несортированных галечно-валунных лахаровых и селевых отложений с гравийно-песчано-алевритовым заполнителем, тесно связанных с ледниковыми отложениями (фиг. 1, Б, В).

Моренные, лахаровые и селевые толщи перемываются временными и постоянными водотоками. В долинах этих водотоков формируются разнообразные валунно-галечные и песчано-гравийные накопления, размер обломочного материала в которых вниз по течению постепенно уменьшается, а степень сортировки увеличивается (Краева, Мелекесцев, 1969). В пределах пролювиальных конусов выноса также наблюдается закономерная смена линзовидных валунно-галечных отложений вершинных частей конусов — сначала хорошо слоистыми песчано-гравийными, затем песчаными и, наконец, алевритовыми и пелитовыми осадками по их периферии. Пролувиальные отложения формируются у подножья и по периферии действующих и потухших стратовулканов,

но у последних они имеют значительно меньшие площади распространения и объем.

Таким образом, переработка, сортировка и переотложение вулканического материала осуществляются главным образом ледниками, лахарами, селями, временными и постоянными водотоками, отлагающими у подножья и по периферии вулканов закономерно построенные толщи рыхлых отложений. Последовательная смена этих отложений находит отражение в закономерной смене гранулометрического и минерального состава, образующихся вулканотерригенных толщ.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКОГО СОСТАВА РЫХЛЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ПОДНОЖЬЯ ВУЛКАНОВ

В строении ложа верхнеплейстоценовых и голоценовых морен, развитых в пределах Ключевской группы вулканов и ее окрестностей, основную роль играют базальты, андезито-базальты и андезиты и значительно реже — более кислые породы. Помимо лав, даже на базальтовых вулканах, нередко широко распространены различные рыхлые продукты извержений. Так, например, конус Ключевского вулкана представлен «...чередованием слоев пирокластических пород и редких потоков лав ($E=70\%$)» (Ермаков, 1977, стр. 46). Кроме того, при извержении на склоны вулкана и в область питания ледников выпадает в большом количестве разнообразная вулканокластика. Это главным образом грубообломочный материал — бомбы, лапилли, вулканический песок с примесью алеврита. Более тонкая пирокластика уносится ветрами и развевается на большом расстоянии от вулкана. Так, например, даже при сравнительно слабом межпароксизмальном извержении Ключевского вулкана в 1962 г. пеплы, выпавшие за пределами конуса на расстоянии в 11 км от кратера (р-н Апахончича), содержали лишь 1—5% пелитового материала (Гущенко, 1965). При более сильных извержениях увеличивается ареал распространения грубой кластики, а содержание пелита остается низким.

Тефра, выпадающая в области питания ледников, захороняется в их толще в виде хорошо выраженных слоев. Пирокластический материал, выпавший за пределами этой области, транспортируется на поверхности ледников в область аккумуляции, где он участвует в образовании абляционной морены.

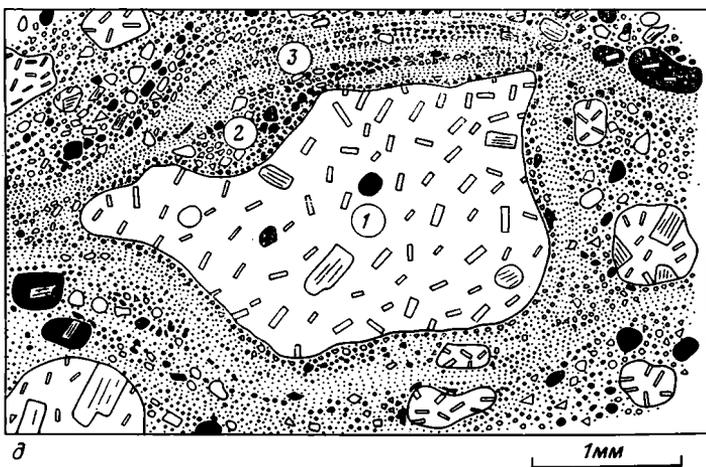
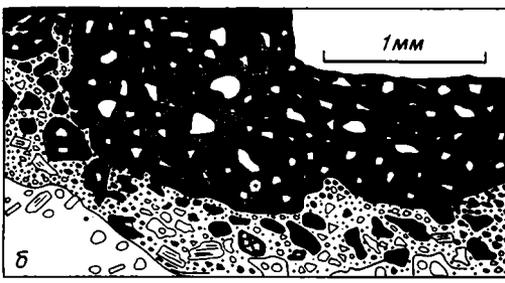
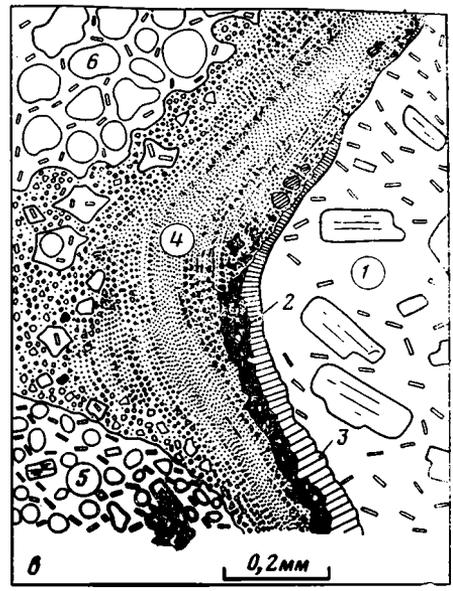
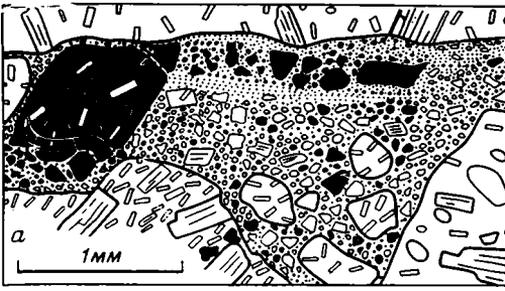
Исследование строения, гранулометрического и вещественного состава основных морен Камчатки показало, что образование их, несмотря на относительно небольшие размеры ледников (удаление от центров оледенения для современных — 5—15, а для верхнеплейстоценовых — 20—30 км), сопровождается интенсивным измельчением и истиранием захваченных льдом лавовых и пирокластических фрагментов, состоящих из обломков разного размера и прочности. Гравийно-галечный и валунный материал, содержание которого достигает 30—40% (в том числе валунов 10—13%), приобретает сглаженные, стесанные очертания и часто несет на поверхности отдельных граней ледниковую штриховку. Особенно интенсивному дроблению и истиранию материала в толще движущегося льда на склонах вулканов способствует большая пористость части обломков, легко поддающихся раздавливанию. Сравнение гранулометрического состава заполнителя основных морен и тефры у подножья вулканов показывает, что в процессе формирования морен происходит значительное увеличение содержания в них тонких алеврит-пелитовых фракций, и моренный матрикс оказывается заметно обогащенным тонкозернистым материалом (алеваит 20—40%, пелит 10—15%).

Действительно, изучение динамического воздействия движущегося льда на заключенный в нем пирокластический и вулканотерригенный

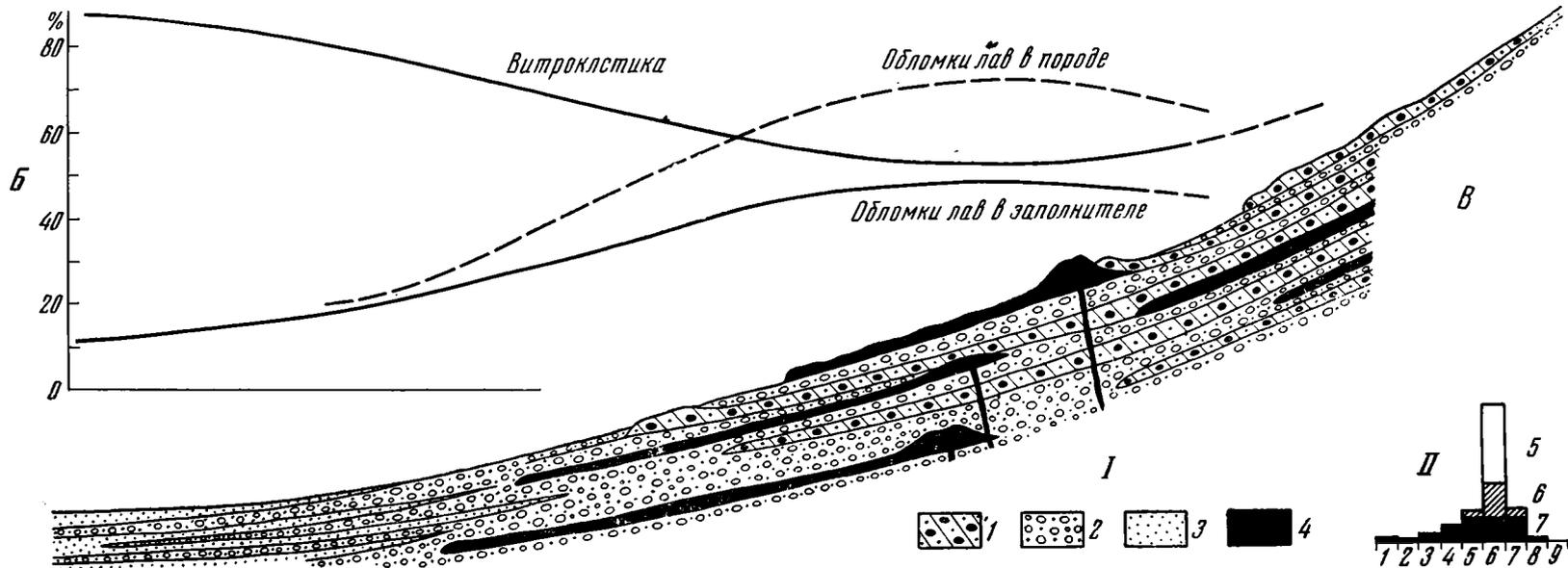
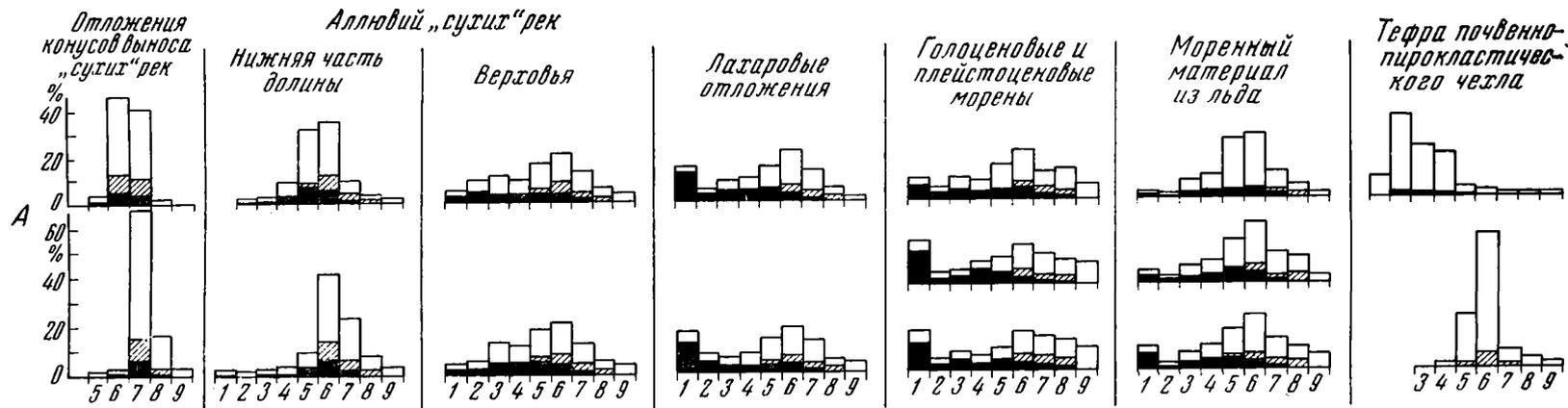
материал показало наличие интенсивного раздробления и растаскивания мелких частиц лав, стекла и шлаков между более крупными и прочными кусками лавы. Одновременно происходит концентрация тонко-раздробленных и тонкорастертых фрагментов вокруг более прочных обломков, а иногда и выдавливание тонких частиц из зон дробления и истирания.

Как показали микроскопические исследования, наиболее интенсивное истирание происходит на границе мелкозем — обломок в результате того, что движение здесь совершается по плоскостям тончайших микрослойков, перемещающихся друг относительно друга с различной скоростью, представляя собой, таким образом, явление гляциодинамической милонитизации. Особенно быстро разрушаются пористые осколки стекла, а также мелкие обломки плотного стекла и лав, оказавшиеся зажатыми или сдавленными между крупными обломками прочных лав (фиг. 2, а, б). Разрушение обломков и растаскивание оторванных кусков происходит двумя путями. Во-первых, когда происходит раздавливание, дробление осколков стекла и шлаков между соприкасающимися монолитными кусками (см. фиг. 2, а) и, во-вторых, когда крупные фрагменты разного состава и структуры (например, плотная лава и пористый стекловатый шлак) разделены некоторым пространством, заполненным мелкозернистым матриксом (см. фиг. 2, б). В таких зонах интенсивного дробления первоначально наблюдается скупивание крупных частиц и появляются вытянутые зоны, обогащенные тонким материалом (см. фиг. 2, б). По мере развития этого процесса с одной или нескольких сторон обычно плотного и достаточно крупного обломка появляется кайма тонкозернистой микрослойистой породы, состоящей из продуктов дробления этого и прилегающих обломков. На фиг. 2, в показано строение каймы милонитизации, возникшей в результате разрушения частицы, состоящей из обломков лавы (1) и черного пористого стекла (2), сцементированных эпидотом (3). Хорошо видны «хвосты» из мелких осколков разрушающегося черного стекла и растаскивание оторванных кусочков эпидота. Важно обратить внимание на то, что дробление самого обломка лавы почти не происходит. Сама кайма (4), толщина которой достигает 0,1—0,2 мм, имеет неоднородное строение. Центральные части ее обогащены наиболее тонким материалом. В целом в составе каймы преобладают обломки размером 0,01—0,001 мм. При удалении от обломка лавы кайма становится постепенно более грубозернистой и переходит в разнотельный матрикс. Характерно, что интенсивное раздробление наблюдается и в кусках пористого прозрачного стекла (5 и 6), примыкающих к кайме милонитизации с противоположной от куска лавы стороны. Внутри каймы милонитизации нередко можно подметить следы истирания и измельчения обломков. Чаще всего это обломки стекла. Одновременно с перетираньем материала в кайме наблюдается выдавливание его в сторону (см. фиг. 2, з). На фиг. 2, д показан общий вид каймы милонитизации, окружающей плотный обломок лавы. Надо обратить внимание на то, что непосредственно у этого зерна (1) и в углублениях на его поверхности (2) скапливается наиболее грубый, алевроитовый материал, а зона, обогащенная пелитом (3), несколько отодвинута. Возможно, концентрация наиболее тонких частиц происходит в зоне максимальной интенсивности катакластической милонитизации, т. е. там, где различия скорости движения отдельных микрослойков наиболее велики.

Морфологически сходные каемки тонкого материала вокруг более крупных обломков в основных моренах известны и описаны в других, невулканических районах, где они сложены материалом, содержащим большое количество глинистых минералов (Sitler, 1963). В связи с этим важно подчеркнуть, что в основных моренах Ключевской группы вул-



Фиг. 2. Гляциодинамические текстуры дробления, растаскивания и истирания в матрике верхнеплейстоценовых морен



Фиг. 3. Распространение и особенности вещественного состава рыхлых отложений подножья вулкана Ключевского

A — гранулометрический и вещественный состав; *B* — особенности распространения основных компонентов рыхлых отложений; *B* — схема взаимоотношений основных генетических типов отложений

I: 1 — морены; 2 — отложения катастрофических водных потоков (лахары и сели); 3 — отложения конусов выноса «сухих» рек; 4 — лавы; II — гранулометрические гistogramмы: 5 — вулканическое стекло; 6 — минералы; 7 — обломки лав. Фракции (в мм): 1 — 3; 2 — 3—2; 3 — 2—1; 4 — 1—0,5; 5 — 0,5—0,25; 6 — 0,25—0,1; 7 — 0,1—0,05; 8 — 0,05—0,01; 9 — 0,01

канов рассмотренные каемки катакластической милонитизации совершенно лишены глинистых минералов. Они состоят только из продуктов дезинтеграции различных вулканических пород, среди которых чаще других встречается вулканическое стекло. Это обстоятельство позволяет с большой уверенностью утверждать, что в толще движущегося ледника интенсивному механическому воздействию подвергаются не только крупные, валунные, гравийные и песчаные обломки, но также и более мелкие, алевритовой и пелитовой размерности.

Таким образом, ледниковая переработка на склонах вулканов приводит к тому, что моренный материал по сравнению с породами ледникового ложа оказывается обогащенным тонкозернистыми фракциями. Сравнение гранулометрического состава матрикса основных морен современных ледников и морен, отложенных на разном расстоянии от центра оледенения, убедительно свидетельствует и о том, что даже в относительно коротких ледниках в вулканических районах происходит интенсивная переработка скального и особенно рыхлого вулканогенного материала.

Рыхлый осадок быстро размывается и переотлагается вниз по склонам подножья вулканов талыми ледниковыми водами, селями, лахарами, временными и постоянными водотоками в долинах «сухих» рек и отлагается в виде обширных пролювиальных конусов выноса. В процессе транспортировки вниз по склону и к периферии вулканов кластический материал многократно перемешивается, сортируется и обрабатывается. Селевые и лахаровые накопления, располагающиеся в основном еще в пределах подножья вулканов, как и ледниковые, сложены практически несоортированным материалом. Гранулометрический состав этих отложений наследуется от переотлагаемых более древних ледниковых и лахаровых образований и выпавшей здесь же тефры. Сказанное хорошо иллюстрируется сравнением данных гранулометрического состава заполнителя отложений морен и катастрофических водных потоков (фиг. 3, *A, B*). Интенсивная сортировка рыхлой вулканокластики происходит при многократном переотложении моренного, лахарового и селевого материала временными и постоянными водными потоками в «сухих» долинах и в особенности в пределах пролювиальных конусов выноса. В пределах «сухих» долин и в вершинных частях этих конусов формируются грубообломочные, плохо сортированные гравийно-галечные накопления. К периферии они быстро сменяются мелкозернистыми, хорошо сортированными сначала песчаными, а затем алевритовыми и пелитовыми осадками (см. фиг. 3, *A*).

Пролувиальные отложения подножья вулканов являются основным источником рыхлого материала, перерабатываемого р. Камчаткой в районе Ключевской группы вулканов. Большое количество рыхлых отложений и благоприятный тектонический режим на этом участке долины также способствуют многократному переотложению осадков и возникновению хорошо отсортированной тонкозернистой аллювиальной толщи. Однако аллювиальные отложения р. Камчатки, вследствие того, что они включают большое количество плохо окатанного переотложен-

ного пролювивального материала, отличаются значительно худшей обработкой по сравнению с теми участками долины, где размываются древние метаморфические, вулканогенные и вулканогенно-осадочные толщи. Так, например, средняя окатанность обломков лав в аллювии р. Камчатки вниз по течению сначала возрастает (пос. Мильково — 1,27, яр. Каледеч — 2,39), но затем в зоне поступления большого количества свежего вулканокластического материала вновь снижается (пос. Козыревск — 1,7—1,6). Оценка степени окатанности материала производилась по пятибалльной шкале.

ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ ВУЛКАНОТЕРРИГЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ПОДНОЖЬЯ ВУЛКАНОВ

Формирование вещественного состава вулканотерригенных отложений лучше всего рассмотреть на примере рыхлых отложений, слагающих подножье действующего и наиболее хорошо изученного Ключевского вулкана. Из изложенного выше следует, что верхняя часть конуса этого вулкана, сложенная разнообразной тейфрой, является основным источником рыхлого материала, сносящегося вниз ледниками, тальми ледниковыми водами, временными водотоками и селями. Ниже рассматриваются основные особенности структуры и состава обломочного материала тейфры, морены, селевых и лахаровых, пролювиальных и аллювиальных отложений.

Верхняя часть конуса Ключевского вулкана сложена однообразными плагиоклазовыми базальтами. Извержения из вершинного кратера бывают преимущественно взрывного (вулканского и стромболианского) типа, а через боковые кратеры извергается главным образом лава (Пийп, 1956; Ермаков, 1977). Вещественный состав тейфры меняется от извержения к извержению и даже в ходе одного извержения (Пийп, 1956; Гущенко, 1965; Горшков, Богоявленская, 1965; Дубик, Меняйлов, 1969), но при многократном переотложении на склонах вулканов состав ее усредняется.

Вещественный состав мелкозернистой тейфры рассматривается по данным изучения пирокластических чехлов, развитых у подножья вулкана. При извержениях стромболианского типа выбрасывается раскаленный расплав, образующий сильнопористые шлаки, лапилли, представленные главным образом зеленовато-бурым прозрачным стеклом с редкими вкрапленниками плагиоклазов, оливина и пироксенов. Песчаные и алевроитовые фракции тейфры состоят преимущественно из осколков прозрачного бурого ($N=1,544-1,568$) (40—70%) и непрозрачного тахилитового ($N=1,560-1,570$) (20—60%) стекла и минералов (10—20%) (плагиоклаза, оливина, моноклинного, реже ромбического пироксена и магнетита). При извержениях вулканского типа выбрасывается менее горячий материал. Песчаные и алевроитовые фракции в этом случае состоят на 50—60% из тахилитового стекла с примесью прозрачного (15—30%) и минералов (20—25%). Резургентный материал, состоящий из продуктов взрывного дробления пород вулканической постройки, присутствует обычно редко и в небольшом количестве (до 5—10, реже 20%).

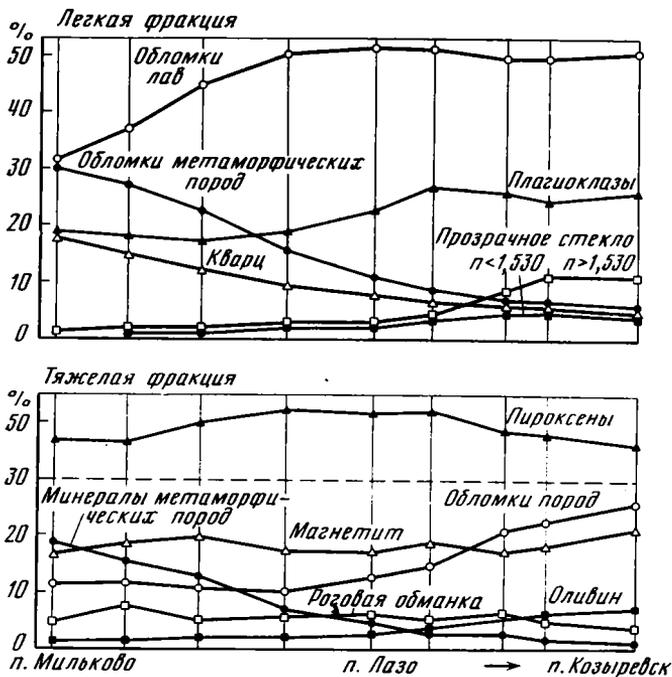
При рассмотрении различных способов переработки и переотложения тейфры необходимо иметь в виду, что она состоит из обломков плотной и пузырчатой лавы (бомбы, разнообразные шлаки) и вспененного вулканического стекла. В слоях тейфры обломки лавы составляют наиболее грубую часть гранулометрического спектра, тогда как стекло и отдельные минералы концентрируются в мелких, в основном в песчаной и алевроитовой, фракциях. На склонах и у подножья вулканов вулкано-

терригенные отложения практически не отличаются по составу от пирокластических. Однако если в слоях тефры генетическая интерпретация состава и структуры обломочного материала может быть проведена достаточно определенно, то уже в ледниковых и селевых отложениях только обломки вулканического стекла и минералов с оболочкой стекла могут рассматриваться как переотложенный пирокластический материал. Все разнообразие обломков лав в этих отложениях не удастся разделить на тефровый и излившийся материал.

Определенные отличия состава тефры и вулканотерригенных отложений подножья устанавливаются при сравнении соотношения обломков лав, вулканического стекла и минералов. Так, например, от тефры моренные и лахаровые отложения отличаются значительным увеличением содержания обломков лав и соответственно уменьшением содержания вулканического стекла и минералов пирокластического происхождения (см. фиг. 3, Б, В). Эти изменения в составе моренных, а при их переотложении и селевых отложений происходят за счет интенсивного раздробления и перетиранья крупнообломочной тефры (бомб и шлаков) и лав. Следует отметить, что о преобладании лавового материала в моренах и селевых накоплениях можно говорить имея в виду всю породу. Совсем иные соотношения обломков лав, стекла и минералов имеет тонкозернистый заполнитель этих отложений. Изучение различных гранулометрических фракций заполнителя морен показало, что в целом в моренном матриксе содержание обломков лав колеблется от 35 до 45%, а вулканического стекла и минералов — соответственно от 55 до 65%. Сходное распределение этих компонентов установлено и для лахаровых отложений, где содержание обломков лав достигает 46%, а вулканического стекла и минералов — 54%.

Очень важно подчеркнуть, что в моренах и селевых отложениях во фракциях 1,0—0,5; 0,5—0,25; 0,25—0,1 и 0,1—0,01 мм преобладает (60—80%) витро- и кристаллокластический материал (см. фиг. 3, Б). При переотложении морен и селевых отложений водными потоками в результате сортировки в отложениях «сухих» долин и пролювиальных конусов подножий вулканов накапливаются в основном тонкозернистые, песчаные и алеврит-пелитовые отложения, в составе которых соответственно преобладает тоже витро- и кристаллокластический материал. Более крупнообломочный, гравийно-галечный и валунный материал, состоящий из обломков лав, остается на склонах вулканов и в вершинной части пролювиальных конусов. Тонкопесчаная и алевритовая фракции содержат иногда даже более 80—90% витро- и кристаллокластического материала, чрезвычайно сходного по структуре и составу с пирокластикой, выпавшей на большом расстоянии от центров извержения. Основными компонентами пролювиальных и аллювиальных отложений являются слабokatанные, угловатые и остроугольные обломки базальтов и андезито-базальтов, прозрачного и тахилитового стекла, минералов (плагноклазов, пироксенов, рудных, оливина). Это сходство особенно важно учитывать при анализе тонкозернистых отложений, так как слабо обработанный тонкопесчаный и алевритовый вулканотерригенный материал может быть ошибочно принят за тефроидный, а отложения подножья современных стратовулканов могут неправильно рассматриваться как тефроидные или пирокласто-тефроидные.

Таким образом, увеличение в составе морен и лахаровых накоплений содержания тонкозернистого материала по сравнению с исходной тефрой и дальнейшее обогащение в процессе сортировки аллювиальных и пролювиальных отложений мелкораздробленным материалом естественно сказывается на изменении петрографического состава этих пород, главным образом за счет увеличения содержания в них разнообразной витро- и кристаллокластики пирокластического происхождения (см. фиг. 3, А, Б).



Фиг. 4. Изменение вещественного состава аллювия р. Камчатки вниз по течению (фракция 0,25—0,1 мм)

В ледниковых, лахаровых, селевых, аллювиальных толщах пирокластический материал, выпадающий из воздуха, перемешивается с вулканотерригенным и равномерно распределяется в породе. Выпадающий из воздуха пепел в виде отдельных слоев и линз накапливается только в периферической части конусов выноса, а также на поймах рек и на задернованной поверхности водоразделов. Тем не менее в области накопления пролювиальных и аллювиальных отложений, достаточно удаленной от центров извержения, влияние эолового пирокластического материала на вещественный состав этих отложений в целом оказывается весьма незначительным. Так, например, базальтовая пирокластическая, выпавшая из воздуха при извержении побочных кратеров вулкана Толбачик в 1975—1976 гг. на расстоянии 30 км, в аллювии и пролювии оказалась очень сильно разубоженной. Ее присутствие было установлено только в виде тончайших слойков (мощ. до 0,2—0,8 см) и присыпок в пойменном наилке.

Анализ состава аллювия р. Камчатки, дренирующей Центральную Камчатскую депрессию, на отрезке долины от пос. Мильково до пос. Козыревск показал, что пепловые прослои в них играют незначительную роль и присутствуют только в пойменных и старичных отложениях. Максимальные мощности их не превышают 5—10 см. Сложены они в основном кислой витрокластикой.

Изучение аллювия р. Камчатки выявило определенные закономерности в изменении его состава. В верховьях, от пос. Мильково до пос. Лазо, в аллювии преобладают продукты разрушения древних метаморфических, вулканогенных и вулканогенно-осадочных толщ, развитых в Ганальском, Валагинском хребтах и на прилегающем отрезке Срединного хребта. Ниже пос. Лазо долина р. Камчатки дренирует современные и новейшие вулканические постройки Ключевской группы вулканов. На этом участке долины (до пос. Козыревск) состав аллювия

слюда и т. п. Наряду с хорошо окатанным дальнопереносным материалом здесь присутствует значительная примесь (30%) свежей, плохо окатанной базальтовой и андезито-базальтовой пирокластикой, заимствованной из пролювиальных отложений.

Изложенное выше позволяет сделать следующие основные выводы.

1. В наземной обстановке рыхлые отложения, распространенные у подножий и по периферии действующих стратовулканов, представлены почти исключительно синхронными вулканотерригенными отложениями. Собственно вулканогенные образования встречаются здесь лишь в виде редких лавовых потоков побочных извержений и маломощных почвенно-пирокластических чехлов, которые в ископаемом состоянии в обстановке интенсивной переработки материала сохраняются редко.

2. Формирование рыхлых отложений подножий действующих вулканов существенно зависит от физико-географической обстановки. В периоды оледенения преобладают ледниковые отложения, а отложения водных потоков редуцированы. В межледниковой обстановке и в настоящее время главную роль играют отложения водных потоков — лахаровые, селевые и пролювиальные. Ледниковые отложения распространены главным образом лишь на склонах вулканов.

3. Состав рыхлых отложений, развитых на склонах, у подножья и по периферии активных стратовулканов формируется за счет интенсивной переработки вулканокластиков ледниками, временными и постоянными водотоками. Даже на небольшом расстоянии ледники производят интенсивное дробление и истирание вулканокластического материала. Особенно сильно, до песчаных и алевритово-пелитовых фракций, истирается непрочное пористое вулканическое стекло.

Продукты его дробления слагают основную массу мелкозернистых фракций ледниковых отложений. Лахары и сели переотлагают большие массы тефры и моренного материала к подножьям вулканов без существенной его обработки и сортировки.

4. При дальнейшем переотложении вулканокластиков временными и постоянными речными водотоками происходит его дифференциация по гранулометрическому и по вещественному составу. Грубообломочный материал, состоящий в основном из обломков лав и шлаков, отлагается на склонах и у подножий вулканов (в долинах и в вершинных частях конусов выноса), а тонкозернистый материал, состоящий на 70—90% из продуктов дробления стекловатой пирокластиков, выносится существенно дальше. Состав этого вулканотерригенного материала отражает усредненный состав пирокластических продуктов соответствующих вулканов. Это обстоятельство необходимо учитывать при определении генезиса древних вулканических толщ, так как высокое содержание стекла характерно не только для пирокластических, но и для синхронных вулканотерригенных отложений.

ЛИТЕРАТУРА

- Виноградов В. Н., Мелекесцев И. В. Морфологические особенности современного оледенения вулканических районов Камчатки.— В сб.: Материалы гляциологических исследований, вып. 12. М., Изд. ВИНТИ, 1966.
- Горшков Г. С., Богоявленская Г. Е. Вулкан Безымянный и особенности его последнего извержения 1955—1963 гг. М., «Наука», 1965.
- Гущенко И. И. Пеплы северной Камчатки и условия их образования. М., «Наука», 1965.
- Дубик Ю. М., Меняйлов И. А. Новый этап эруптивной деятельности вулкана Безымянного.— В кн.: Вулканы и извержения. М., «Наука», 1969.
- Елисеев В. М. Закономерности образования пролювия. М., «Недра», 1978.
- Ермаков В. А. Формационное расчленение четвертичных вулканических пород. М., «Наука», 1977.
- Краввая Т. С. Генетические типы грубообломочных отложений стратовулканов. М., «Недра», 1977.

- Краевая Т. С., Мелекесцев И. В.* Рыхлые отложения подножий молодых стратовулканов Камчатки и вопросы их генезиса.— В сб.: Вулканические фации Камчатки. М., «Наука», 1969.
- Мелекесцев И. В., Краевая Т. С., Брайцева О. А.* Рельеф и отложения молодых вулканических районов Камчатки. М., «Наука», 1970.
- Мелекесцев И. В., Брайцева О. А., Эрлих Э. Н., Шанцер А. Е., Челебаева А. И., Луникина Е. Г., Егорова И. А., Кожемяка Н. Н.* Камчатка, Курильские и Командорские острова. М., «Наука», 1974.
- Малеев Е. Ф.* Отличия вулканогенно-осадочного литогенеза от осадочного в орогенных областях.— В сб.: Проблемы вулканогенно-осадочного литогенеза. М., «Наука», 1974.
- Малеев Е. Ф.* Критерии диагностики фаций и генетических типов вулканитов. М., «Наука», 1975.
- Пийп Б. И.* Ключевская сопка и ее извержения в 1944—1945 гг. и в прошлом.— Тр. Лабор. вулканол., 1956, вып. II.
- Sittler R. F.* Petrography of till from Northeastern Ohio and Northwestern Pennsylvania.— J. Sediment. Petrol., 1963, v. 33, No. 2.
- Thorarinsson S.* The terms tephra and tephrochronology.— World bibliography and index of Quaternary tephrochronology. 1974.

ГИН АН СССР,
Москва

Дата поступления
1.III.1979

**ОСОБЕННОСТИ ГЛИНООБРАЗОВАНИЯ ПРИ
ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ ИЗМЕНЕНИЯХ ВУЛКАНОГЕННЫХ
ПОРОД В РАЗЛИЧНЫХ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ ЗОНАХ**

М. А. РАТЕЕВ

ВВЕДЕНИЕ

Исследования процессов гидротермальной аргиллизации пород выполнены в различных структурно-тектонических зонах эвгеосинклинали на примере двух крупных регионов — Южного Урала и Кавказа. Раннегеосинклиналиальный этап охарактеризован двумя объектами Южного Урала: андезито-базальтами силура Кос-Истека и девонскими туфогенными рудовмещающими породами Гайского медноколчеданного месторождения. Позднегеосинклиналиальный этап описывается на примерах гидротермальной минерализации сантонских трахиандезитов Саригюх и эоценовых андезито-трахитовых туфов Асканы Кавказа. На всех изученных объектах выявлены и описаны специфические структурно-минералогические, эволюционные ряды слоистых силикатов, связанные с общим ходом гидротермального минералообразования и эволюцией растворов. Дальнейшее изучение подобных парагенетических рядов слоистых силикатов совместно с исследованиями газово-жидких включений и термометрией рудных минералов может значительно облегчить установление метасоматической зональности околорудных изменений и поствулканических процессов.

В учении о вулканизме одной из наиболее слабо изученных областей является гидротермальное глинообразование. Последнее теснейшим образом связано с процессами метасоматизма и оруденения. Однако степень их изученности весьма различна. Если проблемы метасоматизма имеют свою теоретическую основу (Коржинский, 1953, 1969), получившую мировую известность, то изучение сопутствующего глинообразования находится пока в стадии накопления аналитического и экспериментального материала (Волостных, 1972).

Глинистый метасоматоз нельзя отделить от общей зональности метасоматических процессов. На ранней стадии их изучения (Коржинский, 1953) основная роль придавалась физико-химическим равновесиям между новообразованными минералами вследствие нейтрализации растворов. Однако позднее Ч. Мейер и Д. Хемли (1970) уточнили и конкретизировали влияние различных факторов, осложняющих метасоматическую зональность. В число таких факторов авторы включают: 1) относительный возраст трещин, проводящих растворов; 2) химические свойства поровых растворов на различном расстоянии от трещин; 3) вариации состава гидротермальных растворов в источнике; 4) эволюционные изменения состава гидротермальных растворов во время миграции от источника до участка рудоотложения; 5) прогрессивные изменения давления и температуры в данном конкретном участке и, наконец, 6) различия минерального состава вмещающих пород. Учитывая эту сложность, Ч. Мейер и Д. Хемли полагают, что при изучении минеральных ассоциаций в гидротермально-измененных породах проблема

равновесности имеет меньшее значение, чем последовательность геологических процессов, образующих зоны измененных пород. Этот вывод хорошо согласуется с нашими данными по последовательности гидротермального глинообразования.

Наконец, новый подход к изучению метасоматической зональности Г. Л. Поспелова (1973) с позиций молекулярной физики и физико-химической динамики позволил установить наряду с существованием равновесных новообразованных фаз весьма существенную роль неравновесных реликтовых минералов, превращений минеральной массы при твердофазных реакциях, а также участие реакций метастабильных частиц с флюидами граничной фазы. Это дало возможность автору узаконить свободную метасоматическую зональность, что весьма существенно при установлении зональности конкретных объектов. Описание зон гидротермального изменения и последовательности глинообразования ведется нами от внутренних, более высокотемпературных зон к внешним. Нам представляется, что такой порядок описания имеет свои преимущества. Он лучше соответствует остыванию вулканических очагов и общей эволюции термальных растворов. Кроме того, он более соответствует зональности глинообразования геотермальных полей в целом, нежели отдельных жил.

Детальные исследования процессов аргиллизации вулканогенных пород были проведены нами в различных структурно-тектонических зонах эвгеосинклинали, на примере двух крупных регионов Советского Союза — Южного Урала и Кавказа. Уральские вулканогенно-осадочные комплексы, в том числе силурийские андезито-базальты Кос-Истека (Актюбинская область), по данным С. И. Иванова (1975), относятся к раннеокеанической стадии развития, а девонская рудовмещающая формация Гая считается им или позднеокеанической, или островной стадией развития земной коры. Кавказские сантонские трахиандезиты Саригюх (Армения) и эоценовые трахиандезитовые туфы Асканы (Грузия) относятся к субконтинентальному орогенному этапу. Столь резкие различия в геотектоническом положении изученных объектов, несмотря на их сложную поствулканическую историю, как увидим ниже, находят свое отражение и в гидротермальном глинообразовании.

Исследования глинистых минералов выполнены с помощью современных методов рентгенографии, термографии и инфракрасной спектроскопии Б. П. Градусовым. Петрографическое описание пород проведено М. Н. Ильинской.

ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ ВУЛКАНОГЕННЫХ ПОРОД НА РАННЕГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ СТАДИЯХ (УРАЛ)

1. Поствулканическая аргиллизация силурийских андезито-базальтов западного склона Южного Урала (Кос-Истек)

Геология

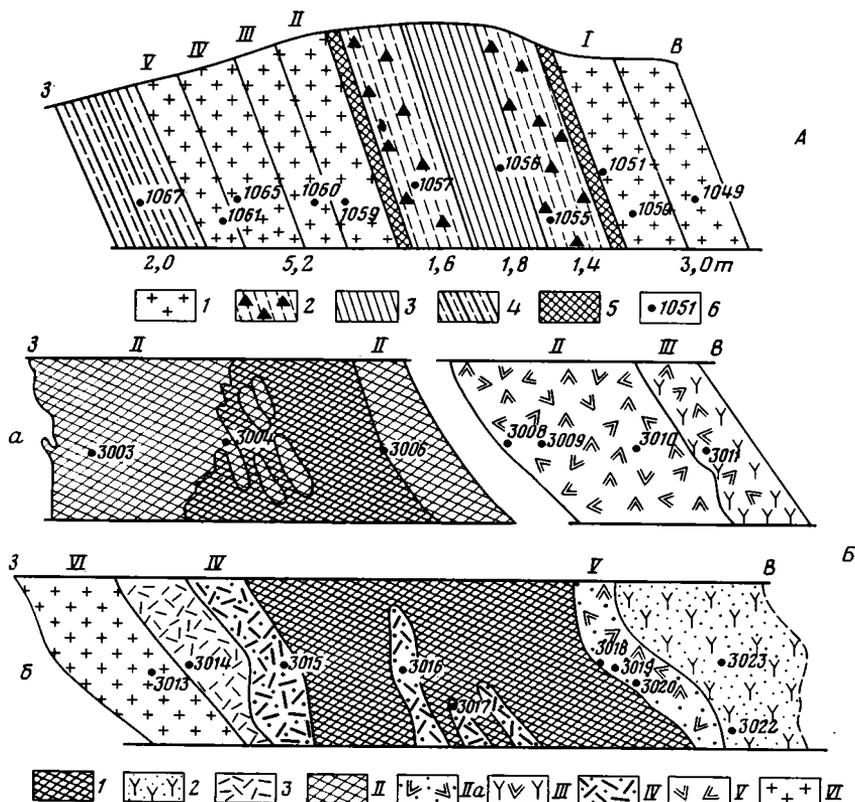
Геология района дана по И. В. Хворовой и М. Н. Ильинской (1963) и С. В. Руженцеву (1971). Аргиллизация была изучена в зонах изменения силурийских эффузивных пород, обладающих отчетливым шаровым строением (пиллоу-лавы). Они обнажаются в обрывах р. Тарангул выше пос. Кос-Истек (в 100 км от г. Актюбинска), в южной части сакмарской зоны, расположенной между Уралтауским антиклинорием на востоке и Предуральским прогибом на западе. Сакмарская зона — это обособленный меридионально-вытянутый тектонический блок, сложенный вулканогенно-осадочными породами ордовика, силура и девона.

Силурийские эффузивные породы в тарангульском разрезе чередуются с черными кремнистыми битуминозными глубоководными порода-

ми — фтантами и зелеными туфогенными аргиллитами (фиг. 1, А). Крупные эллипсы шаровых диффузиев в зоне разломов раздроблены, развальцованы, альбитизированы, хлоритизированы. Местами они подвержены цеолитизации, карбонитизации или окварцеванию.

Петрография

Вулканогенные породы, подвергшиеся постмагматическим изменениям, по М. Н. Ильинской (Ратеев и др., 1972), представлены андезито-базальтами нормального известково-щелочного ряда. По минеральному составу и структурным признакам среди них различаются миндалекаменные и порфирированные разновидности. Базальты состоят из вкрапленников авгита, диопсида и лабрадора. Основная масса представлена раскристаллизованным вулканическим стеклом, содержащим микролиты и лейсты плаггиоклаза и моноклинные пироксенов. Участками базальты содержат многочисленные миндалины различной величины. Структура основной массы чаще всего интерсервальная.



Фиг. 1. Схематические разрезы гидротермально-измененных палеозойских пород Южного Урала

А — схематический разрез гидротермально-измененных силурийских андезито-базальтовых пород Кос-Истека: 1—андезито-базальтовые темно-зеленые пиллоу-лавы, в разной степени измененные; 2—черные кремнистые глубоководные породы (фтантаи), 3—зеленые туфогенные аргиллиты, 4—черные кремнистые аргиллиты, 5—зона разлома и дробления, 6—места взятия образцов. Римские цифры здесь и всюду — структурные типы глинистых минералов. Б — схематический разрез гидротермально-измененных девонских рудовмещающих пород Гайского медноколчеданного месторождения.

Северный штрек горизонта 320: а — восточный орт 112, б — восточный орт 113. I — рудная зона: 1 — линзы сплошной медноколчеданной руды, 2 — туф зеленый, литовитрокластический, крупнообломочный, 3 — туфы; II — кварц-Al-хлоритовая зона, III — зона серцитизации, IV — V — зона умеренной аргиллизации, VI — зона пропилизации

Андезиты представлены гиперстеновыми и плагиоклазовыми разновидностями. Структура основной массы, как правило, пилотакситовая, реже микролитовая. Среди вторичных минералов преобладают смешанослойные хлорит-сметитовые минералы, которые частично или полностью замещают вулканическое стекло основной массы, темноцветные минералы или плагиоклазы. По плагиоклазам развиваются альбит, кальцит, изредка ортоклаз. Моноклинные пироксены замещаются актинолитом, серпентином, карбонатами, сидеритом, кальцитом, рудными минералами и гидроокислами железа. Миндалины выполняются хлорит-сметитовым минералом, а центральные их части иногда заполнены кальцитом и кварцем. По петрографическим признакам М. Н. Ильинской (Ратеев и др., 1972) здесь выделены три зоны постмагматических изменений (см. фиг. 1, А).

1) *Зона разломов и дробления* представлена сильноизмененной брекчированной эффузивной породой, в которой сохранились лишь незначительные реликты первичной структуры. Все породообразующие минералы замещены вторичным глинистым веществом.

2) *Промежуточная зона.* В измененных андезито-базальтах этой зоны основные плагиоклазы и крупные единичные вкрапленники моноклинных пироксенов сохраняются примерно наполовину. Основная часть породы замещена глинистыми минералами типа корренситов.

3) *Зона слабых изменений* представлена гиперстеновыми андезитами, имеющими наиболее свежий облик, и состоит из вкрапленников плагиоклаза (андезина) и пироксенов — гиперстена, реже диопсида. Основная масса слагается мелкими кристаллами и лейстами полевых шпатов типа лабрадора. Плагиоклазы не альбитизированы, а в ядре нередко замещены триоктаэдрическим монтмориллонитом с небольшой примесью хлоритов (корренситов) и халцедона.

Ассоциации глинистых минералов, развивающихся при постмагматическом гидротермальном изменении вулканогенных пород Кос-Истека

При движении от разлома и зоны дробления к менее измененным породам рентгенографически обнаруживается закономерно построенный структурно-минералогический ряд слоистых силикатов: триоктаэдрический Fe—Mg-хлорит — смешанослойные хлорит-монтмориллонитовые (частично упорядоченные корренситы) — триоктаэдрический монтмориллонит. Все компоненты ряда имеют триоктаэдрическую силикатную основу. Промежуточные смешанослойные фазы характеризуются закономерными изменениями в соотношении пакетов и явно выраженной тенденцией к упорядоченному чередованию (McEwan, 1968; Дьяконов, 1966). Ряд состоит из пяти структурных типов (фиг. 2; А, 3, А).

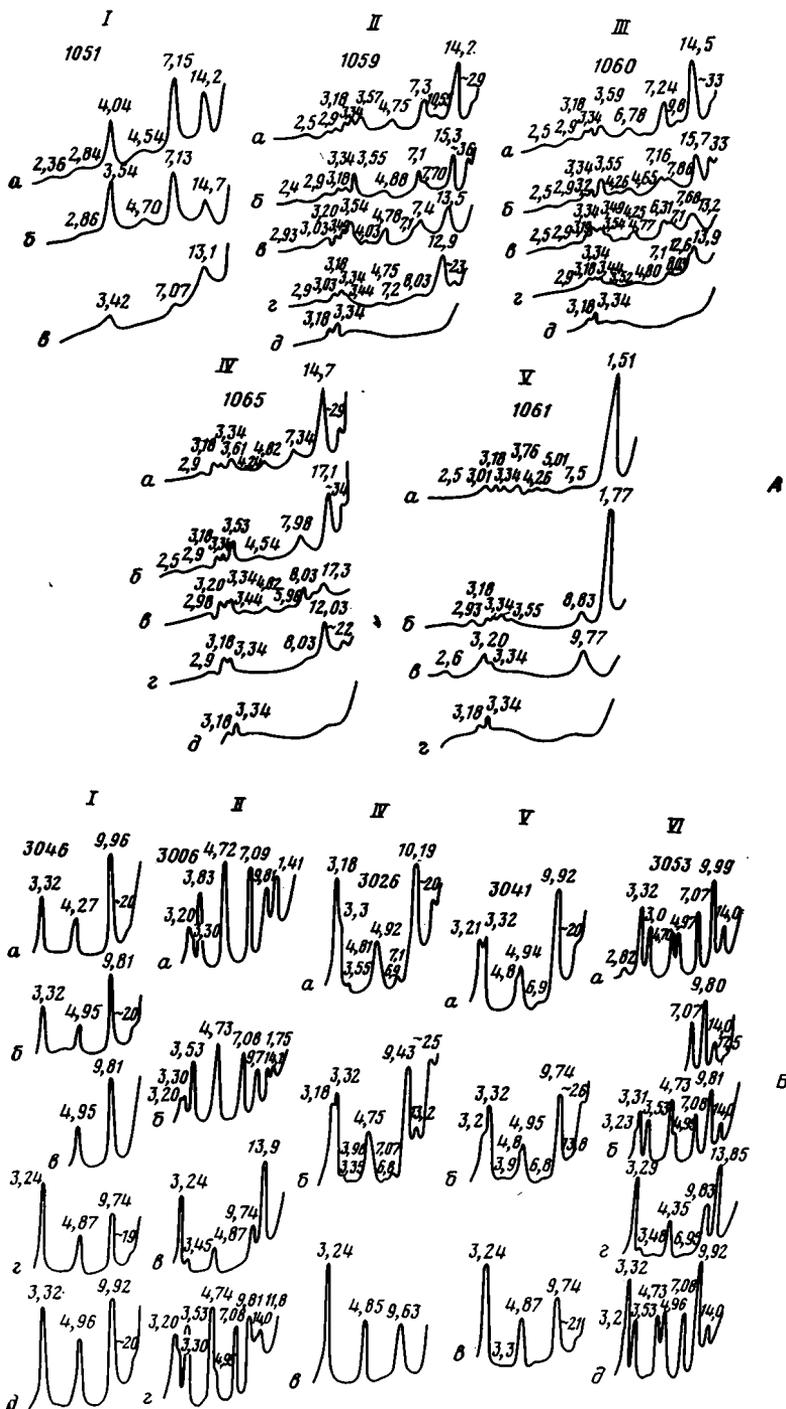
Для более высокотемпературной смешанослойной фазы (наиболее близкой к зоне разлома, обр. 1051, I тип) весьма характерно резкое преобладание хлоритовых пакетов¹ с $A : B \approx 90 : 10$ и сочетания их хлоритовых блоков A^2, A^3 и т. д.

В промежуточной зоне наблюдается постепенное убывание хлоритовых пакетов (от $A : B = 70 : 30$) во втором типе (обр. 1059) до $A : B = 60 : 40$, в третьем (обр. 1060), но еще сохраняется их преобладание. Кроме того, глинистым минералам этой зоны свойственно некоторое упорядочение по закону A^2B и отсутствие сочетаний BB .

Промежуточная зона сменяется зоной преобладания монтмориллонитовых пакетов с $A : B 40 : 60$, IV тип (обр. 1065). Для этой зоны характерна упорядоченность по законам AB^2 и AB .

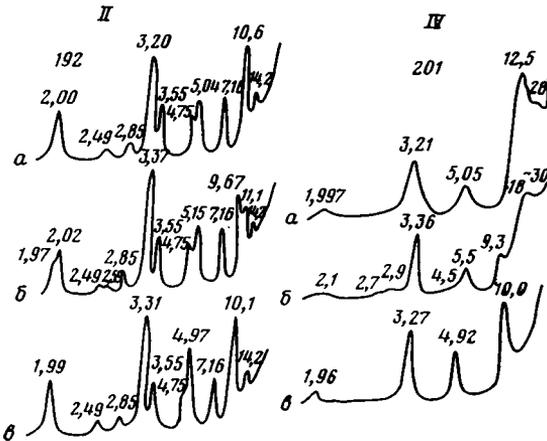
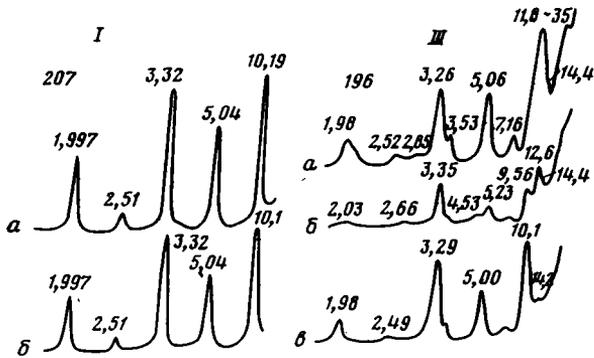
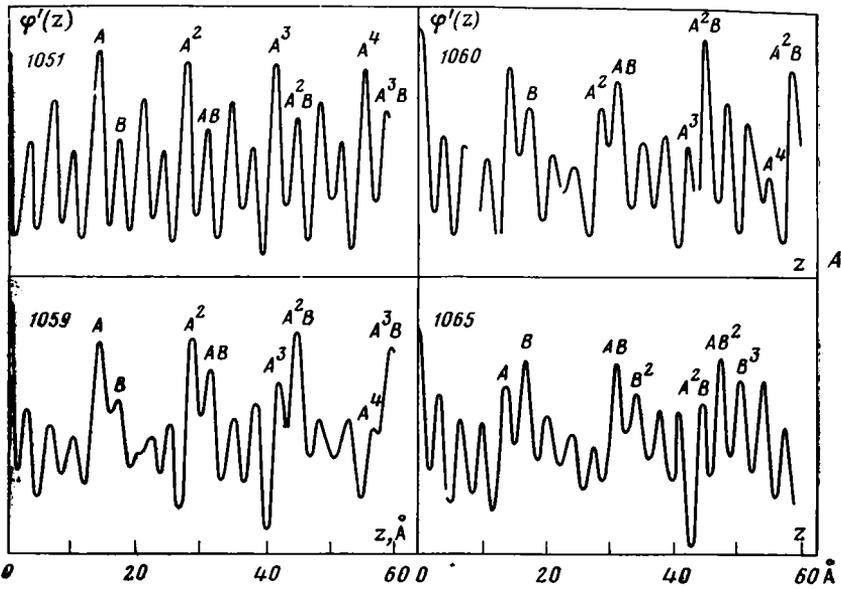
Зона слабых изменений отвечает V структурно-минералогический тип (обр. 1061). Он представлен в основном триоктаэдрическим монтмориллонитом с небольшой примесью корренсита.

¹ А — хлоритовые пакеты, В — монтмориллонитовые пакеты.



Фиг. 2. Рентгенодифрактограммы фракции <0,001 мм продуктов изменения палеозойских пород Южного Урала

А — силурийские андезито-базальты Кос-Истека. Ориентированные препараты: а — воздушно-сухой, б — насыщенный глицирином, в — прокаленный при 500° С, г — прокаленный при 600° С, д — обработанный HCl. Б. Рентгенодифрактограммы глинистых минералов фракции <0,001 мм околорудных изменений девонских пород Гайского месторождения. Условные обозначения аналогичны фиг. 2, А



Фиг. 3. Рентгенографические особенности глинистых минералов

А — графики преобразований Фурье смешанослойных хлорит-сметитовых минералов Кос-Истека; Б — дифрактограммы фракции $< 0,001$ мм эоценовых андезито-трахитовых туфов Асканы. Ориентированные препараты: а — воздушно-сухой, б — насыщенный этиленгликолем, в — прокаленный при 550°C

Химический состав продуктов гидротермального изменения вулканогенных

Компоненты	Силурийские андезито-базальты Кос-Истека и глинистые продукты их изменения (в зоне разлома и дробления)									
	исходные породы					глинистая фракция < 1 мкм				
	I	II	III	IV	V	I	II	III	IV	V
	1051	1059	1060	1065	1061	1051	1059	1060	1065	1061
SiO ₂	19,45	58,28	50,55	56,24	61,07	26,20	47,45	41,83	38,88	44,94
TiO ₂	0,44	0,54	0,96	0,87	0,65	0,82	0,69	0,66	0,85	0,91
Al ₂ O ₃	7,94	13,63	15,29	15,52	13,59	8,51	13,46	16,42	13,91	10,82
Fe ₂ O ₃	12,89	5,55	6,11	5,36	4,84	19,84	8,20	6,22	14,14	12,48
FeO	22,67	2,76	3,41	1,47	1,04	23,90	3,18	5,22	2,95	1,27
CaO	8,37	3,70	5,57	3,69	5,98	0,71	0,60	3,68	3,98	2,26
MgO	5,91	4,16	5,62	3,56	3,40	7,05	10,10	9,39	10,04	7,81
MnO	0,13	0,13	0,14	0,08	0,04	0,15	0,15	0,24	0,04	—
Na ₂ O	0,13	3,33	2,21	4,58	2,07	0,12	1,52	1,46	1,21	0,90
K ₂ O	0,10	3,51	2,42	3,15	1,88	0,10	1,85	1,95	0,94	1,33
H ₂ O ⁺	6,89	2,56	4,11	2,88	2,34	9,88	7,30	7,84	4,97	6,76
H ₂ O ⁻	2,53	1,07	2,04	1,79	2,96	3,19	4,51	3,62	6,50	8,09
CO ₂	12,24	0,52	1,30	0,50	Нет	Нет	0,17	0,70	0,45	0,11
С _{орг}	Нет	Нет	0,14	Нет	Нет	0,10	0,28	0,64	0,43	1,04
P ₂ O ₅	0,09	0,40	0,45	0,71	0,41	0,05	0,25	0,55	0,68	1,17
Сумма	99,78	100,14	100,32	100,4	100,31	100,58	99,71	100,33	100,17	99,93

Примечание. Римские цифры — структурно-эволюционные типы слоистых силикатов.

* В составе глинистых фракций несилкатообразующие компоненты: CO₂, С_{орг}, S и MnO исключены

По своему триоктаэдрическому мотиву и тенденции к упорядоченности корренситы, развитые в разрезе Кос-Истека, близки смешанослойным образованиям, описанным среди продуктов постмагматического изменения основных пород разломов Фернандес в Тихом океане (Андрющенко, Градусов, Ерошев-Шак и др., 1975).

Физико-химические особенности постмагматического образования корренситов

Химические анализы корренситов Кос-Истека даны в табл. 1. Экспериментальные данные Ж. Виар и Г. Сабатье (1969) по гидротермальному синтезу хлоритов и монтмориллонитов показали, что Fe—Mg-хлориты образуются при относительно высоких температурах — порядка 600°С, а триоктаэдрические монтмориллониты — при T ~ 300°С. Эти данные объясняют приуроченность хлоритовой фазы в Кос-Истеке к более высокотемпературным растворам, проникавшим в зону разломов и дробления, а триоктаэдрического монтмориллонита — к периферийной, наиболее удаленной зоне с более холодными растворами вследствие медленной диффузии последних в поровом пространстве плотных пород. Сходное положение занимает хлоритовая зона и на геотермальном поле Мацукава в Японии, по данным К. Суми (Sumi, 1969). При изменении термальных водами андезитов плейстоцена зоны хлорита располагаются в более высокотемпературной зоне, ближе к разломам (откуда поступают растворы), а зоны монтмориллонита и смешанослойных минералов (серицит-монтмориллонита) сменяют ее по направлению к периферии.

Более горячие растворы способны более интенсивно растворять темноцветные минералы с высвобождением катионов Fe, Mg, Si. Эти элементы, переходя в растворимую форму, участвуют в формировании смешанослойных силикатов хлорит-монтмориллонитового ряда, т. е. в данном случае корренситов. Замещение корренситами не только пирок-

пород раннегеосинклинального (инициального) этапа

Глинистые продукты * околорудных изменений девонских кислых рудовмещающих пород Гайского медноколчеданного месторождения									
глинистая фракция <1 мкм									
II			III		IV		V		VI
3003	3006	3009	3011	3049	3015	3016	3041	3043	3053
43,70	43,66	44,90	47,27	49,60	46,70	47,15	46,23	44,25	43,48
0,26	0,71	1,06	0,35	0,42	0,08	0,30	0,42	0,85	0,30
33,29	31,79	34,68	34,75	31,20	34,80	35,50	34,16	35,95	30,59
0,81	0,75	1,31	1,18	2,90	1,00	0,97	1,53	1,13	1,29
0,88	1,76	0,46	0,22	0,14	0,21	0,07	0,14	0,57	2,30
1,17	2,33	0,79	1,22	1,01	2,07	1,95	3,02	1,95	1,84
5,53	4,48	1,92	0,27	0,52	0,18	0,35	0,80	0,68	5,78
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
3,00	3,21	2,35	3,16	0,68	3,45	3,99	2,56	3,08	1,32
3,26	2,51	4,44	5,75	8,49	4,27	3,52	5,00	4,40	5,62
7,24	7,24	6,84	4,81	3,97	5,54	4,58	4,20	4,33	6,68
0,86	1,56	1,25	1,02	1,07	1,70	1,62	1,94	2,81	0,80
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00

из анализа с пересчетом суммы на 100%.

сенов или основной массы, а и центральной части вкрапленников плагиоклазов, возможно, указывает на частичный эндогенный привнос магния.

2. Глинистые минералы околорудных изменений раннедевонских пород Гайского медноколчеданного месторождения

Геология

Геология района дается по М. Б. Бородаевской и др. (1973). Гайские медноколчеданные руды связаны с раннедевонской туфовой натровой формацией. Последняя залегает в виде меридионально-вытянутой полосы, приуроченной к южной части западной подзоны Магнитогорского прогиба. Вулканогенные образования района возникли в результате ниже-среднедевонских извержений центрального типа в прибрежно-морских и отчасти субаэральных условиях. Они залегают с тектоническим несогласием на терригенных отложениях живетского возраста и представлены контрастnodифференцированными проявлениями андезито-дацитово́й магмы. Андезитовый вулканизм был приурочен к раннедевонским поднятиям типа островных дуг, которые начали формироваться после заполнения раннегеосинклинального силурийского прогиба. Основные породы в Гае представлены габбро-диабазами, которые формировались в связи с новым импульсом вулканизма, наступившим после перерыва в осадконакоплении.

Петрография

Глубокие преобразования вулканических пород Гая в зоне разломов и околорудных изменений сильно затрудняют восстановление их первичного облика. Определение его возможно лишь по единичным релик-

там породообразующих минералов и структурным особенностям мелкокристаллического матрикса. Вулканические породы представлены преимущественно кислыми эффузивными и вулканокластическими разностями. Последние резко преобладают. Эффузивы представлены дацитами, липарито-дацитами и липаритами, вулканокластические образования — витрокластическими и кристалло-витрокластическими туфами, тефроидами, игнимбритами. Все породы разбиты серией трещин и брекчированы. Из первичных породообразующих минералов в них сохраняются интрателлурические кристаллы кварца размером 0,3—0,5, реже 1—2 мм. Последние имеют характерные овальные заливистые очертания и иногда содержат мелкие газовой-жидкие включения. Чаще встречаются обломки, а не целые кристаллы кварца. Изредка сохраняются серицитизированные вкрапленники или обломки ортоклаза. Основная масса эффузивов и литокластов полностью замещена слюдисто-кремнистым агрегатом вторичных минералов. Основные породы типа диабазов обычно заметно хлоритизированы, карбонитизированы и цеолитизированы.

Ассоциации глинистых минералов Гая по зонам околорудного изменения

По данным рентгенодифрактометрического анализа, дериватографии и ИК-спектрометрии, выполненных Б. П. Градусовым (Ратеев и др., 1977), выявлены структурно-минералогические зоны изменения с преобладанием тех или иных ассоциаций глинистых минералов.

По количественным вариациям глинистых минералов и соотношению пакетов в смешанослойных образованиях Гая мы выделяем пять зон околорудных изменений (см. фиг. 1, Б): 1) зону окварцевания (интенсивного кислотного выщелачивания водородного метасоматоза) с минералами свободного глинозема (I тип); 2) окварцевания с Al-хлоритом (II тип); 3) серицитизации (III тип); 4) умеренной аргиллизации — монтмориллонитизации (IV, V типы) и 5) пропицитизации (VI тип).

Зона окварцевания с диаспором была описана в Гае М. Б. Бородавской (1968). Иногда наряду с диаспором в аналогичных породах указывается и корунд (Смирнов, 1974).

В *зоне окварцевания с Al-хлоритом* наряду с кварцем характерным минералом является диоктаэдрический высокоалюминиевый хлорит (см. фиг. 3, Б). На втором месте — серицит (мусковиты), парагониты и смешанослойные парагонит-монтмориллониты (с минимумом набухающих пакетов $B < 10\%$). В виде малых примесей — отдельные фазы триоктаэдрического Fe — Mg-хлорита и монтмориллонита.

В *зоне серицитизации* преобладают серицит-мусковитовые и парагонитовые слюды и гидрослюды. Резко подчиненным компонентом являются серицит-сметитовые смешанослойные минералы (с минимальным содержанием набухающих пакетов $B < 10\%$). Зона серицитизации развивается главным образом по липаритам и их туфам непосредственно на контакте со сплошной медноколчеданной рудой и во внутрирудных линзах.

Зона умеренной аргиллизации характеризуется обилием смешанослойных парагонит-сметитовых и серицит-сметитовых минералов (с существенным содержанием набухающих пакетов до 40%) и парагонитовых слюд. Область умеренной монтмориллонитизации располагается между зоной серицитизации и пропицитизированными породами.

Для *зоны пропицитизации* в Гае наиболее характерно образование триоктаэдрических Fe — Mg-хлоритов по диабазам. Менее развиты здесь гидрослюды и смешанослойные слюда-сметиты, имеющие в этой зоне скорее наложенный характер.

Сводный эволюционный ряд является здесь производным трех отдельных ветвей. Он включает: К- и Na-слюды (мусковит, серицит) и парагонит — упорядоченно смешанослойные К- и Na-алевардиты (К- и Na-ректориты) — неупорядоченные слюда-монтмориллонитовые образования. В нем резко преобладают октаэдрические высокоалюминиевые сетки. Строго упорядоченные Na-алевардиты (ректориты) известны среди продуктов гидротермальных изменений в Савойе (Франция), Белуджистане (Пакистан), Дагестане (Королев, 1965). Еще более широко распространены К-алевардиты (ректориты) в колчеданных месторождениях Японии (Зотов, Русинов, 1975). Диоктаэдрические хлориты и хлорит-монтмориллониты (тосудиты), как установлено Б. П. Градусовым (1971), являются частыми спутниками ректоритового минералообразования. Новизна же обнаружения диоктаэдрических Al-хлоритов в Гае заключается в приуроченности их к зоне кислотного выщелачивания.

Физико-химические особенности процессов окolorудного изменения преимущественно кислых пород Гае

Химические анализы продуктов гидротермального изменения пород Гае даны в табл. 1.

Для меднопорфировых руд Ч. Мейером и Д. Хемли (1970) по направлению от рудного тела к неизменным породам, как и нами в Гае, выделяются четыре зоны глинистого изменения: 1) окварцевание, 2) серицитизация, 3) умеренная аргиллизация и 4) пропилизация, из которых каждая имеет своеобразный комплекс глинистых минералов.

При окварцевании липаритов и их туфов в результате кислотного выщелачивания происходит разрыв межатомных связей Al^{3+} от Si^{4+} и вынос алюминия из продуктов распада силикатов при водородном метасоматозе. На этом этапе образуются кварц-диаспоровые, кварц-корундовые (Смирнов, 1974) или кварц-Al-хлоритовые ассоциации, как это установлено нами в Гае.

В зоне серицитизации обнаруживается обилие гидрослюд мусковитового и парагонитового ряда. Наличие сравнительно редкого минерала — парагонита в присутствии серицита определяется Б. П. Градусовым (Ратеев, Градусов, 1970) следующим образом. Первое базальное отражение с $d/n=10 \text{ \AA}$ является общим для серицита и парагонита и не разрешается. Однако интенсивные рефлексы с $d/n=3,2; 2,4$ и слабый рефлекс $d_{060}=1,485 \text{ \AA}$ принадлежат парагониту. Содержание Na_2O в серицит-парагонитсодержащей фракции $<0,001 \text{ мм}$ (III тип) достигает 3,16%, а K_2O — до 8,49%, т. е. в сумме $>11\%$. Процесс глинообразования, имевший место в предрудную и рудную стадии, развивался не только за счет метасоматоза с ближней перегруппировкой калия (Смирнов, 1974), но и усиливался эндогенным привносом щелочных элементов, особенно натрия, который участвовал в образовании парагонита и других Na-гидросиликатов.

По данным рентгенографии, большая часть Na_2O (от 3 до 4% глинистой фракции третьей парагонит-серицитовой зоны Гае) (см. табл. 1) связана с парагонитом. Однако, несмотря на это своеобразие, здесь весьма широко распространены и калиевые серицит-мусковитовые слюды. Это связано с более широким температурным интервалом образования серицита — порядка $200-500^\circ\text{C}$ в сравнении с парагонитом, образующимся в интервале $350-500^\circ\text{C}$ (Мейер, Хемли, 1970). Кроме того, пределы устойчивости серицита более близки к интервалу отложения основной массы сульфидов, чем к параметрам образования калишпатов, пиррофилита или каолинита. Наконец, обычно более редкое нахождение натровых слюд (парагонита) и парагонит-монтмориллонитовых смешанослойных минералов связано с несовместимостью парагонита с калиевым полевым шпатом и наличием высоких концентраций натрия

для его устойчивости. Все это объясняет преимущественную ассоциацию мусковита в зонах гидротермального изменения не с парагонитом, а с альбитом.

В зоне умеренной аргиллизации в интервале 200—350°С наряду с гидрослюдами образуются смешанослойные слюда-монтмориллонитовые минералы. Процессу монтмориллонитизации благоприятствует меньший вынос из пород оснований (особенно Mg^{2+}), чем в зоне серицитизации. Механизм воздействия катионов магния косвенный. Он связан со снижением напряжений, возникающих в октаэдрических слоях минерала с высоким содержанием Si^{4+} в результате частичного замещения Al^{3+} на Mg^{2+} (Мейер, Хемли, 1970). По этой причине, например, превращение плагиоклазов в монтмориллонит протекает легче в присутствии катионов Mg^{2+} . Хотя монтмориллонитовая фаза обычно образуется при 100—200°С, в Гае этот интервал мог быть порядка 200—350°С, поскольку эта фаза структурно связана здесь со слюдистыми пакетами $2M_1$ (Yoder, Eugster, 1955).

В зоне пропилитизации благоприятная обстановка для образования триоктаэдрических Fe—Mg-хлоритов создавалась в результате еще меньшего выноса катионов Mg^{2+} из пород, нежели в предыдущей зоне.

Рассмотренные процессы околорудных изменений, за исключением окварцевания, происходили при минимальной подвижности алюминия. Это подтверждается незначительными колебаниями содержания Al_2O_3 в составе глинистой фракции <0,001 мм (см. табл. 1) — не более 5%.

Некоторые особенности поствулканической аргиллизации вулканогенных пород раннегеосинклинальных стадий

На основании двух рассмотренных примеров, естественно, невозможно обсуждение общих закономерностей поствулканического глинообразования раннегеосинклинального этапа в целом. Поэтому мы можем отметить здесь лишь некоторые его особенности. Как уже упоминалось выше, первый изученный объект (Кос-Истек) характерен для раннеокеанической, рифтовой стадии развития эвгеосинклинали, второй (Гай) — для позднеокеанического или островодужного этапа (Пейве и др., 1972, 1976; Иванов и др., 1975).

Особенности раннеокеанической стадии в формации силурийских андезито-базальтов Кос-Истека выражены довольно отчетливо. Вулканизм здесь проявился в глубоководных условиях, имел трещинный характер и среди его продуктов лавы преобладали над туфами. Андезито-базальты имеют подушечное строение (пиллоу-лавы), что наряду с присутствием гиалокластитов и непосредственного переслаивания вулканических образований с заведомо глубоководными океаническими кремнистыми породами — фтанитами характерно для раннеокеанической стадии (Хворова, Ильинская, 1963).

Постмагматическое глинообразование, которое развивается в Кос-Истеке по силурийским андезито-базальтовым лавам (с образованием корренситов) происходило при активизации магния и железа, что характерно для океанических базальтов. Этому благоприятствовал либо вынос их из окружающих пород (с изменением валового химического состава последних), либо эндогенный привнос его в зоны разломов, который также характерен для океанической седиментации. Именно относительное обилие магния и его геохимическая активность (при заметном недостатке глинозема) (см. табл. 1) на первом, более высокотемпературном этапе обусловили строгую направленность глинообразования здесь исключительно по триоктаэдрическому мотиву с генерацией корренситов 1-го структурного типа (с максимальным количеством хлоритовых пакетов).

В дальнейшем промежуточные фазы смешанослойных хлорит-монтмориллонитовых минералов (вплоть до конечного члена триоктаэдрического монтмориллонита) формировались при явно прогрессирующем дефиците катионов магния. В сравнительно низкотемпературных условиях, порядка 100—150°С, в среде, обильной карбонатами, магний косвенно способствует процессу монтмориллонитизации по двум причинам (Mumpton, Roy, 1958). Механизм воздействия катиона Mg^{2+} , как уже отмечалось выше, связан либо с повышением растворимости кремнезема, либо со снижением напряжений, возникающих в октаэдрических слоях минерала с высоким содержанием Si^{4+} в результате частичного замещения катионов Al^{3+} на Mg^{2+} (Мейер, Хемли, 1970). Однако в более высокотемпературных бескарбонатных условиях Кос-Истека с температурой порядка 300—450°С обстановка была более благоприятной для хлоритизации (корренситизации). Ведущим процессом в образовании слоистых силикатов являлось здесь построение бруситовой прослойки и $Mg-Fe$ -триоктаэдрического пакета либо образование водородных межслоевых промежутков в кристаллической решетке железистого триоктаэдрического монтмориллонита вследствие прогрессирующего дефицита катионов магния.

Процесс изменения силурийских андезито-базальтов с образованием эволюционного ряда $Fe-Mg$ -хлорит→корренситы→триоктаэдрический монтмориллонит, вероятно, не связан с региональным метаморфизмом, поскольку метаморфические хлориты, как правило, обогащены алюминием, а корренситы силура Кос-Истека, наоборот, обеднены Al_2O_3 (Deer et al., 1962) (см. табл. 1).

Вторым примером поствулканических изменений пород раннегеосинклинального этапа являлась островодужная девонская формация, вмещающая Гайское медноколчеданное оруденение. Для данной формации характерен кислый вулканизм центрального типа, преобладание туфов над лавами и контрастный тип дифференциации пород. Обилие натрия или преобладание его над калием характерно для островодужной стадии развития земной коры (Пейве и др., 1972, 1976). Эта особенность явилась причиной обильного развития в Гае натровых гидросиликатов: парагонита, упорядоченно-смешанослойных парагонит-монтмориллонитов (Na -алевардитов-тарасовитов) и неупорядоченно-смешанослойных парагонит-монтмориллонитов с содержанием от 10 до 40% набухающих смектитовых пакетов. Однако в количественном отношении в зоне окколорудных изменений медно-колчеданной залежи Гая наряду с натровыми гидросиликатами широко развиты и калиевые высокоалюминиевые серицит-мусковитовые слюды (политипной модификации $2M_1$) и мусковит-монтмориллонитовые смешанослойные минералы. Все это говорит о развитии глинообразования в Гае на фоне более высокого содержания в породах Al_2O_3 (что также характерно для островодужной стадии), которое несколько усиливалось кислотным выщелачиванием при относительно высокой температуре растворов. Отсюда преобладание диоктаэдрических минералов и появление даже среди хлоритов высокоалюминиевых диоктаэдрических разновидностей. Как уже отмечалось, в Гае более распространены гидрослюды $2M_1$, которые, по данным Р. Г. Мхитаряна (Ачикгезян и др., 1968), характерны для медноколчеданных руд.

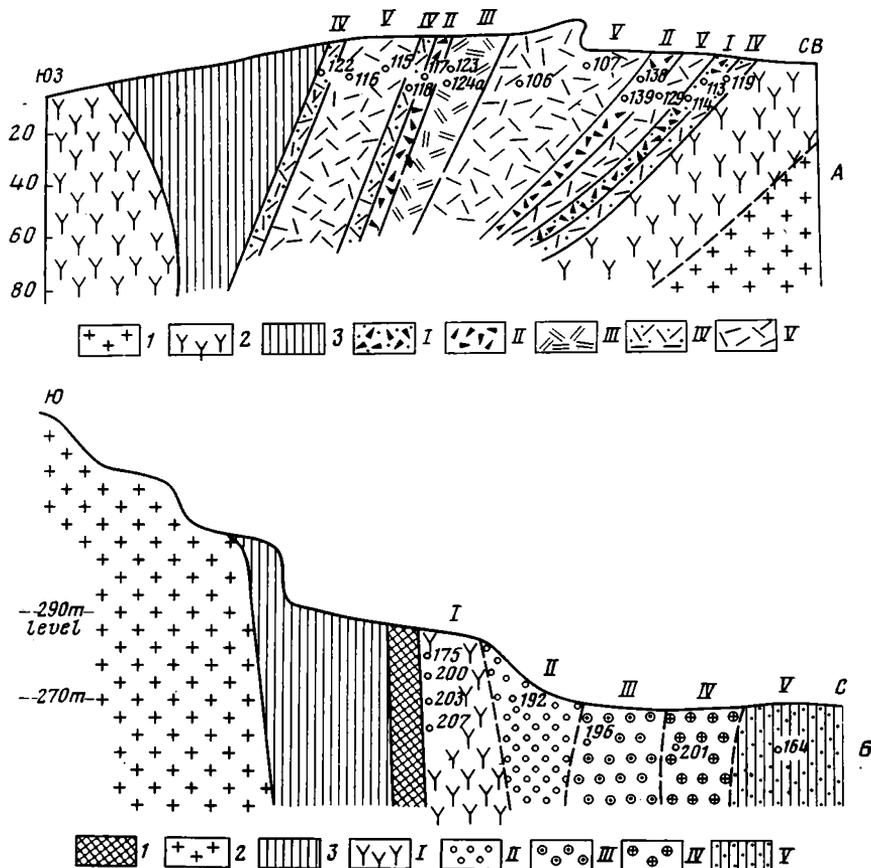
ГИДРОТЕРМАЛЬНО-МЕТАСОМАТИЧЕСКОЕ ГЛИНООБРАЗОВАНИЕ НА ПОЗДНЕГЕОСИНКЛИНАЛЬНОМ ЭТАПЕ (КАВКАЗ)

В этом отделе рассматривается гидротермальное глинообразование, связанное с преобразованием сантонских трахибазальтов и трахиандезитов Саригюхского бентонитового месторождения Армении в зоне амелист-агатовой минерализации и изменением трахиандезитовых туфов эоцена Асканского месторождения бентонитов Грузии в зоне сульфидного, свинцово-цинкового оруденения.

1. Гидротермальные изменения сантонских трахиандезитовых лав Саригюхского месторождения бентонитов в зоне агатовой минерализации

Геология

Геология района месторождения бентонитов Саригюх описывалась Г. С. Авакяном (1968), А. Х. Мнацаканяном и др. (1973) и другими авторами. Гидротермальные изменения трахибазальтов и трахиандезитов здесь тесно связаны с сантонским вулканизмом и его проявлениями в виде агатовой минерализации и бентонизации промышленных масштабов. Верхнесантонский вулканизм в Прикуринской зоне, по А. Х. Мнацаканяну и др. (1973), в связи с уменьшением площади его проявления отличался изливанием на смежных участках лав различного состава. Более резкое обособление участков с различным знаком вертикальных



Фиг. 4. Схематические разрезы гидротермально-измененных мезо-кайнозойских пород Кавказа

А — верхнесантонские трахиандезиты Малого Кавказа (Саригюх, Армения). Разрез через участок агатовой минерализации Керци-Уси: 1—3 — родоначальные частично замещенные породы: 1 — буровато-зеленые трахиандезитовые порфириды (с селадонитом и железистой гидрослюдой), 2 — темносерые крепкие порфириды с относительно свежими вкрапленниками, 3 — порфириды светло-зеленые сильноаргиллизированные; I—V — структурные типы смешанослойных образований. Б — эоценовые андезито-трахитовые туфы Кавказа (Аскана, Грузия) в зоне свинцово-цинкового оруденения: 1 — гидротермальные жилы свинцово-цинковых сульфидных руд, 2 — трахиты лежачего бока, 3 — бентонитовые глины (гидротермальные монтмориллониты по пеллово-пемзовым туфам); I — зона окварцевания и гидрослюдизации туфов, II—III — зоны регрессивной гидрослюдизации, IV—V — зоны монтмориллонитизации

движений усиливало интенсивность воздействия вулканизма на окружающие породы.

Саригюхская структура, приуроченная к северной прибортовой части Иджеванского прогиба, имела в верхнем сантоне тенденцию к погружению. В ее пределах в результате трещинных излияний образовались крупные потоки трахиандезитов, трахибазальтов и мандельштейнов, разделенные пластами туфопесчаников и кислых пепловых туфов. По мнению авторов, на границе верхнего сантона и кампана к структуре Саригюхского месторождения по близмеридиональным тектоническим трещинам получили доступ гидротермы. Последние и обусловили соответствующие изменения пород (фиг. 4, А).

Петрография

В изученных разрезах гидротермально-измененных пород различаются эффузивные, вулканокластические и жильные разности. Среди эффузивных пород присутствуют трахибазальты, трахиандезиты и трахилипариты. Степень дифференцированности пород довольно контрастная. Наиболее типичными представителями проявления вулканизма здесь являются трахиандезиты. Все породы несут отчетливые черты калиевой специализации, свидетельствующей о том, что эвгеосинклиальная область в верхнесантонское время достигла достаточно высокой степени зрелости и может быть отнесена к орогенной или субконтинентальной стадии ее развития по классификации С. Н. Иванова (Иванов и др., 1975).

Трахибазальты и трахиандезиты имеют облик порфировидных пород, различающихся между собой рядом структурных особенностей основной массы. Вкрапленники представлены андезин-лабрадором и моноклинными пироксенами (авгитом и диопсидом).

Кристаллы основных плагиоклазов, размером 1,5—4,0 мм, имеют четкие очертания граней и довольно густо насыщают породу. Нередко они имеют зональное строение и содержат мелкие включения темно-бурого вулканического стекла. На начальных стадиях преобразования плагиоклазы являются наиболее устойчивым компонентом пород. Более мелкие кристаллы моноклинных пироксенов, размером 0,8—1,5 мм, редко рассеяны в массе породы и сохраняются лишь в виде незначительных реликтов, на 50—70% замещенных вторичными селадонитовыми минералами или палагонитом. Среди трахибазальтов по строению основной массы различаются три разновидности: пилотакситовая, миндалекаменная и перлитовая.

Глинистые минералы — продукты гидротермального изменения трахиандезитов Саригюх (в зоне агатовой минерализации)

Среди гидротермально-измененных трахиандезитов и трахибазальтов агатового месторождения Саригюх можно различить три зоны глинообразования: 1) агатово-селадонитовую (вблизи аметист-агатовых жил); 2) промежуточную смешанослойную селадонит-монтмориллонитовую и 3) монтмориллонитовую, иногда со следами селадонитовых пакетов (более удаленную от жил и трещин) (см. фиг. 4, Б). Зоны связаны между собой постепенными переходами и образуют сводный структурно-эволюционный ряд селадонит→селадонит-монтмориллонитовые неупорядоченные смешанослойные минералы→монтмориллонит. Ряд состоит из пяти переходных структурных типов (фиг. 5, А и Б): I—A : B² ≈ 90 : 10 (обр. 113, 114) — агатово-селадонитовая зона; II—A : B ≈ 40 : 60 (обр. 138, 139); III—A : B ≈ 30 : 70 (обр. 123, 124а); IV—

² А — селадонитовые, В — монтмориллонитовые (смектитовые) пакеты.

Химический состав продуктов гидротермального изменения вулканогенных

Компоненты	Эоценовые андезито-трахитовые туфы Асканы и глинистые продукты их изменения (в зоне Pb — Zn-оруднения)								
	Исходная порода	глинистая фракция < 1 мкм					бентонит		
		51a	I		II	III	IV	V	
			175	207	192	196	201	164	214
SiO ₂	54,84	49,99	48,11	49,21	48,29	51,76	53,63	50,58	
TiO ₂	0,35	0,21	0,20	0,49	0,42	0,41	0,47	0,47	
Al ₂ O ₃	18,13	28,32	26,01	27,97	25,91	19,59	16,55	17,34	
Fe ₂ O ₃	3,63	0,25	0,66	1,84	2,09	1,34	3,42	2,43	
FeO	—	0,48	0,96	1,36	0,61	0,60	0,68	0,51	
MnO	0,08	0,04	0,06	0,09	0,04	0,04	0,04	0,07	
CaO	1,01	1,32	1,17	0,98	0,94	2,26	2,17	3,30	
MgO	1,49	2,42	2,27	2,81	3,25	3,88	4,62	4,75	
Na ₂ O	5,49	1,28	0,12	0,44	0,65	1,15	1,67	1,39	
K ₂ O	5,86	8,44	8,21	6,74	5,36	3,55	0,47	1,03	
P ₂ O ₅	He опр.	0,05	0,05	0,09	0,05	0,07	0,16	0,11	
H ₂ O ⁺	6,01	4,85	4,24	5,21	5,65	14,53	5,26	5,63	
H ₂ O ⁻	0,60	0,20	2,80	2,24	6,79	1,02	11,34	11,04	
CO ₂	He опр.	Нет	1,00	Нет	Нет	0,12	0,28	1,52	
C _{орг}	»	0,05	1,12	0,04	Нет	0,14	Нет	Нет	
S	»	0,69	Нет	He опр.	—	—	0,06	0,14	
Сумма	100,49	99,96	96,98	99,51	100,03	100,46	100,72	100,31	
O+N	—	—	—	—	—	—	—	—	
Сумма	—	—	—	—	—	—	—	—	

Примечание. Римские цифры — структурно-эволюционные типы слескых минералов.

* В составе глинистых фракций несилкатообразующие компоненты: CO₂, C_{орг}, S и MnO исключены

A : B ≈ 10 : 90 (обр. 118, 119, 122) — зона смешанослойных селадонит-монтмориллонитовых минералов с преобладанием набухающих пакетов; V — A : B ≈ 5 : 95 (обр. 115, 116) — зона монтмориллонитизации.

Агато-селадонитовая зона представлена (Ратеев и др., 1973) не типичным селадонитом, а селадонит-монтмориллонитовым смешанослойным минералом (обр. 114) с полным преобладанием слюдистых (селадонитовых) пакетов. Для данного минерала характерна интенсивная зеленая окраска, повышенное содержание Fe₂O₃ > 15%; > 5,5% K₂O и < 10% Al₂O₃ во фракции < 0,001 мм (табл. 2). Преобразования Фурье устанавливают смешанослойную структуру минерала с блоками A¹², A¹⁴ и т. д. (McEwan, 1968). Селадонитовый минерал, тесно ассоциирующийся с агатами, заполняет трещины и миндалины в трахиандезитах, часто вместе с цеолитом, карбонатом, α-кristобалитом или халцедоном. Селадонит, развитый по вкрапленникам моноклинного пироксена и вулканическому стеклу, имеет Nm = 1,660 и резкий плеохроизм в зелено-голубых тонах. Селадонит, выполняющий миндалины, имеет Nm = 1,630—1,660.

Промежуточная зона смешанослойных селадонит-монтмориллонитовых минералов представлена тремя структурными типами (II—IV) с закономерным возрастанием набухающих пакетов от 60 до 90%. Чередование пакетов неупорядоченное в силу содержания смектитовых слоев > 50% (Градусов, 1969). Во II и III типах помимо смешанослойного минерала обнаруживается отдельная фаза железистых гидрослюдов. Гидрослюдистый компонент, как и слюдистые пакеты, имеет политипную модификацию 1M. Для всех типов этой зоны характерна зеленоватосерая окраска, повышенный процент Fe₂O₃ (от 6 до 11%) и постепенное убывание K₂O (от 5,4 до 2,8%).

пород позднегосинклинального этапа

Верхнесантонские трахиандезиты Саригюх и продукты их изменения (в зоне агатовой минерализации)									
исходная порода					глинистая фракция <1 мкм *				
I		IV	V		I	II	III	VI	V
113	114	118	115	116	114	139	124a	119	116
69,83	64,91	59,06	61,27	60,64	52,94	55,42	52,65	52,69	55,25
0,93	0,89	1,07	0,93	0,93	0,77	1,10	0,52	1,07	0,66
13,97	15,50	16,07	15,41	15,59	9,39	13,18	14,95	11,71	15,11
2,80	4,07	5,23	4,00	4,45	15,64	6,97	5,79	10,32	6,75
0,84	0,50	0,57	0,31	0,32	0,96	2,79	2,36	0,83	1,41
0,05	0,02	0,01	0,07	0,04	—	—	—	—	—
1,22	2,93	2,88	3,69	3,08	1,73	1,90	1,85	1,67	1,63
0,86	0,14	1,31	1,06	1,93	2,08	2,48	4,51	3,67	3,74
3,82	3,82	3,01	3,36	2,93	1,05	1,35	0,94	0,45	1,36
4,76	5,00	4,97	3,40	2,50	5,57	5,47	4,64	3,46	0,97
0,21	0,18	0,20	0,18	0,18	—	—	—	—	—
0,24	0,85	1,92	3,08	2,57	5,25	5,68	6,32	6,02	5,23
0,14	0,87	3,55	2,95	5,04	4,62	3,66	5,47	8,11	7,89
0,14	0,16	Нет	0,60	Нет	—	—	—	—	—
Нет	Нет	»	0,05	0,14	—	—	—	—	—
0,10	0,20	»	Нет	0,13	—	—	—	—	—
99,91	100,04	99,85	100,36	100,47	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
0,05	0,10	—	—	0,07	—	—	—	—	—
99,86	99,94	—	—	100,40	—	—	—	—	—

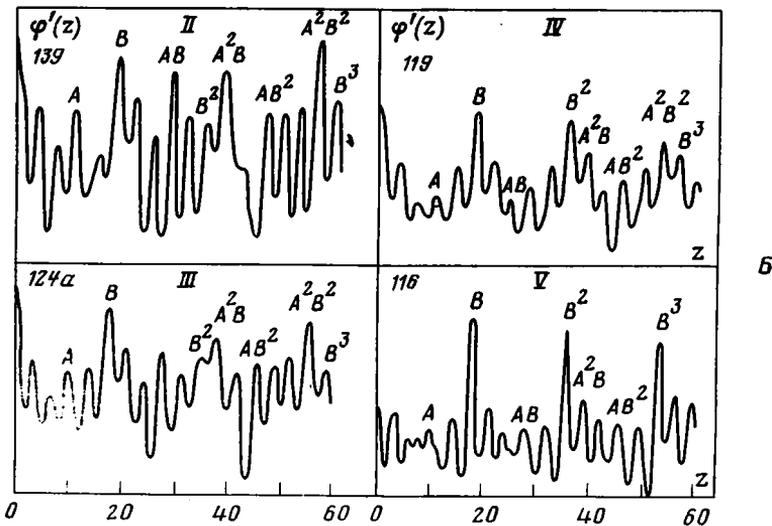
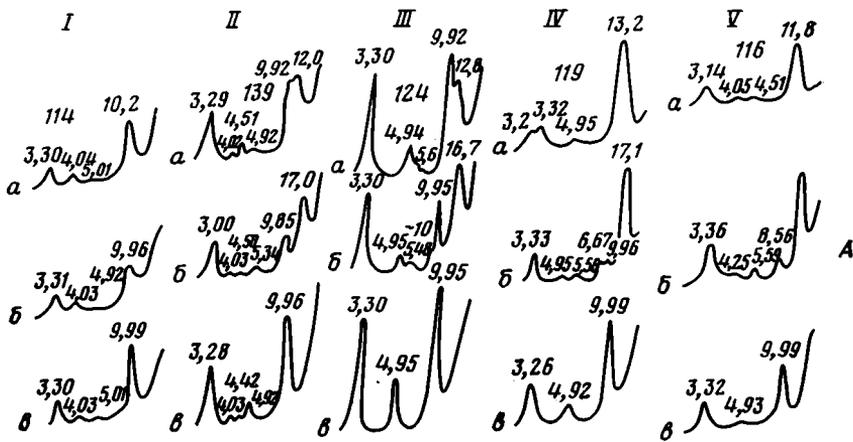
из анализа с пересчетом суммы на 100%.

Монтмориллонитовая зона представлена либо чистым монтмориллонитом, метасоматически замещающим трахиандезиты, либо со следами селадонитовых пакетов (V тип).

Таким образом, в целом структурно-эволюционный ряд продуктов гидротермального глинообразования на месторождении Саригюх отличается развитием слюдистых и смешанослойных слюда-сметитовых минералов на основе селадонитового пакета. В соответствии с представлениями Е-ан-Зена (E-an Zen, 1967) о зависимости структурных особенностей смешанослойных минералов от избыточного отрицательного заряда, в глинистых продуктах Саригюх преобладают неупорядоченные формы. Последние характеризуются явно выраженной тенденцией к формированию сегрегационных структур с блоками селадонитовых пакетов на ранних этапах и сметитовых пакетов на поздних. Одновременно с этим наблюдается переход пакетов модификации 1M в 1Md (через ряд промежуточных форм) и преобразование трехэтажного слоя из высокожелезистого в алюминиевый.

Физико-химические особенности процессов селадонитизации и образования смешанослойных селадонит-монтмориллонитовых минералов Саригюха

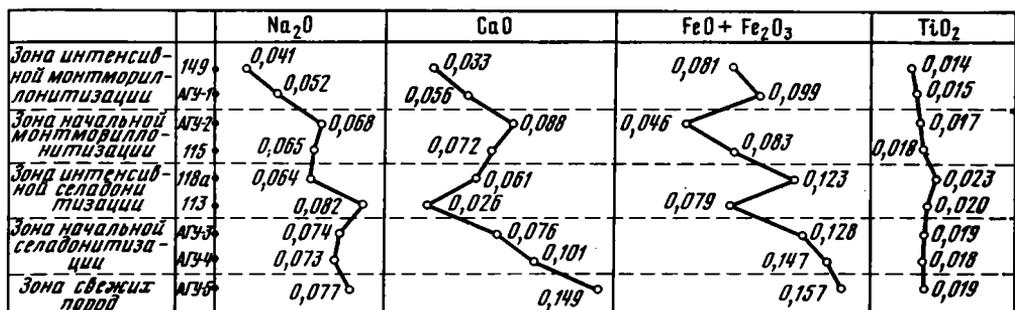
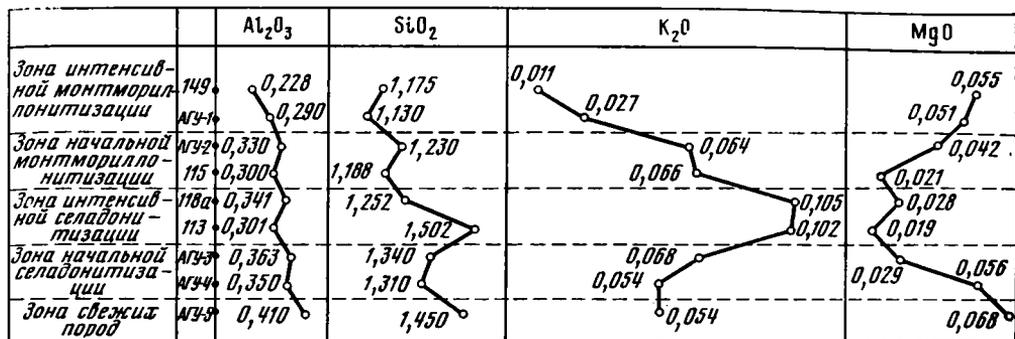
О температурном режиме гидротермальных процессов изменения трахиандезитов Саригюх дают представление данные А. Х. Хакимова (1966), который, пользуясь методом гомогенизации газовой-жидких включений, установил в Саригюхе максимальную температуру образования опалов 250—300°С, зернистого кварца 180—255°С и горного хрусталя и аметиста 80—180°С. Отсюда можно считать, что в интервале



Фиг. 5. Структурные особенности глинистых минералов

A — рентгенодифрактограммы глинистой фракции $<0,001$ мм продуктов изменения верхнесантонских трахиандезитов Саригюх. Ориентированные препараты: **a** — воздушно-сухой, **б** — насыщенный этиленгликолем, **в** — прокаленный при 500°C . **B** — графики преобразований Фурье смешанослойных селадонит-сметитовых минералов Саригюха: **A** — селадонитовые, **B** — сметитовые пакеты

$200\text{--}300^{\circ}\text{C}$ развивались процессы образования селадонита и смешанослойных селадонит-монтмориллонитовых минералов I типа (с преобладанием селадонитовых пакетов). В интервале $80\text{--}200^{\circ}\text{C}$ образовывались смешанослойные селадонит-монтмориллонитовые минералы с преобладанием набухающих пакетов и мономинеральные монтмориллонитовые глины (бентониты). Эти параметры совпадают с данными С. И. Набоко (1966) об условиях образования диоктаэдрического монтмориллонита на современных геотермических полях Камчатки. О солевом составе термальных вод Саригюх можно судить по анализам поровых вод, отжатых прессом из бентонитовых глин промышленного пласта. Воды, как и в Аскане, показали слабую кислую реакцию среды с $\text{pH } 6,0$. Для заключительной стадии аргиллизации в Саригюх характерно наличие растворенного SiO_2 до 32 мг/л, являющегося остатком от преобразования вулканического стекла в монтмориллонит (Slaughter, Earleu, 1965).



В

Фиг. 6. Графики динамики приноса и выноса элементов из зон гидротермального изменения трахиандезитов Саригюха

График динамики выноса элементов, составленный по изоволюметрическому методу Г. Милло и М. Бонифа (Millot Bonifas, 1955), показал (фиг. 6), что на первой стадии гидротермального изменения трахиандезитов (при начальной селадонитизации) происходит небольшой вынос SiO₂ (9,4%) и Al₂O₃ (до 13,2%) и более заметный вынос MgO (до 36,8%) от содержания их в исходных породах. Привнос же K₂O в эту зону составляет лишь 13%.

На стадии сильной селадонитизации происходит интенсивный привнос K₂O (до 37,7%) при продолжающемся выносе MgO (до 34,9%) и Al₂O₃ (до 10,7%). Это подтверждает наш вывод о генерации селадонит-монтмориллонитовых минералов в условиях интенсивного эндогенного привноса катионов калия.

В стадии монтмориллонитизации усиливается вынос Al₂O₃ (до 18,2%), SiO₂ (до 10,8%) и особенно K₂O (до 77,4%) при интенсивном привносе MgO (до 89,3%). Обилие в растворах катионов Mg²⁺, по Т. Мумптону и Р. Рою (Mumpton, Roy, 1958), заметно повышает растворимость Si⁴⁺ и рН среды, благоприятствуя процессу монтмориллонитизации.

2. Гидротермальные изменения эоценовых андезито-трахитовых туфов Асканского месторождения бентонитов Грузии (в зоне свинцово-цинкового, сульфидного оруденения)

Геология

Наблюдавшиеся нами продукты окolorудного глинообразования приурочены к формации щелочных калиевых андезито-трахитовых туфов. Эта формация, по Г. С. Дзоценидзе (1965), весьма характерна для верхнеэоценовой фазы магматизма Аджаро-Триалетского хребта. Эоценовый бассейн этой геотектонической зоны имел морской геосинкли-

нальный характер с интенсивным накоплением в нем вулканогенного, в том числе пеплового и тефрогенного материала, и быстрыми изменениями глубины отложения осадков. Эти особенности осадконакопления ослабляли влияние на осадки морского режима и способствовали интенсивности поствулканических изменений.

Тектоническое положение толщи измененных андезито-трахитовых туфов в районе Асканского месторождения бентонитов определяется следующим. Она образует антиклинальную складку, осложненную сбросом в северо-восточной части. В юго-западном направлении андезито-трахитовые туфы погружаются под перекрывающую их вулканогенную толщу. В западном направлении в лежащем боку бентонитового пласта на дневную поверхность выходят трахиты (см. фиг. 4, В).

Петрография

Вулканогенные породы, подвергшиеся гидротермальным изменениям, представлены литокристаллокластическими андезито-трахитовыми туфами. Последние содержат вкрапленники плагиоклаза (андезина), ортоклаза, биотита и моноклинных пироксенов. Основная масса сложена измененным (раскристаллизованным) вулканическим стеклом, насыщенным микролитами плагиоклаза, авгита, чешуйками биотита и ортоклазом. Структура основной массы трахитовая.

По степени аргиллизации вулканогенных пород петрографически можно выделить четыре зоны.

В первой из них изменение затрагивает вулканическое стекло, по которому развиваются диоктаэдрическая гидрослюда 1М, цеолиты, лейкоксен и кварц.

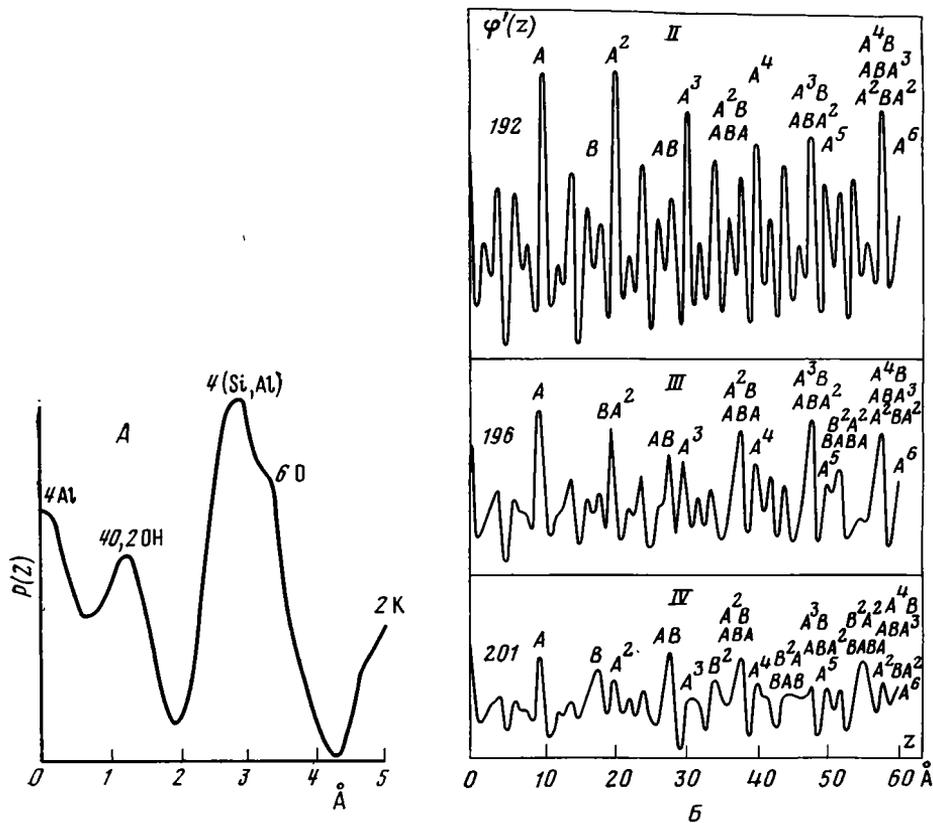
Во второй зоне изменению подверглись вулканическое стекло, вкрапленники моноклинного пироксена, пластинки и чешуйки биотита, сохраняются лишь реликты плагиоклаза и ортоклаза. Появляются мелкие радиально-лучистые агрегаты хлорита.

Третья зона изменения представлена туфогенной глиной, образовавшейся по андезито-трахитовым туфам. В ней различаются агрегаты мелких удлиненных кристаллов кварца. Они образуются и в результате высвобождения SiO_2 при формировании монтмориллонита (Slaughter, Earleu, 1965).

Четвертой зоной изменения мы считаем конечный продукт преобразования витрокластичности пеплового и пемзового типа в более или менее чистый монтмориллонит.

Глинистые минералы в зонах околорудного изменения андезито-трахитовых туфов Асканы

В 1964 г. в юго-западной части Цихисубанского карьера (в районе скв. 52) были обнаружены крупные глыбы свинцово-цинковой сфалерит-галенитовой руды. С южной стороны эта рудная жила граничила с обеленными туфами, но сам контакт был перекрыт осыпью. В северном направлении от свинцово-цинковой жилы к качественным промышленным бентонитам наблюдались четыре пятнистые зоны гидротермального изменения трахиандезитовых туфов: 1) окварцевания и гидрослюдизации, 2) переходная зона от гидрослюдизации к инициальной монтмориллонитизации, 3) умеренной монтмориллонитизации и 4) интенсивной монтмориллонитизации (см. фиг. 4, А). Зоны связаны между собой постепенными переходами и образуют сводный структурно-минералогический ряд гидрослюда 1М→алевардит (рекорит)→неупорядоченные слюда-монтмориллонитовые минералы→монтмориллонит. Он состоит из пяти структурных типов: I—Al-гидрослюда 1М (обр. 175, 200, 207); II—смешанослойный слюда-монтмориллонитовый минерал (обр. 192) с преобладанием слюдистых пакетов с $A : B \approx 90 : 10$; III—упорядоченный слюда-монтмориллонит (обр. 196) с $A : B \approx 80 : 20$; IV—



Фиг. 7. Рентгенографические особенности глинистых минералов Асканы
 А — одномерный синтез Фурье диоктаэдрической гидрослюда 1 М; Б — графики преобразований Фурье смешанослойных слюда-сметитовых минералов

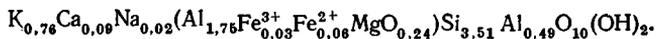
неупорядоченный слюда-монтмориллонит еще с преобладанием гидрослюдистых пакетов (обр. 201) с $A : B \approx 60 : 40$; V — монтмориллонит (бентонит) с реликтовой пеплово-туфогенной микроструктурой (обр. 164).

Ниже приводится краткая структурно-минералогическая характеристика ряда. Более подробные данные публиковались в работе М. А. Ратеева и Б. П. Градусова (1970).

Зона обеленных окварцованных и гидрослюдизированных туфов (обр. 200, 207) характеризуется мономинеральным составом глинистой фракции $< 0,001 \text{ мм}^3$, сложенной хорошо окристаллизованной, эталонной чистоты гидрослюдой полиморфной модификации 1М. Гидрослюда имеет рефлексы, типичные, по Йодеру и Югстеру (Yoder, Eugster, 1955), для полиморфной модификации 1М (см. фиг. 2, Б). Она отличается высоким процентом $\text{K}_2\text{O} > 8\%$ при низком содержании $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} = 1,62\%$ и $\text{MgO} = 2,27\%$ (см. табл. 2). Это согласуется с одномерным синтезом Фурье (фиг. 7, А), показавшим, что слюда содержит мусковитовые связующие прослойки без признаков набухающих межслоевых промежутков. Оптические свойства гидрослюда 1М (обр. 200): $N'g = 1,580$; $N'p = 1,552$; $N'g - N'p = 0,028$.

По электронографическим определениям Б. Б. Звягина параметры элементарной ячейки гидрослюда 1М таковы: $a = 5,20$; $b = 9,00$; $c = 10,2 \text{ Å}$, $\beta = 100^\circ 20'$. Ее кристаллохимическая формула имеет вид

³ Фракция $< 0,001 \text{ мм}$ выделена из породы декантацией без всякой химической обработки.



В зоне окварцевания и гидрослюдизации гидрослюда 1М замещает преимущественно стекловатый базис туфов.

Зона перехода от гидрослюдизации к инициальной монтмориллонитизации развита по сильно глинизированным пятнистым туфам (обр. 192, 196). Глинообразование характеризуется здесь постепенным убыванием слюдистых пакетов в смешанослойных слюда-монтмориллонитовых минералах от $A : B \approx 90 : 10$ до $A : B \approx 80 : 20$ и появления признаков упорядоченного их чередования (см. фиг. 7, Б). Для начальных моментов этой зоны характерна значительная роль крупных слюдистых блоков A^4 , A^5 , A^6 и промежуточная модификация 1М—1М_d. В конечных фазах явно выражена упорядоченность по мотивам A^2B и A^3B , что дает право относить эти минералы к ректоритам. В обеих фазах не встречены сочетания BB .

Зона умеренной монтмориллонитизации представлена зеленой туфогенной глиной (обр. 201). Глинистая фракция последней состоит нацело из смешанослойного минерала с нарастанием монтмориллонитовых пакетов до 40% ($A : B \approx 60 : 40$) со слабыми признаками упорядоченности чередования.

В *зоне интенсивной монтмориллонитизации* пирокластических пород образуется бентонит чисто смектитового состава (иногда с незначительной примесью кристаллитов бейделлита), обладающий реликтовой пеплово-туфогенной микроструктурой.

В итоге можно сказать, что промежуточные смешанослойные минералы различны не только по количественному соотношению пакетов, но и по закону их чередования. Общая направленность изменений и структурной упорядоченности связана с переходом модификации 1М через промежуточные формы к структуре монтмориллонита. Характерно, что подобная трансформация сопровождается понижением K_2O в составе глинистой фракции $< 0,001$ мм с 8,44 до 0,47% (см. табл. 2).

Физико-химические особенности образования гидрослюда 1М и ректоритов

Верхняя температурная граница глинообразования в Аскане с генерацией калиевой гидрослюда 1М может быть принята около 200°С по расчетам А. А. Попова (1967) для системы серицит—галенит. Температура в 200°С хорошо совпадает с нижним пределом гидротермального образования калиевых слюд по Ч. Мейеру и Д. Хемли (1970). Верхний предел образования относительно низкотемпературных ректоритов порядка 100°С может быть установлен по данным минералогической термометрии Е. К. Лазаренко и др. (1966) для гидротермального парагенеза кварц—алевардит. Величина рН термальных растворов, по расчетам А. А. Попова, для системы серицит—галенит полиметаллических месторождений варьировала от 3,7 до 5,7. Поровые воды, отжатые из бентонитовой глины («асканглины») Асканского месторождения, имели рН 5,5—6,0. Таким образом, можно полагать, что термальные растворы (особенно на стадии гидрослюдизации и окварцевания) имели слабокислую реакцию и, по всей вероятности, калиево-натровый хлоридный тип. Этот тип вод является относительно более высокотемпературным и обычно характеризуется эндогенным привнесом калия, как это наблюдалось на Камчатке (Набоко, 1966) и в Ниланской системе в Калифорнии. При понижении температуры гидротермальных растворов до интервала 50—100°С происходит переход их из хлоридного в карбонатный тип, когда развиваются минералы группы монтмориллонита и анальцима (Набоко, 1966). В эту фазу глинообразования при постепенном снижении в растворах концентрации щелочных катионов и активации катионов Mg^{2+} происходила генерация упорядоченно смешано-

слоистых монтмориллонитовых минералов типа алевардита-ректораита. На этом этапе катионов K^+ и Na^+ не хватало для постройки жесткой межпакетной прокладки с катионами K и Na , характерной для слюд, в силу чего структурные пакеты гидрослюды начинали чередоваться с лабильными монтмориллонитовыми пакетами. Последовательность гидротермального глинообразования в Аскане (от гидрослюды к монтмориллониту) подтверждается находением К. Суми (Sumi, 1969) аналогичного ряда на геотермальном поле Мацукава в Японии. К. Суми выделяет там между основными зонами хлорита и монтмориллонита подзону глинистых минералов с парагенезом серицит→упорядоченно-смешанослойный серицит-монтмориллонитовый минерал→монтмориллонит.

Особенности гидротермального глинообразования на позднегеосинклинальной стадии

Из орогенных формаций, завершающих геосинклинальное развитие, мы описали два примера, из которых оба относятся к орогенной субконтинентальной стадии развития (Моссаковский, 1975).

Для формации эоценовых андезито-трахитовых туфов Асканы Центрального Кавказского хребта, как и для сантонских трахиандезитовых лав Саригюха Малого Кавказа, было характерно субмаринное, реже — субаэральное осадконакопление, в мелководных условиях, с наличием вулканических островов, с трещинным, реже центральным вулканизмом, с обилием разломов и известково-щелочным (или щелочноземельным) и щелочным типами магмы. Все это характерно для вулканических комплексов континентальной стадии, описанных А. В. Пейве и др. (1972, 1976), А. А. Моссаковским (1975) и другими авторами.

Родоначальные породы обоих изученных комплексов эоценовых андезито-трахитовых туфов Асканы и сантонских трахиандезитов Саригюха, как и глинистых продуктов их образования, характеризуются повышенным содержанием калия. K_2O составляет в них обычно $\geq 5\%$ (см. табл. 2). Но, характеризуясь повышенным содержанием калия, породы этих вулканических комплексов заметно отличаются друг от друга по содержанию в них других важнейших силикатообразующих элементов — алюминия, железа и кремния.

Так, в эоценовых андезито-трахитовых туфах Асканы гидротермальное глинообразование происходило на относительно более высокотемпературном этапе при повышенных количествах глинозема и некотором недостатке железа и SiO_2 . Отсюда и аутигенная генерация высококальцевой диоктаэдрической гидрослюды $1M$, в которой содержания K_2O и Al_2O_3 приближаются к таковым в мусковите. Однако образованию последнего здесь препятствовала слишком низкая температура, вероятно, не превышавшая $200^\circ C$. С данной физико-химической обстановкой хорошо гармонируют и другие члены ряда — К-ректораиты, также обладающие повышенным содержанием Al_2O_3 и K_2O .

При гидротермальном изменении сантонских трахиандезитов Саригюха недостаток Al_2O_3 компенсировался Fe_2O_3 на фоне обилия SiO_2 . Отсюда образование железистых селадонитовых и селадонит-монтмориллонитовых смешанослойных минералов (с преобладанием селадонитовых пакетов) на более высокотемпературном этапе глинообразования. Таким образом, структурно-минералогические особенности эволюционных рядов позднегеосинклинального, орогенного этапа также находят свои петрохимические причины.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. В итоге изучения гидротермального глинообразования на различных стадиях развития геосинклиналей устанавливаются своеобразные специфические структурно-минералогические эволюционные ряды гли-

нистых минералов. Так, для изменения пород собственно океанической стадии (силур, Кос-Истек) весьма характерен железисто-магнезиальный ряд хлорит-монтмориллонитовых упорядоченно-смешанослойных корренситовых минералов. Для измененных пород островодужной стадии, среди продуктов гидротермального изменения девонских рудовмещающих пород Гайского района Южного Урала, установлена натровая ветвь глинообразования с обилием парагонита, На-алевардитовых (Наректоритовых) и неупорядоченных парагонит-монтмориллонитовых смешанослойных минералов.

Продукты гидротермального изменения вулканических комплексов субконтинентальной орогенной стадии оказались высококалиевыми с образованием калиевой маложелезистой гидрослюдь 1М и К-ректоров в эоцене Асканы и железисто-калиевых селадонитовых и селадонит-сметитовых смешанослойных минералов в сантоне Саригюха.

Эти примеры являются типичными, но отнюдь не исчерпывающими все многообразие гидротермально-метасоматического геосинклинального глинообразования.

2. Обнаружение во всех случаях гидротермального изменения вулканогенных пород закономерно построенных эволюционных рядов метастабильных смешанослойных образований оказалось правилом, а не исключением. Они отражают последовательность глинообразования от более высокотемпературных фаз к более низкотемпературным и сводную метасоматическую зональность гидротермальной аргиллизации. Последняя во многих случаях осложнена наложением повторных или последующих минеральных фаз. В дальнейшем смешанослойные, метастабильные минералы могут оказаться хорошими индикаторами условий гидротермально-метасоматического глинообразования.

3. При изучении его необходим строгий формационный подход как к вулканогенным осадочным сериям, так и к вулканическим комплексам и не менее строгий выбор объектов, лишённых признаков воздействия гипергенеза или метаморфизма.

4. Создание учения о гидротермальном глинообразовании в дальнейшем может быть более эффективным при одновременном комплексном исследовании не только метастабильных тонкодисперсных слоистых силикатов, но и газово-жидких включений в реликтовых минералах и жидкой фазы в виде поровых (интерстиционных) вод, содержащихся в глинистых продуктах.

5. Итоги, полученные в результате многолетних исследований, позволяют утверждать, что стадии развития геосинклиналей (Пейве и др., 1972, 1976) имеет свою специфику не только в отношении геотектоники и вулканизма, но и в вещественном составе поствулканического гидротермального глинообразования.

ЛИТЕРАТУРА

- Авакян Г. С. Об условиях образования Саригюхского месторождения бентонитовых глин.— Изв. АН АрмССР, отд. Наук о земле, 1968, № 5.
- Ачикгезян С. О., Мхитарян Р. Г., Налбандян Э. М. Об особенностях околорудных «серицитов» некоторых колчеданных месторождений Северной Армении.— Докл. АН АрмССР, 1968, т. 47, № 2.
- Бородаевская М. Б., Шират Е. П., Кубанов Н. К. Среднедевонские силурийские вулканогенные формации Южного Урала.— Тр. Ин-та геол. и геохимии УНЦ АН СССР, 1973, вып. 100.
- Виар Ж., Сабатье Г. Проблемы петрологии и генетической минералогии, т. 1. М., «Наука», 1969.
- Волостных Г. Т. Аргиллизация и оруденение. М., «Недра», 1972.
- Градусов Б. П. Смешанослойные образования из мусковитового и монтмориллонит-бейлеллитового пакетов. Изв. АН СССР. Сер. геол. 1969, № 10.
- Градусов Б. П. О диоктаэдрических хлоритах.— Литол. и полезн. ископ., 1971, № 4.
- Дзоценидзе Г. С. Влияние вулканизма на образование осадков. М., «Недра», 1965.

- Дьяконов Ю. С. О прямой расшифровке рентгенограмм смешанослойных минералов при помощи методов преобразования Фурье. Рентгенография минерального сырья, вып. 1. М., «Недра», 1962.
- Зотов А. В., Русинов В. Л. Зональность и парагенезисы в околорудных породах на двух месторождениях типа Куроко в Японии.— В кн.: Метасоматизм и оруденение. М., «Наука», 1975.
- Иванов С. Н., Кориневский В. Г., Нечеухин В. М., Смирнов Г. А., Червяковский Г. Ф., Челноков В. П. О принципах формационного расчленения эвгеосинклинальных вулканических образований Южного Урала.— В кн.: Силуро-девонский вулканизм Южного Урала. М., «Наука», 1975.
- Коржинский Д. С. Теория метасоматической зональности. М., «Наука», 1969.
- Королев Ю. М. О структуре калиевого алевандита из Кули-Колона.— Докл. АН СССР, 1965, т. 162, № 1.
- Мейер Ч., Хемли Д. Околорудные изменения вмещающих пород.— В кн.: Геохимия гидротермальных рудных месторождений. М., «Мир», 1970.
- Моссаковский А. А. Орогенные структуры и вулканизм палеозойской Евразии.— Тр. ГИН АН СССР, 1975, вып. 268.
- Мнацаканян А. Х., Петров И. Х., Яшвили Л. П. Вулканизм и формирование минеральных месторождений в альпийской геосинклинальной зоне. Новосибирск, «Наука», 1973.
- Набоко С. И. Современные фракции гидротермально измененных пород.— В кн.: Современный вулканизм. М., «Наука», 1966.
- Пейве А. В., Штрейс Н. А., Моссаковский А. А., Перфильев А. С., Руженцев С. В., Богданов Н. А., Буртман В. С., Книппер А. Л., Макарчев Г. И., Марков М. С., Суворов А. И. Палеозой Евразии и некоторые вопросы эволюции геосинклинального процесса.— Сов. геология, 1972, № 12.
- Пейве А. В., Яншин А. Л., Зоненшайн Л. П., Книппер А. Л., Марков М. С., Моссаковский А. А., Перфильев А. С., Пуцаровский Ю. М., Шлезингер А. Е., Штрейс Н. А. Становление континентальной земной коры Северной Евразии.— Геотектоника, 1976, № 5.
- Поспелов Г. Л. Парадоксы, геолого-геофизическая сущность и механизмы метасоматоза. Новосибирск, «Наука», 1973.
- Попов А. А. Синтез мусковита и парагонита при температурах 350—500° С.— Геохимия, 1976, № 10.
- Ратеев М. А., Градусов Б. П. Структурные преобразования андезитовотрацитовых туфов Асканы в зоне гидротермального сульфидного оруденения.— Литол. и полезн. ископ., 1970, № 1.
- Ратеев М. А., Градусов Б. П., Ильинская М. Н. Смешанослойные образования ряда хлорит-монтмориллонита, связанного с постмагматическими изменениями вулканических пород силура Южного Урала.— Литол. и полезн. ископ., 1972, № 4.
- Ратеев М. А., Градусов Б. П., Ильинская М. Н. Гидротермальная аргиллизация верхнесантоновских вулканогенных пород и ее роль в формировании бентонитов Саригух (АрмССР). Изв. АН СССР. Сер. геол., 1979, № 12.
- Ратеев М. А., Градусов Б. П., Ильинская М. Н. Глинистые минералы — продукты гидротермальных преобразований кислых рудовмещающих пород Гайского медноколчеданного месторождения (Южный Урал). Бюл. МОИП. Отд. геол., т. 52(2).
- Руженцев С. В. Некоторые особенности тектонической структуры Косистекского района.— Докл. АН СССР, 1971, т. 196, № 1.
- Смирнов В. И. Вулканы и руды.— Вестн. АН СССР, 1974, № 4.
- Хакимов А. Х. Особенности агата и хрусталеобразования в основных эффузивах. Реферат. М., «Наука», 1966.
- Хворова И. В., Ильинская М. Н. Сравнительная характеристика двух вулканогенно-осадочных формаций Южного Урала. Тр. ГИН АН СССР, 1963, вып. 81.
- Deer W. A., Howie R. A., Zussman J. Rockforming minerals, Longmans. London, 1962, v. 3.
- MacEwan D. M. Types of interstratification in soil clay minerals. 9-th Intern. Congr. of Soil Sci.— Transactions, v. III, Adelaide, Australia, 1968.
- Millot G., Bonifas M. Transformation isolumetriques dans les phenomens de lateritisation et beuxitisation.— Bull. Serv. Carte Geol. d'Alsace et de Lorraine, 1955, v. 8.
- Mumpton T., Roy R. New data on sepiolite and attapulgitite.— Proc. 5-th Nat. Conf. clays and clay minerals. Washington, 1958.
- Sumi K. Zonal distribution of clay minerals in the Matsukawa geothermal area. Japan Proc. Intern. Clay Congr., 1969, v. 1, Tokyo.
- Slaughter M., Earley J. W. Mineralogy and geological significance of the Mowry Bentonites Wyoming.— Geol. Surv. Amer., Spec. Papers, 1965, No. 83.
- Yoder H. S., Eugster H. P. Synthetic and natural muscovites.— Geochim. et Cosmochim. acta, 1955, No. 8.
- Zen E-an. Mixed-layer minerals as one-dimensional crystals.— Amer. Mineralogist, 1967, v. 52, No. 5, 6.

УДК 553.492.1 (470.5)

**К ВОПРОСУ О ГЕНЕЗИСЕ БОКСИТОВ БАСЕЙНА р. КАРЫ
(ПОЛЯРНЫЙ УРАЛ)**

Б. М. МИХАЙЛОВ, Г. В. КУЛИКОВА, В. А. ЗЕМОВ

Приведены результаты изучения минерального и химического состава рудоносного горизонта, подстилающих и перекрывающих его карбонатных пород в бассейне р. Кары. Подстилающие породы живецкого яруса представлены биогермными известковистыми доломитами, перекрывающие породы франа — углисто-глинистыми, кремненными часто милонитизированными известняками с незначительным содержанием доломита. Бокситовые породы бобово-обломочные, диаспор-хлоритоидные. Процессы динамометаморфизма и гидротермальной переработки во второй половине карбона привели к образованию тектонических брекчий и глинок трения на контактах бокситовых пород с вмещающими карбонатными, раздоломичиванию подстилающих пород, образованию милонитов. Эти процессы также обусловили перекристаллизацию первичного бокситового вещества и образование метаморфогенных минералов. Предполагается, что концентрация бокситового вещества происходила в виде линзовидных прослоев среди углисто-кремнисто-карбонатных илов в условиях мелководного бассейна.

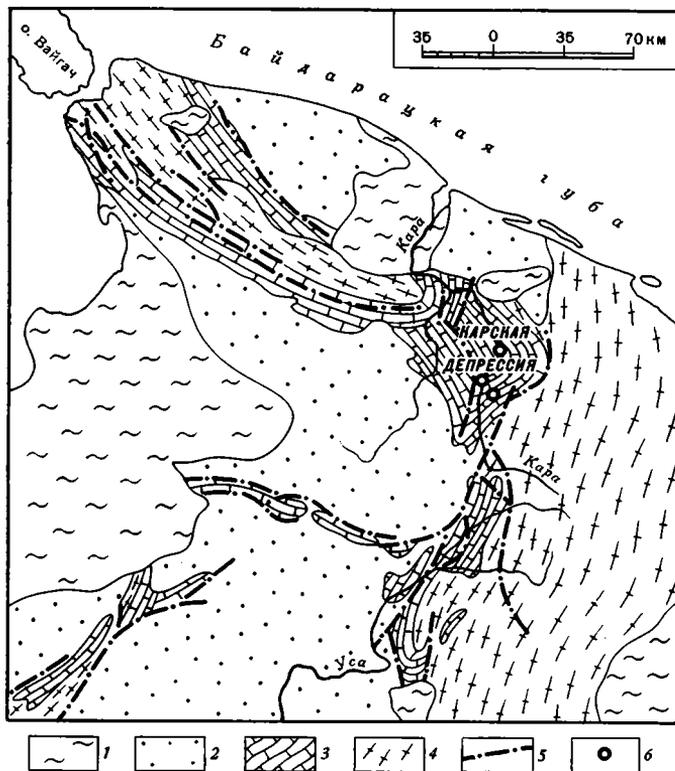
Линзовидные тела бокситов в среднем течении р. Кары были обнаружены в 1971—1972 гг. По мнению их первооткрывателя В. В. Боровского, прерывистый пласт бокситов мощностью от 0 до 5 м и длиной 300 м с эрозийным перерывом залегает на закарстованной размытой поверхности верхнедевонских известняков и перекрыт слабобитуминозными глинистыми известняками от темно-серого до черного цветов, предположительно раннекаменноугольного возраста (Боровский, 1973; Боровский и др., 1976). По другим авторам, бокситы в этом районе образуют небольшие карстовые тела, приуроченные к континентальному перерыву между карбонатными толщами среднего и верхнего девона (Першина, Петров, 1974).

В течение 1974—1978 гг. авторы статьи детально знакомилась с геологическим строением бокситовых проявлений и провели обработку собранных коллекций. В результате этих работ удалось получить новые данные о закономерностях накопления и последующей локализации рудных тел, которые могут быть использованы при оценке перспектив бокситоносности всей Карско-Усинской структуры (Михайлов, Торшин, 1976).

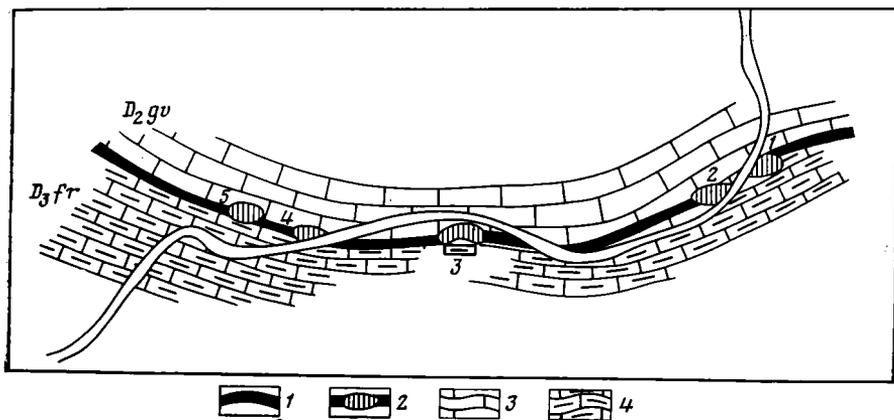
ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ БОКСИТОПРОЯВЛЕНИЙ

Бокситопроявления обнажаются в береговых обрывах среднего течения р. Кары. В структурном отношении этот район приурочен к северо-восточному крылу крупной синклинали, ядро которой сложено кремнисто-карбонатными породами нижнего карбона, а крылья — девонскими известняками и доломитами (фиг. 1).

В свою очередь синклиналь является частью крупной Карско-Усинской синклинойной структуры, сложенной в основном карбонатными отложениями силура и девона. Река Кара в среднем течении делает не-



Фиг. 1. Схема расположения рудопоявлений в бассейне р. Кары
 1 — четвертичные отложения, 2 — пермь-триасовые терригенные отложения, 3 — девон-каменноугольные существенно карбонатные отложения, 4 — додевонские отложения, в различной степени метаморфизованные, 5 — главные тектонические нарушения, 6 — рудопоявления бокситов



Фиг. 2. Схема размещения бокситопоявлений вдоль контакта D_3fr-D_2gv в среднем течении р. Кары
 1 — рудный горизонт, 2 — рудопоявления бокситов «Кара-1—4», 3 — карбонатные отложения, D_2gv , 4 — углисто-глинистые известковистые отложения, D_3fr

большую широтную излучину, приуроченную к зоне контакта светло-серых известковистых доломитов предположительно живетского возраста и темно-серых углисто-карбонатных пород франа. Линия контакта очень извилиста и часто переходит с одного берега реки на другой, иногда удаляясь в сторону на 200—500 м. Контакт прослежен в обнажениях, горных выработках и в скважинах на расстоянии более 4 км. Вдоль контакта встречено пять рудных тел, соответственно названных «Кара-1», «Кара-2» и т. д. (фиг. 2). Наиболее представительный разрез как подстилающих, так и перекрывающих пород нами описан в районе рудопроявления «Кара-4». Здесь левый берег реки представляет собой сплошное обнажение длиной около 1 км. Во всем обнажении азимут падения пластов — юго-запад—200—230°, угол 60—70°. Литологически разрез довольно разнообразен, хотя и представлен исключительно морскими отложениями, в том числе и морскими бокситами. Описание слов разреза дано снизу вверх.

Средний девон, живетский ярус

1. Карбонатные породы, биогермные. Биогермы — лепешковидные тела неправильной формы размером до 3—5 м в поперечнике, сложены массивным серым доломитом, погружены в голубовато-серый струйчатослоистый известняк 80 м
2. Известняки и доломиты амфиоровые темно-серые, местами переполненные светло-серыми перекристаллизованными амфиорами. На отдельных плоскостях — пленки мельниковита 20 м
3. Зона интенсивно дислоцированных карбонатных пород, сложенная преимущественно вторично перекристаллизованными известняками и доломитами с прослоями милонитов. Милониты — серые сланцеватые породы с многочисленными включениями обломков темно-серых доломитов, заключенных в известковистую сланцеватую «рубашку» 50 м
4. Карбонатные породы тонковолнисто-слоистые голубовато-серые с редкими прослоями темно-серых водорослевых доломитов. Слоистость обусловлена присутствием тонких слойков углистого вещества. . . 100 м
5. Известняки серые плитчатые, переходные к вышележащим породам верхнего девона 3 м

Верхний девон, франкий ярус

6. Бокситоносный горизонт. Известняки углисто-глинистые темно-серые с многочисленными плейчатými микроскладками волочения, придающими породам перемятый облик. Местами известняки фациально замещаются углисто-карбонатными сланцами. Вблизи контакта с карбонатными породами живета наблюдается большое количество тонких включений белого крупнокристаллического кальцита. В основании слоя повсеместно наблюдаются плоскости скольжения, глинки трения и прочие свидетельства микроподвижек. Все обнаруженные в бассейне Кары бокситовые залежи располагаются в нижней части горизонта и представляют собой линзовидные тела темно-серых почти черных диаспор-хлоритовидных пород. Длина этих тел 2—20 м при мощности от 10—20 см до 3—5 м 25 м
7. Известняки глинистые серые плитчатые с пачками углисто-карбонатных тонкослоистых сланцев 300 м
Задерновано 400 м
8. Известняки серые плитчатые с многочисленными прослоями милонитизированных карбонатных пород. В этих прослоях повсеместно встречаются «затертые» обломки темно-серых доломитов и кремнисто-карбонатных пород. Милонитизированные известняки пронизаны тонкими белыми прожилками кварц-кальцитового состава, среди которых встречаются включения флюорита и полевых шпатов 150 м

Далее к западу следует мощная толща отложений D_3-C_1 , сложенная крупными пластами серых часто кремнистых известняков с горизонтами темно-серых кремней, углисто-карбонатно-кремнистых сланцев, известковистых песчаников, алевролитов и кремнистых известняков. Углы падения этих пород меняются от 60—70 до 5—10°.

ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД РАЗРЕЗА

Карбонатные породы живетского яруса

(подстилающая толща, слой 1—5)

Живетский ярус характеризуется частой и незакономерной сменой известняков доломитами.

Биогермные карбонатные породы слоя 1 имеют существенно доломитовый состав (табл. 1, обр. 300). Собственно биогермы (табл. 1, обр. 64) сложены округлыми корродированными скоплениями мелкозернистого доломита, окруженными кальцитовой оторочкой. Карбонатная масса, вмещающая биогермы, состоит из пелитоморфного кальцита (табл. 1, обр. 65) с тонкими линзовидными прослойками доломитовых зерен.

Милонитизированные карбонатные породы слоя 3 состоят из основной перетертой и впоследствии частично перекристаллизованной существенно кальцитовой массы — милонита, содержащей многочисленные овальной формы включения темно-серых известковистых доломитов. Милониты обычно волнисто-слоистые, сложены микро- и мелкозернистым кальцитом с мелкими удлиненными (рассланцованными) включениями доломита либо доломитовых зерен, частично замещенных кальцитом. Обращает на себя внимание присутствие в нерастворимом осадке милонита (см. табл. 1, обр. 67) муассанита — очень редко встречающегося в природе карбида кремния.

Включения (обломки) известковистых доломитов обычно окружены плотной каймой милонита (фиг. 3) и в стенках обнажений имеют вид вытянутых цепочками эллипсоидных конкреций. Состоят они примерно из равных частей доломита и кальцита (см. табл. 1, обр. 68). По реликтам ромбоздров доломита на кальцитовых участках можно предполагать, что первично они имели существенно доломитовый состав. Обломки пронизаны кальцитовыми жилками, в которых видны реликты кальцитизированного доломита, а также новообразования кварца. В обломках, напоминающих псевдоконкреции, присутствует углистое вещество и мелкокристаллический пирит. Характерно отчетливо наблюдаемое почти во всех «псевдоконкрециях» скопление белого крупнокристаллического кальцита у их «носиков» (см. фиг. 3). Именно к ним приурочены выделения кварца. На рентгенограмме нерастворимого остатка «псевдоконкреции» отчетливо выделяются линии иллита и $Mg-Fe$ -хлорита, слабый рефлекс $\sim 4 \text{ \AA}$, возможно, обусловлен примесью диаспора.

Карбонатные породы слоя 4 представлены преимущественно известковистыми доломитами (см. табл. 1, обр. 41), переходящими в известняки (см. табл. 1, обр. 62), с отчетливо наблюдаемыми в шлифах реликтами структуры доломитов. Породы, как правило, мелко-, реже среднезернистые с примесью углистого вещества в виде прерывистых слоев мощностью до 1—2 мм.

Характерной особенностью нерастворимого остатка известняков является присутствие в нем разнообразного комплекса минералов. Особенно это касается глинистой фракции, где наряду с широко распространенным во всей толще карбонатных пород девона иллитом присутствуют судонит, Na-ректорит, парагонит, возникновение которых можно рассматривать как результат преобразования глинистого вещества в условиях начальных стадий метаморфизма или гидротермальной деятельности.

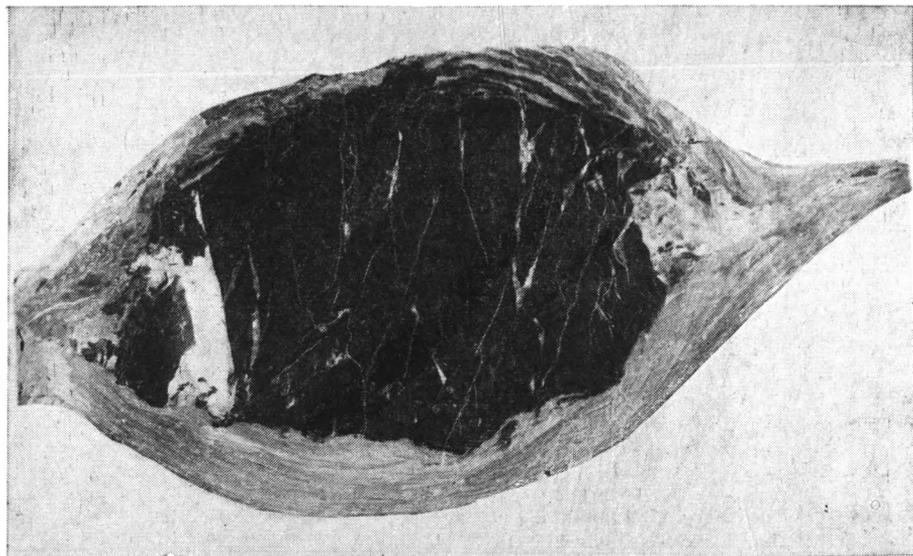
Таблица 1

Минеральный состав пород

Ярус	Положение пород	№ образца	Порода	Н. о., %	Карбонаты, %		Минеральный состав н. о. (фр. 0,25—0,10 мм)		Рентгенографическое исследование глинистых частиц (фр. <0,001 мм), % от н. о.
					кальцит	доломит	тяжелая фракция, %	легкая фракция, %	
Франский	Покрывающие	71	Доломитовый известняк (псевдоконкреция)	2,6	60,2	37,0	0,11 Пирит — р. з., турмалин, эпидот, муассанит, амфибол — е. з.	99,89 Кварц с включениями углистого вещества	6,1 Иллит, следы хлорита или каолинита, гетит, небольшая примесь кварца
		63	Кварц - кальцит - флюоритовый прожилок из доломитового известняка	--			0,62 Флюорит, пирит — е. з.	99,38 Кальцит, кварц, полевой шпат — е. з.	Не опр.
		48	Угристо-кремнистый пloyчатый известняк	19,0	80,2	Сл.	1,41 Пирит, обломки углистых пород, анатаз — е. з.	98,59 Кварц, полевой шпат	4,0 Иллит, незначительная примесь минерала монтмориллонитовой группы, следы хлорита или каолинита
		304	Угристо-кремнистый известняк	44,0	55,5	Не обн.	0,01 Пирит — р. з., ильменит, брукит, анатаз, циркон, эпидот, дистен, амфибол, хлорит, хромит — е. з.	99,99 Кварц	2,1 Иллит, примесь кварца
		6	То же	27,0	69,4	3,2			
		69	Карбонатные включения в рудном теле	20,6	77,6	Не обн.	98,56 Хлорит с углистыми включениями, пирит, брукит — е. з.	1,44 Кварц	4,0 Хлорит, небольшая примесь рутила и диаспора (?)
	53	Охристо - глинистые образования			Некарбонатные	39,51 Хлорит, пирит, апатит — е. з.	60,49 Мусковит типа 2M ₁	8,5 Иллит, Na-ректорит, небольшая примесь судонита и парагонита, гетит	
	47	Тектоническая брекчия на контакте с под-			Слабокарбонатные породы, содер-	99,74 Обломки углистых	0,26 Кварц, полевой шпат,		

Живет-ский	Подсти-ляющие	стиляющими породами	жание карбонатов 5—10%			пород с пиритом, пи-рит, диаспор, хлорит, хлоритоид, гранат, сфен — е. з.	слюда	
		39 Тектоническая брек-чия на контакте с руд-ным телом	»			98,94 Обломки углистых по-род с пиритом, пирит, хлорит, хлоритоид, эпи-дот — е. з.	1,06 Кварц, полевой шпат, слюда, обломки угли-стых пород, биотит — е. з.	Не опр.
		45 Тектоническая брек-чия на контакте с руд-крывающими породами	»			93,83 Хлорит с углисты-ми включениями, пи-рит, эпидот, хромит — е. з., гранат, диаспор, амфибол, магнетит	6,17 Обломки углистых пород, кварц, полевой шпат	
		62 Известняк светло-серый	1,4	97,8	Не обн.	39,25 Пирит, гематит, ба-рит, эпидот, циркон, рутил, анатаз	60,75 Кварц, углистое ве-щество, слюда, полевой шпат — р. з.	9,1 Судоит, иллит, На-ректорит, незначи-тельная примесь парагонита (?), следы гетита и рутила
		41 Известковистый до-ломит серый	2,2	20,5	76,9	2,75 Пирит, мусковит — р. з., циркон, анатаз — е. з., турмалин	97,25 Кварц, полевой шпат — р. з.	33,9 Иллит, примесь хло-рита
		68 Известковистый до-ломит темно-серый (псевдоконкреция)	2,4	52,3	44,5	1,50 Пирит, обломки уг-листых пород, барит — р. з.	98,50 Кварц, обломки уг-листых и хлоритовых пород, лимонит	6,3 Иллит, примесь хло-рита, следы диаспо-ра (?)
		67 Милонит известкови-стый	0,6	92,3	5,5	13,6 Пирит, муассанит, обломки углистых по-род, циркон, амфибол, пироксен, рутил, иль-менит, турмалин, эпи-дот — е. з.	86,4 Хлорит, кварц — е. з.	Не опр.
		65 Известняк струйча-то-слоистый вато-серый	1,4	98,0	2,0	Не опр.	Не опр.	
		64 Известковистый до-ломит серый	2,6	45,6	50,3			
		300 То же	2,4	23,6	72,8			

Примечание: е. з. — единичные зерна; р. з. — редкие зерна; н. о. — нерастворимый остаток.

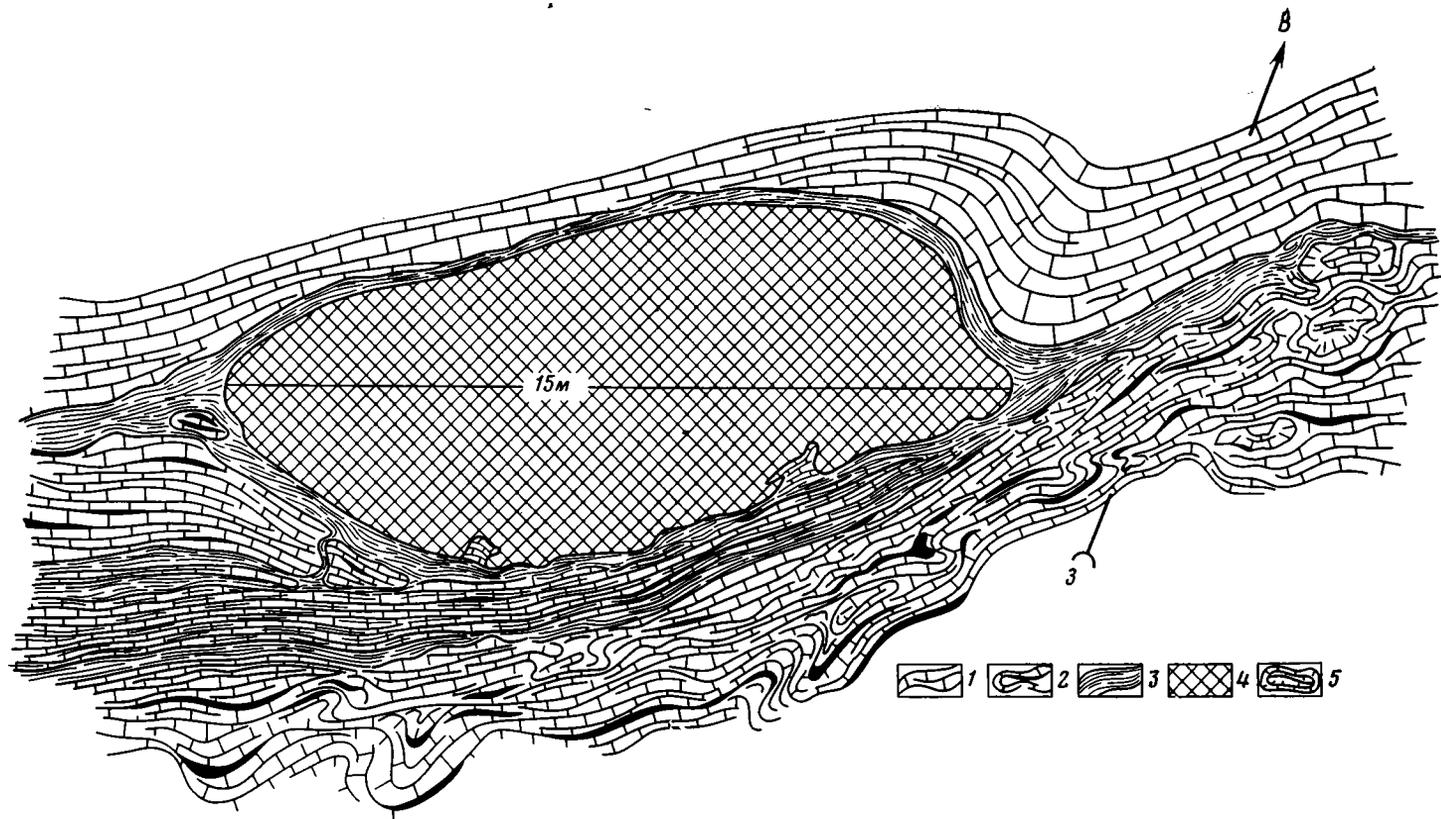


Фиг. 3. «Псевдоконкреция». Обломок известковистого доломита окружен плотной каймой милонита (обр. 68, натуральная величина)

Бокситоносный горизонт (слой 6)

Во всех изученных нами разрезах бокситоносного горизонта наблюдались следы смещения пород в виде многочисленных плоскостей скольжения, вторичной микроплочатости, трещиноватости, по которой развита сеть кальцитовых, кварц-кальцитовых, кварц-пирит-кальцитовых и полевошпатово-кварцевых жилок. Наиболее полно и детально нами было изучено бокситопоявление «Кара-4» (фиг. 4). Рудное тело овальной формы размером 7×15 м здесь обнажается в береговом уступе 1-й надпойменной террасы и частично заходит в узкую пойму. Резкий контакт бокситов с вмещающими породами вскрыт канавами на глубину 1,5 м, а глубже, в интервале от 7,0 до 10,8 м, — скважиной. На дневной поверхности (и в канавах) на контакте развиты охристо-глинистые образования, представляющие собой выветрелые глинки трения. На глубине они переходят в тектоническую брекчию, сложенную обломками бокситов, погруженных во вторично перекристаллизованный кальцит с участками окварцевания и пиритизации. Часто крупные обломки обрамлены линзовидно-прерывистыми милонитами, состоящими из пелитоморфного кальцита, диаспора, пирита, хлорита и хлоритоида. Хлорит с порфиробластами хлоритоида нередко слагает зальбанды кальцитовых жилок, а иногда создает крустификационные каймы вокруг кристаллов кальцита. По периферии тектонических брекчий развиваются серицит и крупночешуйчатый мусковит. Поверхность рудного тела обычно несет следы как динамометаморфизма, так и воздействия термальных растворов. Там, где в бокситоносном горизонте отсутствуют бокситовые тела, тектоническая брекчия состоит из крупнокристаллического кальцита с обязательными включениями хлорита, пирита, обломков углистых пород, слюды и более поздних выделений кварца.

Все пробы, отобранные из тектонических брекчий, характеризуются резко повышенным содержанием в нерастворимом остатке минералов тяжелой фракции (см. табл. 1, обр. 45, 39, 47, 69), что объясняется главным образом широким развитием здесь эпигенетических минералов — пирита, хлорита и хлоритоида.



Фиг. 4. Зарисовка бокситового (диаспор-хлоритового) тела (среднее течение р. Кары, Полярный Урал)

1 — светло-серые известковистые доломиты с редкими нитевидными прослоями органического вещества, D_2gv ; 2 — известняки углисто-глинистые, волнисто-слоистые, перемятые, D_3fr ; 3 — выветренные милониты — перетертые красно-коричневые глины; 4 — диаспор-хлоритовидный боксит с пиритом, кальцитом, содержащий до 3% углистого вещества; 5 — обособленная крупнокристаллического сахаровидного кальцита

Химический состав бокситов*, вес. %

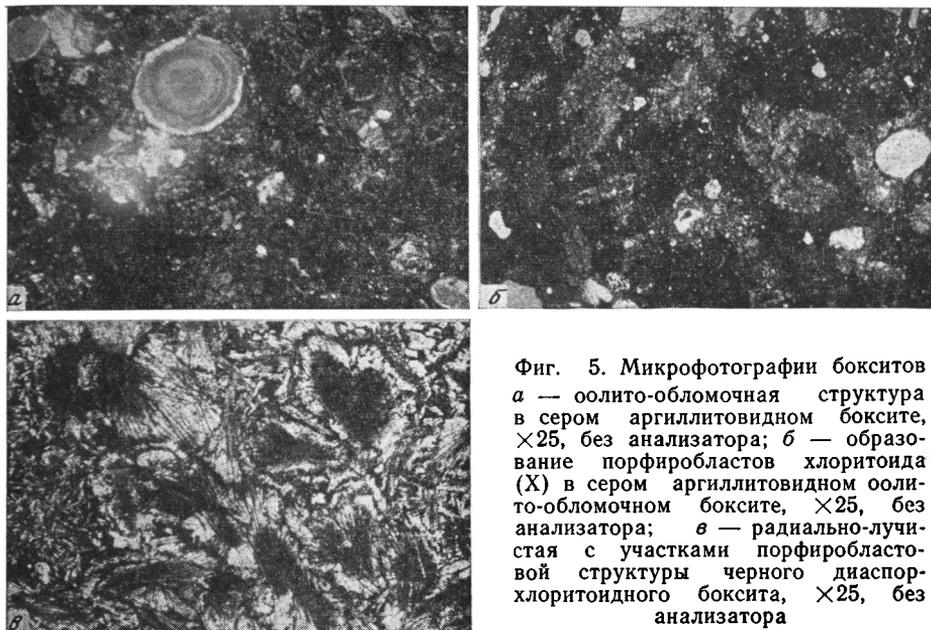
№ образца	Тип боксита	Место взятия	Содержание компонентов							Al ₂ O ₃ /SiO ₂	
			SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	CaO	S		п. л. л.
к-11-1	Серый аргиллитовидный То же	«Кара-3»	6,52	3,22	56,29	14,25	5,04	0,62	0,53	13,80	8,6
к-11-19			7,62	2,90	54,25	5,69	5,40	5,80	3,26	14,53	7,1
к-11-20	Черный массивный То же	»	7,40	2,03	40,83	13,92	3,60	9,80	10,37	12,98	5,5
к-12-5			10,34	2,75	54,48	7,13	10,44	0,50	0,06	12,63	5,3
к-12-14	Светло-серый рассланцованный То же	»	13,50	3,00	51,68	6,10	13,68	0,48	—	11,20	3,9
к-17-11			14,36	3,22	53,04	2,06	14,58	0,39	0,02	10,90	3,7
к-6-2	Аллит диаспоровый слюдистый	«Кара-4»	13,96	3,37	56,11	4,41	0,28	0,28	1,72	12,43	4,0
к-17-2			14,20	3,41	61,32	5,96	1,26	0,72	0,09	12,34	4,3
к-93		«Кара-3»	26,74	2,72	47,25	5,48	2,70	0,25	3,09	10,55	1,4

* Анализы выполнены в химической лаборатории Верхутинской комплексной геологоразведочной экспедиции.

В приповерхностной зоне до глубины нескольких метров тектоническая брекчия, как правило, подвергалась выветриванию, превратилась в пластичную охристую существенно слюдистую массу с отчетливой реликтовой текстурой тектонита (см. табл. 1, обр. 53). В всячем боку рудного тела встречены включения карбонатных пород кальцитового состава (см. табл. 1, обр. 69) с органично-обломочной структурой. Включения пронизаны системой многочисленных мелких трещин, заполненных диаспором и хлоритом.

В рудных телах выделены бокситы трех типов: 1) серые, аргиллитовидные; 2) черные, массивные; 3) светло-серые, рассланцованные. Основная масса крупных рудных тел представлена черными массивными бокситами. Аргиллитовидные и рассланцованные бокситы тяготеют к оболочке рудных тел. В результате изучения шлифов, данных термического и рентгеноструктурного анализов установлено, что бокситы карских рудопоявлений состоят в основном из диаспора, хлоритоида, хлорита и содержат примеси серицита, мусковита, пирита, каолинита. Окраска бокситов обусловлена присутствием углистого вещества на антрацитовый стадии. Высокая степень метаморфизма органического вещества и широкое распространение метаморфогенных минералов в составе руд дают основания предполагать значительную роль метаморфических процессов в формировании современного облика бокситовых пород. Процессы метаморфизма проявились неравномерно, что и обусловило существование трех типов руд.

Серые аргиллитовидные бокситы (табл. 2, обр. к-11-1, 19, 20) характеризуются оолито-обломочными микроструктурами. В шлифах наблюдаются разноокруглые обломки тонкокристаллических диаспоровых пород, хлорит- и каолинит-диаспоровые оолиты в пелитоморфном каолинит- или хлорит-диаспоровом цементе с окрашенным углефицированным органическим веществом (фиг. 5, а). Трещины в серых бокситах обычно выполнены Mg — Fe-хлоритом и



Фиг. 5. Микрофотографии бокситов
a — оолито-обломочная структура в сером аргиллитовидном боксите, $\times 25$, без анализатора; *б* — образование порфиробластов хлоритоида (X) в сером аргиллитовидном оолито-обломочном боксите, $\times 25$, без анализатора; *в* — радиально-лучистая с участками порфиробластовой структуры черного диаспор-хлоритоидного боксита, $\times 25$, без анализатора

кальцитом. В рудах этого типа процессы метаморфизма проявились в образовании редких порфиробластов хлоритоида (фиг. 5, б).

Черные массивные бокситы (см. табл. 2, обр. к-12-5, 14, к-17-11) состоят в основном из хлоритоида и диаспора с примесью хлорита, рутила. При изучении шлифов наблюдаются порфиробласты и радиально-лучистые агрегаты таблитчатых кристаллов хлоритоида и реликты тонкодисперсного диаспор-хлоритового цемента (фиг. 5, в). Жильные минералы черных бокситов представлены хлоритоидом, кальцитом, диаспором. Кристаллы диаспора в жилках достигают 3 мм, нередко крупные порфиробласты диаспора наблюдаются в основной массе породы. Образование таких пород за счет метаморфизма высокоглиноземистых осадочных соединений не вызывает сомнений.

Светло-серые рассланцованные бокситы (см. табл. 2, обр. к-6-2, к-17-2) имеют облик слабо рассланцованных аргиллитов с прожилками слюдяного вещества и мелкокристаллической вкрапленностью пирита. Мелкочешуйчатая слюда типа серицита с низким двупреломлением развивается в тонкокристаллической диаспоровой основной массе породы с реликтами обломочного строения и образует прожилки. С увеличением размеров жилок наблюдается укрупнение чешуек слюды, и жилки мощностью ~ 1 см состоят из крупночешуйчатого мусковита с редкими удлиненными кристаллами силлиманита и диаспора. По данным рентгеноструктурного анализа, обе разновидности слюдястых минералов имеют структуру мусковитового типа.

Слюдисто-диаспоровые бокситы нередко переходят в аллиты (см. табл. 2, обр. к-93). Часто эти породы в зоне выветривания превращены в рыхлые охристые образования с прожилками мусковита желтого цвета. Ассоциация метаморфогенных минералов в бокситах (хлоритоид, мусковит, крупнокристаллический диаспор, пирит) свидетельствует о существенном изменении первично-осадочных пород в условиях зеленокаменной фации метаморфизма.

Карбонатные породы франского яруса
(перекрывающая толща, слои 7—9)

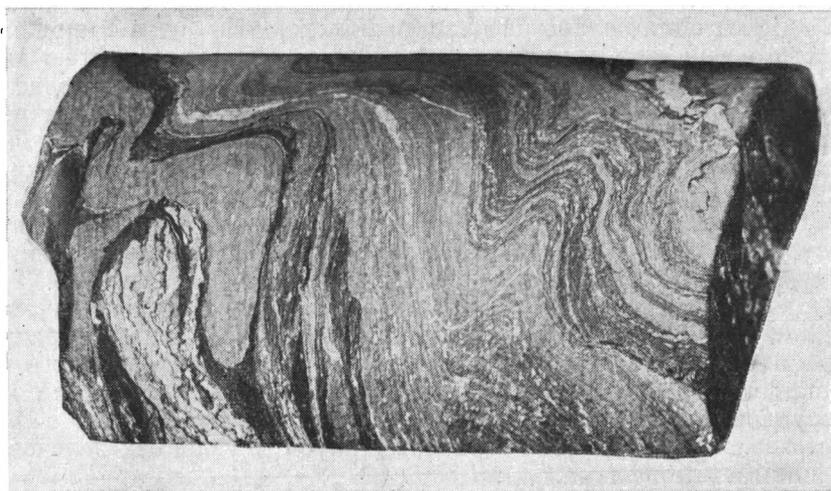
Среди отложений франского яруса резко преобладают известковистые породы (углисто-кремнистые известняки). Доломит в них либо отсутствует, либо содержится в небольшом количестве (см. табл. 1, обр. 6, 304, 48). Породы темно-серые, иногда черные, слоистые, часто плитчатые, как правило, с большим содержанием нерастворимого остатка, представленного в основном кварцем, халцедоном и углистым веществом.

Фракция меньше 0,001 мм по составу аналогична глинистой фракции карбонатных пород живета и представлена иллитом, иногда с незначительной примесью хлорита, монтмориллонита и, возможно, каолинита. По ассоциации терригенных минералов тяжелой фракции эти породы также существенно не различаются. В шлифах отчетливо устанавливается аутигенность кварца и халцедона: они обычно образуют тонкие линзовидные слойки, либо изометричные включения агрегатов микроскопических зерен.

Среди мощной толщи карбонатных пород франка встречаются зоны, характеризующиеся интенсивным смятием в микроплойчатые складки (фиг. 6). В этих зонах зерна кварца всегда имеют волнистое угасание, кристаллы кальцита частично изогнуты, обнаруживаются участки с пойкилобластовой структурой, где кварц включен в крупные кристаллы кальцита. Углефицированное органическое вещество большей частью располагается по периферии кристаллов кальцита, иногда вместе с кварцем образуя крустификационные структуры.

В зонах более интенсивных дислокаций среди углисто-кремнистых известняков также встречаются зоны милонитизации с включениями обломков доломитовых известняков в интенсивно перетертой милонитовой рубашке (псевдоконкреции), аналогичных описанному в слое 3. В прожилках, пронизывающих эти обломки, наряду с кальцитом и кварцем весьма часто встречается флюорит, пирит и полевой шпат (см. табл. 1, обр. 63, 71).

Изучение органического вещества, проведенное И. Б. Волковой как из вмещающих пород, так и из рудного горизонта, показало, что оно представлено главным образом бесформенными частицами и отдельными обрывками углефицированной растительной ткани, напоминающей коло-



Фиг. 6. Углисто-глинистый плейчатый известняк (обр. 48-4, натуральная величина)

ниальные сине-зеленые водоросли. По степени углефикации органическое вещество находится на антрацитовый стадии, что по шкале термального и контактового метаморфизма углей соответствует температуре порядка 500—700° (Метаморфизм углей..., 1975).

Результаты спектрального анализа образцов и отдельно тяжелых фракций различных частей разреза показали, что в бокситоносном горизонте существенно увеличивается количество ряда элементов, в частности на один-два порядка возрастает содержание Cr, Mo, Pb, Co, Ni. В пиритовом концентрате из зоны дробления отмечено присутствие Nb, Y, Yb.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

1. Контакт карбонатных пород живетского и франского ярусов, к которым приурочен бокситоносный горизонт, литологически представлен плотными известковистыми доломитами живета и относительно рыхлыми, иногда смятыми в плейчатые микроскладки углисто-кремнистыми известковистыми породами франа. В основании франа наблюдаются местные подвижки пород вдоль напластования, обусловленные, по-видимому, общим смятием карбонатных толщ в орогеническую стадию развития Уральской геосинклинали, т. е. во второй половине карбона. Амплитуды этих внутрiformационных дислокаций были невелики, о чем свидетельствует незначительный разнос обломков бокситов, а также пликативный характер смятия углисто-кремнистых известняков и отсутствие мощных зон милонитов в зоне контакта.

2. Детальное изучение бокситоносного контакта в бассейне р. Кары не выявило никаких признаков континентального перерыва между живетом и франом и изменения источника сноса. Наоборот, в ряде случаев устанавливается постепенный (но весьма резкий) переход известковистых доломитов живета в доломитовые и далее в углисто-кремнистые известняки франа. Переход осуществляется на протяжении 0,5—1 м. При этом состав и строение углистого вещества не подвергаются каким-либо видимым изменениям. Наблюдается лишь увеличение его количества. Никаких следов карстования живетских известковистых доломитов также не обнаружено на протяжении всех 6 км изученного контакта. Верхняя граница живета повсеместно ровная без западин, карстовых брекчий, зон аэробного окисления и других признаков карста.

3. Все рудные тела имеют «сорванный» тектонический контакт с вмещающими породами и в настоящее время окружены тектоническими брекчиями, состоящими из обломков боксита и вмещающих пород, либо глинками трения. Лишь в кровле рудного тела «Кара-4» наблюдаются крупные включения темно-серого обломочно-органогенного известняка с диаспорхлоритоидными прожилками. Возможно, эти включения представляют собой отторженцы кровли. В связи с отсутствием первичной зональности можно предположить, что рудные тела представляют собой остатки некогда более крупных линз (пластов), частично раздробленных и перемещенных вдоль контакта плотных известковистых доломитов живета и углисто-кремнисто-карбонатных пород франа. Обращает на себя внимание внешнее сходство формы и характера залегания рудных тел и «псевдоконкреций» доломита. Правда, последние имеют значительно меньшие размеры. Сходство их строения в отдельных случаях подчеркивается также скоплением белого крупнокристаллического кальцита на участках выклинивания рудного тела в тектоническую брекчию.

4. Зона контакта, захватывающая почти весь бокситоносный горизонт, несет на себе следы гидротермального воздействия и динамометаморфизма. Это проявляется в широком развитии здесь системы кварц-кальцитовых и кварц-полевошпатовых жил с сульфидным оруденением, «эндогенным составом» элементов-примесей в пиритах, появлением метаморфических стрессовых минералов — муассанита, хлоритоида, му-

сковита и др. О наличии в районе гидротермальной деятельности свидетельствует также присутствие кварц-кальцит-флюоритовых прожилков.

Бокситовые породы в результате воздействия термальных вод и процессов динамометаморфизма были существенно преобразованы, что осложняет задачу выявления первичной природы бокситового вещества. Образованию хлорита на контакте с карбонатными породами живета, по-видимому, способствовало высвобождение магния при замещении доломита кальцитом в углисто-кремнисто-карбонатных породах.

В зонах контакта бокситовых пород с известняками франа среди новообразованных минералов широко распространена слюда мусковитового типа, образующая прожилки в бокситах и во вмещающих породах.

ИСТОРИЯ ВОЗНИКНОВЕНИЯ БОКСИТОВЫХ ТЕЛ

Район среднего течения р. Кары весь девонский период и часть карбонового представлял собой дно обширного среднепалеозойского морского бассейна, проникавшего на северный Урал с запада, со стороны Печорской синеклизы. В среднем девоне в этом бассейне шло медленное карбонатакопление. Обилие рифостроящих биогерм, отсутствие сингенетичного кремнистого материала является определенным свидетельством относительно высокой температуры морских вод. Наличие значительных количеств доломита, присутствие барита и низкое содержание углистого вещества в осадках может указывать на вероятную аридность климата на окружающей суше, влияние которой было незначительно. Привносимый с востока терригенный материал составлял не более 5—10% общей массы илов и, естественно, не мог определять строение и состав формировавшихся пород.

На границе живетского и франского веков обстановка существенно преобразилась. Хотя морской бассейн и продолжал существовать и поступление терригенного материала с суши осталось примерно в том же объеме, но резко повысилась биологическая активность органической жизни в бассейне, кроме того, скорость карбонатакопления в значительной мере сократилась, уступив свое место процессам осаждения кремнезема из морских вод. Вполне вероятно, что это было связано с общим похолоданием вод и повышением парциального давления CO_2 . Возникли условия для широкого расселения в бассейне сине-зеленых водорослей, которые в свою очередь обусловили сероводородное заражение илов и резкое обогащение их органическим веществом.

Общее содержание глинозема в илах было значительно ниже кларкового, и тем более удивительно возникновение в таких условиях линзовидных пластов высокоглиноземистых осадков. Явилось ли это следствием направленного поступления с суши высокоглиноземистых соединений либо глиноземистый барьер возник в стадии диагенеза илов, пока сказать трудно. По крайней мере столь же трудно «придумать» механизм переотложения в морском бассейне гипотетических латеритов, развитых в десятках километров от места захоронения осадков, как и объяснить сегрегацию глинозема при диагенезе углисто-кремнисто-карбонатных илов. Очевидным является лишь факт отсутствия в районе континентального перерыва и связанного с ним процесса карстования живетских известняков. Наиболее обещающим, на наш взгляд, путем решения проблемы генезиса подобных рудных накоплений являются поиски природных геохимических барьеров, на которых глинозем (и окись титана!) могут выпадать в осадок и частично переоткладываться в морских бассейнах при смене карбонатного осадконакопления углисто-кремнисто-карбонатным, образуя при этом сравнительно мощные линзовидные пласты бокситов, богатых органическим веществом и серой.

Современный состав и форму бокситовые залежи приобрели значительно позже, уже в процессе интенсивных тектонических подвижек,

имевших место в районе во второй половине каменноугольного периода. Сплошные существенно линзовидные тела (пласты) бокситов были раздроблены, разобщены, в процессе динамометаморфизма произошло изменение их минерального состава; появились характерные для начальных стадий метаморфизма хлориты, хлоритоид, слюды. Гидротермальная деятельность, сопровождавшая блоковые и пликативные дислокации, обусловила появление как в окружении, так и в краевых частях рудных тел кварц-пирит-кальцитовых жил.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Бокситовые залежи, обнаруженные за последние годы в среднем течении р. Кары, приурочены к контакту известковистых доломитов живета и углисто-кремнистых известняков франа. Они представляют собою изолированные овальной формы тела, возникшие в процессе дробления и частичного перемещения значительно более крупных линзовидных слоев боксита. Эти слои возникли среди углисто-кремнисто-карбонатных илов в условиях мелководного бассейна, который существовал здесь в среднем, позднем девоне и раннем карбоне. Рудные залежи подвергались динамометаморфизму и частичной гидротермальной переработке во второй половине каменноугольного периода, когда на всем Полярном Урале отмечалась интенсификация тектонической деятельности.

Низкий кларк глинозема в бокситоносном горизонте, относительная удаленность района от областей питания, где могли формироваться латеритные коры выветривания, интенсивная дислоцированность и раздробленность пород, ограниченность территории, где могут вестись поисковые работы,— все это не позволяет прогнозировать в Карской депрессии крупные промышленные месторождения бокситов.

ЛИТЕРАТУРА

- Боровский В. В.* Находка бокситов на западном склоне Полярного Урала.— Сов. геология, 1973, № 10.
- Боровский В. В., Клопов А. Л., Иващенко А. Е., Копашин И. М.* О бокситоносности Полярного Урала.— Тр. ЗапСибНИГНИ, 1976, вып. 104.
- Метаморфизм углей и эпигенез вмещающих пород. М., «Недра», 1975.
- Михайлов Б. М., Торшин Н. С.* Перспективная оценка Полярного Урала на возможность обнаружения промышленных месторождений бокситов.— В кн.: Доорогенная металлогения эвгеосинклиналей.— Тез. докл. VIII Всес. металлоген. совещ. Свердловск, 1976.
- Першина А. И., Петров С. Д.* Девонские бокситоносные горизонты Полярного Урала.— В кн.: Геология и полезные ископаемые северо-востока Европейской части СССР. Сыктывкар, 1974.

ВСЕГЕИ,
Ленинград

Дата поступления
11.XII.1978

УДК 552.57 : 551.77 (571.62)

**ЛИТОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА
КАЙНОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ КАВИНСКО-ТАУЙСКОЙ
ВПАДИНЫ (СЕВЕРНОЕ ПРИОХОТЬЕ)**

В. В. ИВАНОВ, Л. А. АНКУДИНОВ, О. В. ЩЕРБАНЬ, Л. М. ШКЕРИН

Излагаются результаты комплексного изучения литологических, петрофизических и химико-битуминологических особенностей континентальных отложений, вскрытых скважинами в Кавинско-Тауйской впадине. Описано строение разреза, дана характеристика углей. Установлено обилие тонкообломочных пород, содержащих органическое вещество существенно сапропелевого типа. Характеризуется пространственная зональность процессов нефтеобразования и дается оценка перспектив нефтегазоносности.

Вдоль северного побережья Охотского моря, частично скрываясь в акватории, протягивается группа небольших по размеру впадин, выполненных породами кайнозойского возраста. Эти автономные и полуизолированные грабены и мульды, наложенные на структуры Охотско-Чукотского вулканогенного пояса и Кони-Тайгоносской складчатой зоны, образуют в целом молодую рифтовую систему, длина которой превышает 1000 км. С некоторыми из них связаны угольные месторождения (Ланковское, Мелководненское, Авековское), не исключаются и возможности нефтегазоносности (Брод и др., 1963; Иванов, 1971; Трофимук и др., 1973; Иванов и др., 1975). Наибольшими размерами на суше (130 × 30 км) обладает Кавинско-Тауйская впадина, расположенная примерно в 150 км к западу от Магадана. Бурение пяти колонковых скважин глубиной 900—1400 м позволило получить новые данные о ее геологическом строении, угленосности, литолого-фациальных, химико-битуминологических, петрофизических особенностях отложений и более конкретно, чем раньше, подойти к оценке условий нефтегазообразования¹.

Фундаментом Кавинско-Тауйской впадины служат нижнемеловые вулканогенные образования, прорванные гранитоидными интрузиями. В комплексе кайнозойского выполнения, представленном породами исключительно континентального генезиса, выделяется несколько толщ и свит эоценового, олигоценового, миоценового и плиоцен(?) -четвертичного возраста. В связи с намечающейся вертикальной зональностью прояв-

¹ В основу работы положены результаты петрографического описания (160 образцов), определения плотности (200) и коллекторских свойств (150) пород, форм серы и железа (130), содержания некарбонатного («органического») углерода (110), величин отражательной способности витринита (20), а также результаты гранулометрического (165), термического (110), рентгеноструктурного (25), полного химико-битуминологического (110) и химико-технологического (20 образцов углей) анализов, выполненных в Центральной химической лаборатории Северо-Восточного территориального геологического управления и лаборатории геологии нефти и газа Северо-Восточного КНИИ ДВНЦ АН СССР. Расчленение и корреляция разрезов скважин базируются на литологических данных, электрокаротажных материалах и результатах палинологического анализа, проведенного И. Б. Кистеровой. Возрастная привязка толщ дается также по ее материалам.

ления процессов нефтеобразования характеристику литолого-стратиграфических подразделений удобно провести сверху вниз по разрезу.

С поверхности впадина перекрыта галечниковыми и песчано-гравийными рыхлыми отложениями плиоцен(?)—четвертичного возраста (фиг. 1). Состав обломков полностью соответствует породам, которые развиты на ближайшем обрамлении впадины. Это в основном эффузивы и гранитоиды. Мощность плиоцен(?)—четвертичного чехла, залегающего несогласно на различных более древних отложениях, изменяется от 20 до 125 м.

Верхнемиоценовые отложения, обычно ограниченные снизу и сверху поверхностями размывов, выделяются под названием *халкинджанской* толщи. В ее составе доминируют грубозернистые пески и песчаники кварц-полевошпатового состава, содержащие прослойки конгломератов, алевролитов, бурых углей и лигнитов. В скважине К-3 на глубине 25 м вскрыт пласт бурого угля мощностью 10 м. Характерна насыщенность песчаников крупными обломками обугленной древесины. Содержание реакционноспособного железа в алевролитах изменяется от 3,7 до 4,15%, причем в его балансе преобладают закисные формы (62,9—70,5%). Весьма низкие значения сульфидной (0—0,04%), общей (0,001—0,4%) серы и хлора (0,0—0,003%) свидетельствуют о пресноводных условиях бассейна седиментации (Страхов, 1960—1962). Судя по величинам отражательной способности ($R^a = 5,6—5,7\%$, $R^o = 0,23—0,26\%$) и показателя преломления витринита ($N = 1,631—1,632$) углистых включений, а также химико-технологическим параметрам углей (таблица), степень постседиментационной преобразованности пород низкая — не превышает градации начального протокатагенеза (ПК₁). Плотность сцементированных разностей песчаников составляет 1,59—1,78 г/см³, общая пористость — 33,6—40,6%, открытая — 32,1—39,7%, а газопроницаемость — 5,2—8,4 мД. Мощность верхнемиоценовых отложений изменяется от 0 до 136 м.

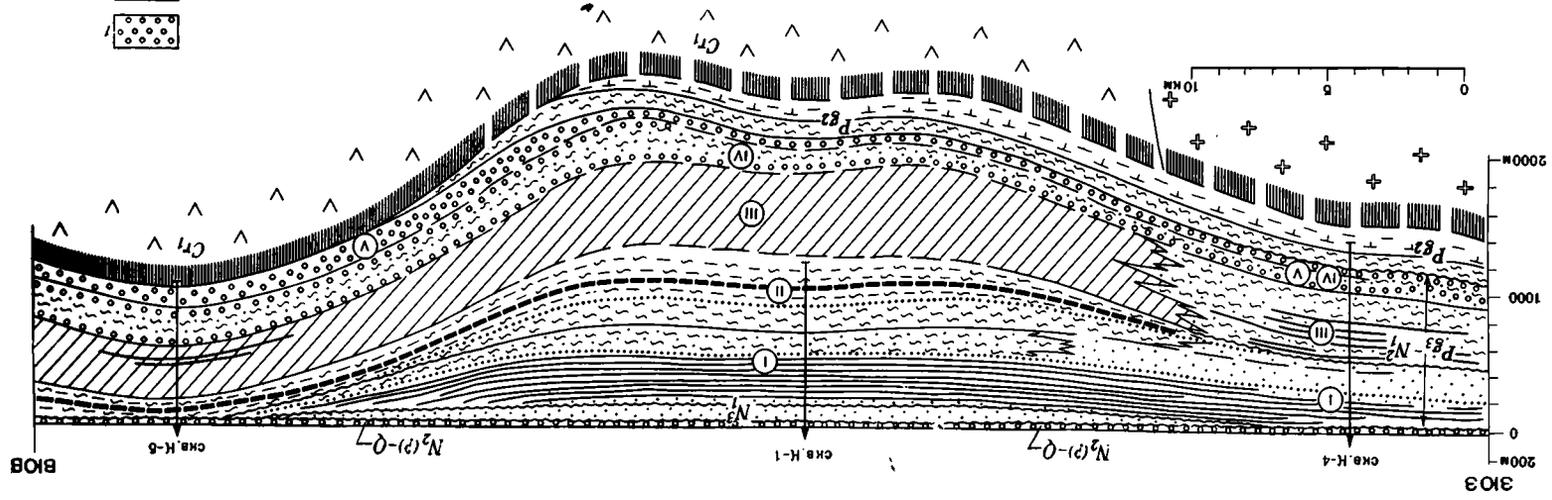
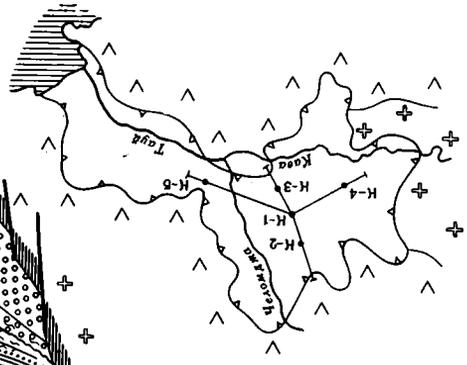
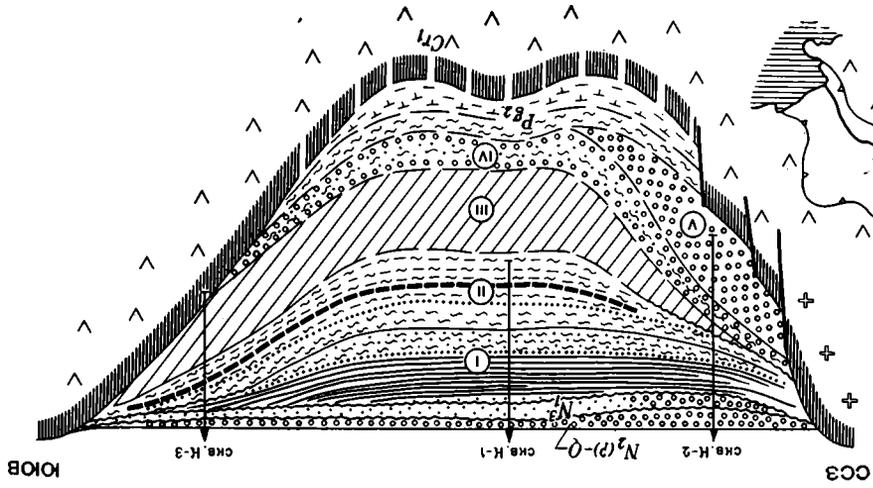
Основную часть вскрытого скважинами кайнозойского разреза занимают *кавинская* свита, возраст которой по палинологическим данным определяется как олигоценый — среднемиоценовый. В южной прибортовой зоне (скважины К-3, К-5) различные горизонты свиты налегают непосредственно на эффузивно-пирокластические породы фундамента, нередко превращенные в своей верхней части в кору выветривания. В западной части впадины (скв. К-4) кавинская свита перекрывает вулканогенно-осадочную толщу эоценового возраста, а в скважинах К-1 и К-2 ее подошва осталась не вскрытой.

Свита сложена породами речного и озерно-болотного происхождения, среди которых присутствуют песчаники, пески, алевролиты, глины, гравелиты, конгломераты и бурые угли. Спорадически встречаются плотные глинисто-известковые, песчано-известковые, сидеритовые и фосфоритовые конкреции. В целом для свиты характерны серые и буровато-серые тона окраски пород и разнообразие типов слоистости (горизонтальной, косой, волнистой), обычно подчеркиваемой скоплениями мелкого растительного детрита, присутствие по всему разрезу обугленных растительных остатков, иногда листовой и семенной флоры.

Конгломераты встречаются главным образом в основании и реже в верхней части разреза свиты. Они обычно разногалечные, включают материал как гравийной, так и нередко валунной размерности. Текстура их беспорядочная, иногда грубослоистая, обломочный материал обычно окатан слабо и неотсортирован. Среди обломков постоянно присутствуют гранитоиды, эффузивы и туфы различного состава, реже кремневые алевролиты и песчаники.

Отчетливо обособляются две разновидности псефитов — на глинистом и песчано-гравийном цементе. Первые из них развиты только в низах разреза, где образуют пласты мощностью до 60 м и переслоены с конгломератами второй разновидности, а также с прослоями глин, со-

- 11
- 10
- 9
- 8
- 7
- 6
- 5
- 4
- 3
- 2
- 1



Химико-технологические параметры углей Кавинско-Тауйской впадины *

№ образца	Интервал, м	Мощность, м	ω _a	ω _{max}	Ac	VГ	S _{общ}	Q _G	сГ	нГ
Скважина К-1										
2/2	99—99,75	0,75	4,28	—	42,96	61,50	0,05	—	65,6	6,37
8/2	241,5—243	1,5	4,27	—	59,55	64,46	0,14	—	60,0	6,93
9/2	243,5—244,3	0,8	4,56	28,18	12,07	61,39	0,23	6221	62,2	5,37
10/3	300—300,6	0,6	6,80	23,06	19,69	63,08	0,41	6733	66,9	4,78
11/2	305,8—306,2	0,4	6,41	22,50	17,52	59,10	0,45	6318	65,0	5,28
16/1	428—428,6	0,6	5,70	27,45	4,60	56,18	0,49	6272	65,5	5,22
17/2	489—489,55	0,55	5,57	18,65	24,08	64,98	0,41	7196	70,0	6,82
Скважина К-2										
2	263,8—265	До 0,25	2,82	12,50	28,41	67,50	0,16	5715	58,4	6,24
2/10	275—276	0,2	4,20	10,64	28,12	60,15	0,23	6166	65,5	6,00
10/1	447,4—449	До 0,5	7,05	11,27	29,92	57,65	0,24	6293	65,7	5,53
11/3	521,8—522,3	0,5	6,86	10,66	27,65	56,70	0,20	6508	67,4	5,02
13/2	609—616	До 0,1	6,27	14,82	11,52	62,18	0,38	7098	68,9	6,14
14/2	616—628	До 0,1	6,82	14,58	32,19	51,94	0,14	6699	67,7	5,19
Скважина К-3										
2/1	140—152	12	10,56	40,43	9,69	55,53	0,08	6443	—	—
3/1	140—152	(нижняя часть)	5,66	27,16	13,86	59,59	0,12	6351	—	—
3/3	234,8—235,2	0,4	10,08	40,43	9,38	51,09	0,33	6689	—	—

* Анализы выполнены в Центральной химической лаборатории СВТГУ.

державших плавающую гальку алевролитов и песчаников. Глинистый или сложный по составу гравийно-песчано-глинистый цемент занимает значительную (от 10 до 50%) часть этих пород. По типу он бывает базальным, выполнения пор и сопряжения. В составе глинистых минералов обычно преобладает каолинит. Конгломераты второй разновидности встречаются в пластах мощностью от 1—3 до 20—30 м. Содержание цемента составляет в них 5—30%, по составу он кварц-полевошпатовый, иногда слабоизвестковый (CaCO₃—5—15%), по типу — выполнения пор.

Гравелиты редки и образуют маломощные (до 1 м) прослои и линзы главным образом среди конгломератов второй разновидности, отличаясь от последних только размерами обломков.

Песчаники представлены широко, особенно в нижних и верхних частях свиты. Они разнозернисты и среднезернисты, с горизонтальной и пологой волнистой слоистостью, реже мелкозернисты и крупнозернисты — косослонистые. Форма зерен разнообразная, но преобладает угловатая. Лучшей степенью окатанности и отсортированности зерен обладают песчаники в западной прибортовой зоне впадины (коэффициент отсортированности S₀ изменяется по разрезу скв. К-4, от 1,1 до 2), а наихудшей — вскрываемые скважинами К-3 и К-5 на юге и на юго-востоке (S₀ = 2,2—4,2). По составу доминируют кварц-полевошпатовые песчаники, а полимиктовые и вулканомиктовые их разновидности редки. Набор минералов тяжелой фракции достаточно постоянный: гранат, ильменит, сфен, эпидот и амфибол. В меньших количествах присутствуют пирит, циркон, турмалин, лейкоксен, редки цоизит, анатаз, апатит, ортит, рутил, андалузит, корунд. В низах разреза часто появляются гематит и лимонит. Цемент

Фиг. 1. Геологические профили через Кавинско-Тауйскую впадину

1 — конгломераты и галечники; 2 — пески и песчаники; 3 — алевролиты; 4 — аргиллиты, глины; 5 — монотонная глинистая пачка; 6 — туфы и туфобрекчии; 7 — угли; 8 — маркирующий горизонт, обогащенный пыльной *Fagus*; 9 — эффузивы; 10 — гранитоиды; 11 — поверхность «фундамента». I—V — литологические пачки кавинской свиты (Pg₃ — N₁²)

песчаников базальный, поровый, порово-контактный, смешанный, по составу глинистый, известково-глинистый, редко железисто-глинистый и глинисто-цеолитовый.

Алевролиты распределены по всему разрезу свиты, но больше в средней ее части, где они, как правило, мелкозернистые, со значительным содержанием (15—40%) глинистой фракции. Песчаные и песчанистые разности встречаются реже. Содержание CaCO_3 в алевролитах 8—19%. Среднее медианное значение Me равно 14,6%. По минеральному составу зерен алевролиты не отличаются от песчаников.

Плотность песчаников и алевролитов изменяется от 1,5 до 2,3 г/см³ и возрастает сверху вниз по разрезу (фиг. 2). Соответственно их общая, открытая и эффективная пористость в том же направлении постепенно уменьшается. Менее закономерно происходит изменение газопроницаемости. Практически во всех совокупностях образцов, относящихся к различным участкам разреза свиты, наиболее проницаемыми оказываются песчано-алевролитовые породы, отобранные из скважины К-4. Это обусловлено чисто аркозовым составом и лучшей по сравнению с другими участками впадины степенью окатанности и отсортированности обломочного материала.

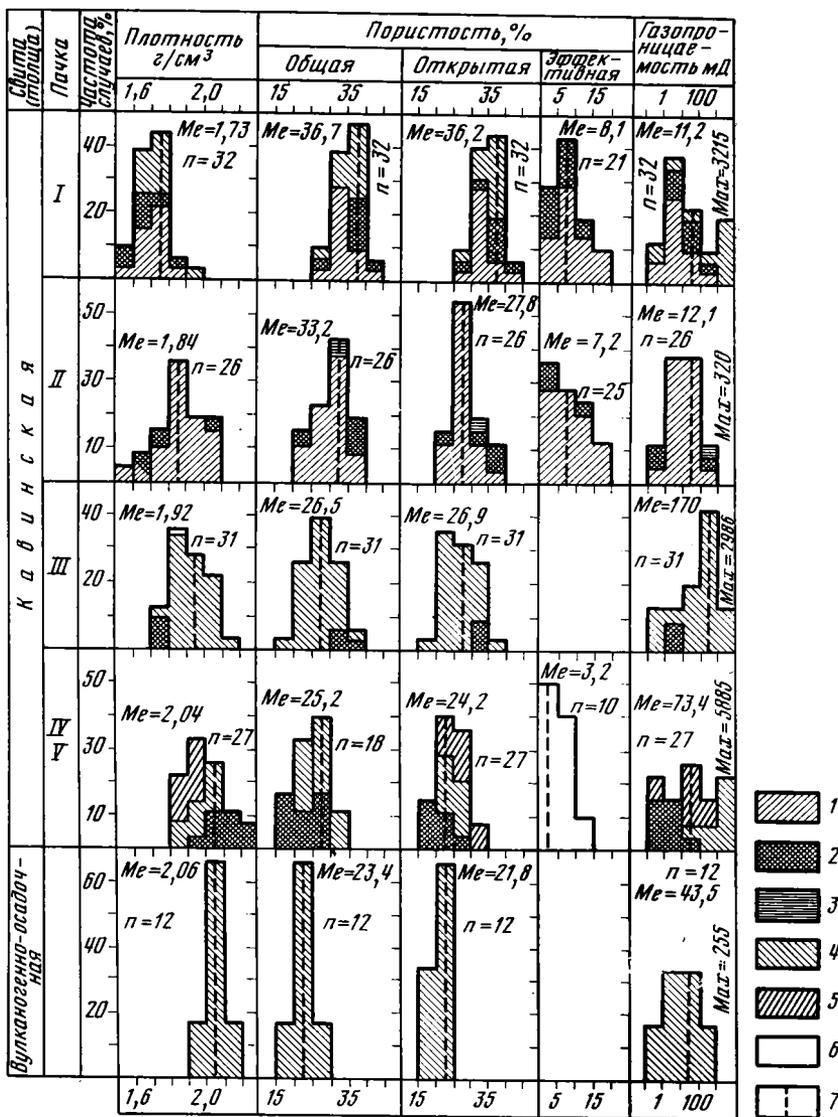
Глины и аргилитоподобные глины, как и алевролиты, наиболее широко распространены в средней части свиты, где слагают отдельную пачку мощностью до 400—500 м, а выше и ниже по разрезу встречаются в пластах от нескольких десятков сантиметров до 20—40 м. Содержание нерастворимого остатка в них изменяется от 80 до 90%. Минеральный состав глин обнаруживает зависимость от степени постседиментационной преобразованности отложений и от состава материнских пород. В верхах разреза свиты обычно преобладают каолинит, а также смешанослойные компоненты типа монтмориллонита-иллита. В более нижних горизонтах монтмориллонит и смешанослойные минералы становятся доминирующими, а в низах разреза возрастает роль гидрослюд. Однако в отдельных случаях влияние характера выветривания и состава размываемых пород затушевывает эту вертикальную зональность. Так, почти во всем разрезе свиты северной части впадины (скв. К-2) преобладает каолинит, а на юго-западе (скв. К-5) — глауконит.

Для глинистых и алевролитовых пород характерны остатки пресноводных зеленых, пиропитовых и диатомовых водорослей (*Pediastrum*, *Botryococcus*, *Peridinium* и др.). Они эпизодически отмечаются совместно со спорами и пылью по всему разрезу, но особенно часты в нижней его половине, в том числе и в глинистом цементе конгломератов.

Бурые угли встречаются главным образом в верхней части разреза кавинской свиты, а иногда и в средней, в прибортовых участках впадины. Как правило, они маломощные (0,05—0,80 м, редко до 1,3—1,5 м), и лишь в разрезе скв. К-3 на глубине 140 м обнаружен пласт угля мощностью 12 м.

Угли матовые буровато-черные, обычно сланцеватые, полосчатые, линзовидно-штриховатые, реже однородные. Состоят из буровато-черного гумусового вещества, чередующегося с блестящими компонентами и обрывками лигнитизированной древесины. Объемный вес колеблется от 1,21 до 1,42 г/см³. По вещественному составу угли относятся, согласно международной номенклатуре², к гелинитоколлинитовым, гелифюзенитоколлинитовым и гелифюзенитотелинитовым. Группа витринита составляет в них 82—85% от всех микрокомпонентов угля и представлена двумя разностями: коллинитом и телинитом. Группа фюзенита (2—3%) объединяет микрокомпоненты, сохранившие реликты строения исходных растений. Группа лейптинита (12—16%) представлена споронитом, кутинитом и резинитом, а группа альгинита — бесструктурной массой и

² Международный толковый словарь по петрологии углей. М., «Наука», 1965.



Фиг. 2. Плотность и коллекторские свойства песчаных и алевролитовых пород Кавинско-Тауйской впадины

Совокупность образцов из скважин: 1 — К-1; 2 — К-2; 3 — К-3; 4 — К-4; 5 — К-5; 6 — совокупность образцов, не разделенных по скважинам; 7 — интервалы медианных значений

отдельными единичными водорослями и их обрывками. Из минеральных примесей в углях основным является тонкодисперсное глинистое вещество, которое часто сильно повышает их зольность, в меньшем количестве присутствуют обломки кварца, полевого шпата и чешуйки слюд, иногда зерна пирита. По комплексу петрографических характеристик и химико-технологических параметров (таблица) угли относятся в основном к маркам Б₁—Б₂.

В составе кавинской свиты выделяются пять литологических пачек, которые несколько видоизменяются по площади, но тем не менее достаточно четко идентифицируются в скважинах.

Верхняя пачка (пачка I) имеет мощность от 50 до 535 м и состоит в основном из песчаников и алевролитов. В западной части впадины

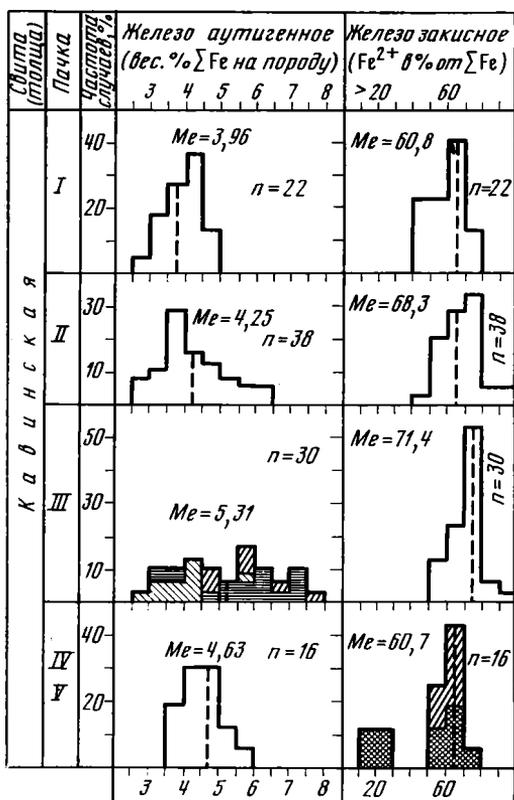
(скв. К-4) резко доминируют песчаники, в других местах соотношения указанных типов пород примерно одинаковы. Характерными компонентами пачки, особенно ее верхней половины, являются бурые угли, мощность слоев которых достигает иногда 12 м.

Геохимическому (формы железа и серы) и химико-битуминологическому анализу подвергались в основном глины и глинистые алевролиты. Содержание реакционноспособного железа в алевролитно-глинистых разностях пород пачки I изменяется в пределах 2,5—5,0% (фиг. 3), пиритного железа нет или мало (0—0,14%), а соотношения закисной и окисной форм бывают различными. В большинстве случаев обстановка диагенеза была слабовосстановительной и изменялась в пределах от окисно-сидеритовой до существенно сидеритовой фации (Конторович и др., 1967).

Судя по величинам отражательной способности витринита ($R^a = 5,7—6,3\%$, $R^o = 0,25—0,34\%$), химико-технологическим параметрам углей и плотности глин ($1,6—1,9$, $Me = 1,76 \text{ г/см}^3$), степень катагенетической

преобразованности органического вещества (ОВ) находится на уровне градаций ПК₁ — ПК₂. Содержание некарбонатного органического углерода ($C_{\text{нк}}$) в глинисто-алевролитовых породах колеблется от 0,1 до 2,45%, но в 70% образцов оно не превышает 1,5%. Битуминозность невысокая: в 50% случаев выход хлороформенного битумоида (ХБ) составляет менее 0,03%, но в пробах с большим содержанием гумусового детрита возрастает до 0,13%. Соответственно значения коэффициента битуминозности (β) изменяются в широких пределах (от 0,6 до 11). Неоднородность исходного ОВ сказывается также и на различиях в составе синбитумоидов (ХБ), которые достаточно четко дифференцируются в зависимости от изменения условий осадконакопления.

Данные элементного анализа позволяют говорить об алифатической основе усредненной молекулы ХБ из керна скважин К-1 и К-2. Атомарное отношение Н/С здесь составляет в среднем 1,84 при С—69,0—86,3% и Н—10,8—12,7%. На ИК-спектрах отмечается интенсивное поглощение в области



Фиг. 3. Распределение аутигенных форм железа в алевролитно-глинистых породах Кавинско-Тайской впадины

Обозначения те же, что и на фиг. 2

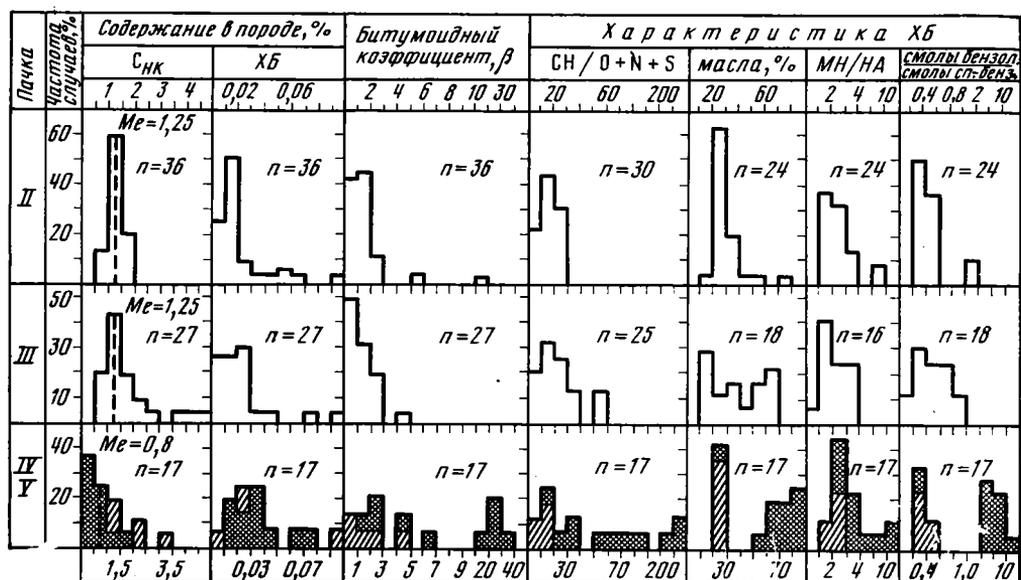
720 см^{-1} , сопряженное с поглощением 1740 и 1170 см^{-1} (алифатические эфиры), при весьма незначительном поглощении в областях 880—750 и 1600 см^{-1} . Это подтверждает вывод о парафиновом скелете молекулы ХБ и в сочетании с данными о весьма низкой степени преобразованности пород дает возможность рассматривать заключенное в них ОВ (по скв. К-1 и К-2) как сапропелевое.

ОВ пород этой же пачки западной части впадины (скв. К-4) характеризуется также низкой степенью преобразованности, но резко отличается по качественному составу ХБ (С—81,0—83,9% и Н—10,0—11,8%). Величина отношения атомов Н/С—1,67 свидетельствует об ароматическом характере битумоидов. Аналогичный вывод вытекает и из рассмотрения ИК-спектров, на которых отчетливо проявляется присутствие ароматических углеводородов (УВ) и ароматических кислородосодержащих соединений (полосы 3400, 1700, 1250 при повышенном поглощении 1600 и сплошном малоинтенсивном в области 815—750 $см^{-1}$). Длинные парафиновые цепочки и их гетеропроизводные в ИК-спектрах выражены слабо (плечо на 1740 и незначительное поглощение при 1170 и 720 $см^{-1}$). Вероятно, можно говорить о гумусовом или скорее смешанном (сапропелево-гумусовом) типе ОВ первой пачки западной части впадины.

Пачка II выделена в разрезах всех скважин, кроме К-4. Она характеризуется неравномерным переслаиванием алевролитов, песчаников и глин при заметном преобладании первых. В ее пределах прослеживается своеобразный маркирующий горизонт, обогащенный пылью *Fagus*. Мощность пачки изменяется от 114 до 510 м и более. По сравнению с пачкой I в этих породах возрастает общее содержание реакционноспособного железа (см. фиг. 3), в том числе его закисных форм. Обстановка в диагенезе определяется также в основном как слабовосстановительная. Степень катагенетической измененности пород варьирует по площади в пределах градаций ПК₁—ПК₃, причем наибольшие величины отражательной способности витринита ($R^a=6,7-6,8\%$, $R^o=0,34-0,35\%$) и плотности глин (1,9—2,05 $г/см^3$) отмечаются в скважинах К-1 и К-3. Содержание $C_{ик}$ изменяется в узких пределах (0,5—2,0%, $Me=1,25\%$), а количество сингенетических битумоидов (ХБ) по сравнению с пачкой I возрастает в отдельных образцах до 0,04—0,06%. По составу они мало чем отличаются от битумоидов пачки I в скважинах К-1 и К-2 и также имеют в основном алифатическую основу. Отличия, вызванные главным образом более высокой степенью катагенетической преобразованности, заключаются в некотором изменении их молекулярной структуры. В сингенетических битумоидах пачки II уменьшается содержание алифатических эфиров и возрастает количество соединений типа кетонов, альдегидов, жирных кислот (полосы поглощения на ИК-спектрах при 3400, 1300—1200, 1040, 970—950, 720 $см^{-1}$), появляются гетероциклические и хиноидные структуры, более заметной становится роль ароматики. Вместе с тем, судя по гистограммам распределения ХБ и коэффициента β (фиг. 4), можно предполагать присутствие в выборке единичных образцов с аллохтонными или смешанными битумоидами. Они тяготеют к низам пачки в скважинах К-1 и К-3 и отличаются повышенным содержанием масел (52—71%) и повышенными величинами отношений $C+N/O+S$ (20—30), метаново-нафтеновых УВ к нафтеново-ароматическим ($MH/HA=5,1-6,2$) и бензольных смол к спиртобензольным (1,1—1,4).

Таким образом, в алевролитоглинистых породах пачки II на стадии ПК₃ фиксируется начало процесса перераспределения подвижных битуминозных компонентов. В этой связи уместно отметить факт появления нефти на поверхности бурового раствора при проходе интервала 902—904 м в скважине К-1. Ее удельный вес 0,875 $г/см^3$, в элементном составе отмечается: С—86,02, Н—13,34, S—0,36, O+N—0,28%; в групповом составе — масел 87,68, смол бензольных—6,18, спиртобензольных—4,70 и асфальтенов—1,46%. Судя по ИК-спектру, углеводородный состав нефти в основном метановый.

Пачка III отличается от вышележащих преобладанием тонкообломочных и глинистых пород. В скважине К-3 (интервал 440—840 м) и К-5 (158—556 м) она сложена однородными аргиллитоподобными глинами, содержащими редкие прослои (скв. К-5) алевролитов и бурых



Фиг. 4. Химико-битуминологические показатели алевролитоглинистых пород кавинской свиты Кавинско-Тауйской впадины
Обозначения те же, что и на фиг. 2

углей (до 0,5 м). Роль алевролитов увеличивается в разрезе скважины К-2 (интервал 670—760 м), а в скважине К-4 (интервал 504—1010 м) исчезают аргиллиты. Здесь пачка III представлена алевролитами и песчаниками, которые находятся примерно в равных соотношениях друг с другом, чередуясь в прослоях от 0,1 до 1,2, редко до 15 м. Среди них довольно часто встречаются также прослои углей (до 0,3 м). Фациальная изменчивость пачки обуславливает и неоднородность ее геохимических параметров. Содержание реакционноспособного железа в породах скважины К-4 составляет 2,5—4,5%, а в скважинах К-3 и К-5 изменяется от 3 до 8%. По сравнению с пачкой II возрастает роль закисного железа (см. фиг. 3). Весьма неравномерно распределяется и $S_{\text{вн}}$, в подавляющем числе образцов оно составляет, как и в пачке II, 0,5—2% ($Me = 1,25\%$), но в скважине К-4 встречаются породы с его содержанием до 3—5%, в основном за счет детритного гумусового ОВ. На общем характере битуминозности пород пачки III сказываются как фациальные условия их накопления, так и степень преобразованности, которая изменяется в градациях ПК₂—ПК₃. Наименьшие катагенетические воздействия испытывали породы и заключенные в них ОВ в юго-восточной части впадины (скв. К-5).

В совокупности сингенетических битумоидов, содержание которых в целом возрастает по сравнению с пачкой II (см. фиг. 4), выделяются две группы, относящиеся, вероятно, к различным типам исходного ОВ. При одинаковой степени преобразованности битумоиды скважины К-4 обеднены водородом ($H/C_{\text{ат}} = 1,55—1,69$) и метаново-нафтеновыми УВ (отношение метаново-нафтеновых УФ к нафтеново-ароматическим близко 1). Битумоиды, выделенные из пород других разрезов (скв. К-2, К-3), по-прежнему имеют парафиновую основу и характеризуются сравнительно высокими отношениями $H/C_{\text{ат}}$ (1,65—1,83) и МН/НА (более 2). По сравнению с однотипными ХБ пород пачки II они отличаются более высокой степенью «зрелости». В них происходит закономерное возрастание содержания масел, отношения смол бензольных к спиртобензольным и вместе с тем относительно уменьшается доля насыщенных соединений. Резуль-

таты ИК-спектрометрии битумоидов также свидетельствуют о повышении содержания ароматических структур наряду с понижением кислородсодержащих соединений, причем здесь еще более ярко проявляется замещение эфирно-алифатических структур соединениями типа кетонов и альдегидов. По элементному и групповому составу многие битумоиды приближаются к миграционным разновидностям, однако, судя по гистограммам распределения битумоидных коэффициентов (см. фиг. 4) и при помощи других графических способов диагностики (агивам-субагивам), в породах пачки III не удается установить явных признаков аллохтонных компонентов. Широкий диапазон распределения величин $C+H/O+H+N+S$ и содержания масел (см. фиг. 4) обусловлен прежде всего неоднородностью генетических типов исходного ОБ и степени его катагенетической преобразованности.

Пачки IV (конгломерато-песчаная) и V (которая может быть названа глинисто-конгломератовой) вскрыты тремя скважинами (К-2, К-4, К-5). Мощность пачки IV изменяется от 155 до 275 м, а пачки V—от 25 до 480 м и более (ее подошва в скважине К-2 не вскрыта).

В пачке IV наряду с доминирующими в разрезе песчаниками и конгломератами отмечаются прослои алевролитов и глин мощностью до 40—50 м. Последние играют заметную роль в составе пачки V, где переслаиваются с желтовато-бурыми и зеленоватыми конгломератами и песчаниками. Здесь также отмечается много пластов желтоватых и серых глин, содержащих большое количество плавающей гальки. В целом пачка V имеет пестроцветный облик. Как показывают геохимические данные, общее количество реакционноспособного железа в рассматриваемых породах несколько сокращается, уменьшается в целом и доля закисного железа. Обстановки диагенеза резко неоднородны и изменяются от существенно окисных до существенно сидеритовых (см. фиг. 3).

Химико-битуминологическими анализами охарактеризованы образцы пачек IV и V из скважин К-2 и К-5. Степень измененности пород в них различна: в скважине К-5 она соответствует градации ПК₂ ($R^0 = 5,9—6,3\%$), а в скважине К-2—ПК₃—МК₁ ($R^0 = 6,5—7,1\%$)³. В соответствии с изменением геохимических условий диагенеза содержание $S_{\text{вк}}$ несколько уменьшается по сравнению с вышележащими пачками ($Me = 0,8\%$). Вместе с тем уровень битуминозности достигает максимальных значений, причем в скважине К-2 отмечается присутствие аллохтонных или смешанных битумоидов высокой степени восстановленности. Вследствие резкого различия в степени катагенетической преобразованности и присутствия мигрантов в скважине К-2 наблюдается отчетливое расслоение в распределении содержания масляных фракций и отношения бензольных смол к спиртобензольным (см. фиг. 4).

Миграционные битумоиды отличаются высокими содержаниями в породе (0,03—0,08%) и в ОБ ($\beta = 6—32$), а по элементному (C—84,0—86,5, H—12,7—14,3%), групповому (масла—64—87%, асфальтены—1,7—5,9%) и углеводородному (МН/НА=22—18) составу практически неотличимы от нефти, полученной из скважины К-1. ИК-спектры этих битумоидов и нефти также идентичны. Выводы о широком распространении аллохтонных битумоидов в породах пачек IV и V в скважине К-2 хорошо согласуются с фактами появления тонких нефтяных пленок при разбуривании этих отложений и наличия прослоев с резким керосиновым запахом.

Вулканогенно-осадочная толща эоценового возраста выделяется в нижней части кайнозойского комплекса. Она вскрыта лишь в скважине

³ Возрастание уровня катагенетической преобразованности в последнем случае вызвано не только увеличением глубины погружения пород, но, вероятно, и локальным повышением теплового потока за счет тектонических напряжений: скважина К-2 находится в зоне крутого борта впадины, осложненного разломами, а углы наклона пород пачки V достигают в ней 30—40°.

К-4 в интервале 1194—1388 м, причем не на полную мощность. Сверху вниз по разрезу выделяются следующие пачки и пласты:

Мощность, м.

1. Пачка переслаивающихся (0,2—0,3 м) алевролитов, аргиллитов и песчаников 120
2. Туфобрекчии среднего состава, темно-серые, разнообломочные 18
3. Туфогенные алевролиты серые, волнисто-слоистые с включениями обугленного растительного детрита 22
4. Туфобрекчии и туфы среднего состава, красновато- и розовато-зеленые, разнообломочные 19

Песчаники и алевролиты по своим текстурным признакам и составу близки к однотипным породам кавинской свиты. Обломочный материал в основном угловатой формы, плохоокатанный. Коэффициент отсортированности песчаников изменяется от 1,5 до 2,5, алевролитов — до 3,8. Цемент глинистый и глинисто-карбонатный порового и порово-контактного типа. Характерной особенностью туфогенных алевролитов является присутствие аутигенного пирита в виде гнездовых скоплений и отдельных хорошо ограниченных кристаллов размером до 1 см. Плотность песчано-алевролитовых пород изменяется в пределах от 1,95 до 2,17 г/см³, ($Me = 2,06$ г/см³), общая пористость — от 19,5 до 26,10% ($Me = 23,4\%$), открытая — от 17,7 до 22,6% ($Me = 21,8\%$) и газопроницаемость от 0,9 до 255 мД ($Me = 43,5$ мД).

Аргиллиты или аргиллитоподобные глины, судя по распределению аутигенно-минералогических форм железа ($Fe_{\text{обм}} = 2,1—3,2\%$, $Fe^{2+} = 0,97—2,2\%$, $Fe_{\text{пир}} = 0,05—0,28\%$), формировались в окислительных и слабовосстановительных фациях диагенеза, меняющихся в диапазоне от сидерито-окисной до существенно сидеритовой. В их составе определены гидрослюда и монтмориллонит.

Туфобрекчии, гравелитовые и псаммитовые туфы состоят в основном из угловатых и несортированных обломков роговообманковых андезитов, андезито-дацитов и дацитов, погруженных в глинистый, цеолитовый или пепловый цемент. Характерной особенностью этих пород являются вторичные изменения, выраженные в интенсивной глинизации, серицитизации, альбитизации, хлоритизации и ожелезнении как эффузивных обломков, так и первичного стекла цемента. Тем не менее общая и открытая пористость этих пород достигает величин 22 и 19%, а газопроницаемость — 3 мД.

Заканчивая литолого-геохимическую характеристику отложений, необходимо подчеркнуть два момента, имеющих прикладное значение.

1. В верхней части кайнозойского комплекса вскрыты угленосные толщи. Особый интерес заслуживает южный прибортовой участок впадины, где в скважине К-3 на сравнительно небольших глубинах установлены два пласта бурого угля мощностью 10 и 12 м.

2. Несмотря на исключительно континентальный генезис кайнозойских отложений, в них присутствуют слои, содержащие органическое вещество существенно сапропелевого типа. Основным его поставщиком, очевидно, служили планктонные водоросли, биомасса которых достигала максимальных величин в мелководных озерах и вблизи устьев впадавших в них рек. Процесс нефтеобразования в глинистых породах с подобным типом органики протекает закономерно и мало чем отличается от такового в морских отложениях. В породах, достигших позднебурогольной и раннекаменноугольной стадии изменения (градаций ПК₃—МК₁), отчетливо фиксируется активное перераспределение подвижных битуминозных компонентов, сопровождающееся нефтепроявлениями. Общая мощность кайнозойских отложений в центре Кавинско-Тауйской впадины, судя по геологическим и геофизическим данным (см. фиг. 1),

может достигать 2500 м и более. В таких условиях интенсивность нефтеобразования, несомненно, должна еще более возрастать. Коллекторские свойства пород и характер чередования проницаемых и непроницаемых горизонтов являются благоприятным для нефтегазонакопления, а III пачка (сугубо глинистая) кавинской свиты может рассматриваться в качестве достаточной выдержанной и мощной покрывки.

Таким образом, приведенные данные расширяют представления о характере нафтидогенеза во впадинах северного Приохотья. Континентальный тип слагающих их толщ, очевидно, не может служить достаточным признаком лишь для прогноза газоносности⁴. Однако масштабы реализации процессов образования и накопления нефти и газа ограничиваются объемом отложений, залегающих глубже 1,5—2 км. В этом отношении, как и в плане условий сохранности залежей, более перспективными кажутся однотипные впадины, расположенные на шельфе.

ЛИТЕРАТУРА

- Брод И. О., Бурлин Ю. К., Васильев В. Г., Драбкин И. Е., Иванов В. В., Оленин В. Б.* Известные и возможные нефтегазонасыщенные бассейны Дальнего Востока, Северо-Востока СССР и сопредельных территорий Якутии и Аляски.— В сб.: Проблемы Сибирской нефти. Новосибирск, Изд-во СО АН СССР, 1963.
- Иванов В. В.* Возможные нефтегазонасыщенные бассейны северо-восточной Азии и их типизация.— В сб.: Проблемы нефтегазонасыщенности Сибири. Новосибирск, «Наука», 1971.
- Иванов В. В., Анкудинов Л. А., Коршунов А. А.* Геологическое строение и перспективы нефтегазонасыщенности кайнозойских впадин северного побережья Охотского моря.— В сб.: Вопросы геологии и нефтегазонасыщенности востока СССР. М., Изд-во МГУ, 1975.
- Конторович А. Э., Бабина Н. М., Богородицкая Л. И., Винокур В. В. и др.* Нефтепроизводящие толщи и условия образования нефти в мезозойских отложениях Западно-Сибирской низменности. М., «Недра», 1967.
- Страхов Н. М.* Основы теории литогенеза, т. 1—3. М., Изд-во АН СССР, 1960, 1961, 1962.
- Трофимук А. А., Шило Н. А., Иванов В. В.* Нефтегеологическое районирование Северо-Востока и прилегающего шельфа.— В сб.: Проблемы нефтегазонасыщенности Северо-Востока СССР. Тр. СВКНИИ АН СССР, вып. 49. Магадан, 1973.

Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт ДВНЦ АН СССР
Северо-Восточное территориальное геологическое управление
Магадан

Дата поступления
3.VIII.1978

⁴ Достаточно вспомнить о нефтеносности континентальных впадин Монголии и Китая.

УДК 552.14 (571.6)

**О ПРОЯВЛЕНИЯХ БЛАСТЕЗА В ПЕСЧАНИКАХ ПЕРМИ
И МЕЗОЗОЯ НЕКОТОРЫХ УЧАСТКОВ ЗАПАДНОГО ВЕРХОЯНЬЯ**

О. В. ЯПАСКУРТ

Приведены новые данные о постседиментационных преобразованиях песчаников верхоянского комплекса по итогам петрографических наблюдений над структурами рекристаллизационного и рекристаллизационно-грануляционного бластеза обломочного кварца. Появление этих структур определяет верхнюю границу начального метагенеза, которая имеет различное положение в разных тектонических структурах. Ставится вопрос о целесообразности картирования зональности вторичных преобразований пород для уточнения причинной зависимости между глубиной этих преобразований и этапами тектонического развития региона.

Породам верхоянского терригенного комплекса свойственны интенсивные и многостадийные постседиментационные преобразования (Коссовская, Шутов, 1955, 1956; Коссовская, 1962; Андриянов, 1973; Израилев, 1973; Ивенсен и др., 1975; Симанович, 1978; Япаскурт, 1978). Наименее измененные их разности принадлежат зоне регионального глубинного эпигенеза, согласно терминологии А. Г. Коссовской (1962). Наиболее измененные отложения описываемого комплекса относились к зонам метагенеза или начального метаморфизма. Судя по новейшим данным, опубликованным в сводке Ю. П. Ивенсена и др. (1975), верхняя граница метагенетических преобразований имеет «скользящее» положение в пространстве относительно стратифицированных уровней в различных тектонических структурах северной части Верхоянской складчатой системы. В частности, на странице 43 вышеупомянутого сборника сказано, что глубинноэпигенетические преобразования типичны для пород всего верхнего палеозоя Куранахского, перми Орулганского и верхних горизонтов верхней перми Куларского антиклинория. А раннеметагенетические вторичные изменения характерны для пород среднего карбона Куранахского, среднего и верхнего карбона Орулганского и верхней перми Куларского антиклинория. Подобные изменения распространены и в нижнекаменноугольных отложениях южной части Орулганского антиклинория, тогда как в центральной зоне того же антиклинория породы нижнего карбона обнаруживают признаки позднего метагенеза.

Наблюдения автора на участках, расположенных северо-западнее площади, рассмотренной Ю. П. Ивенсеном и др. (1975), а также А. Г. Коссовской (1962), и частично на той же площади (фиг. 1) позволили местами выявить метагенетические преобразования в значительно более молодых толщах верхоянского комплекса, включая отложения раннего мезозоя. Прежде чем показать это, остановимся на критериях определения границ зоны метагенеза. Они понимаются в основном так же, как и упомянутыми выше исследователями. Метагенез характеризуется появлением в породах качественно новых парагенезов аутигенных минералов и вторичных структур сравнительно с глубинноэпигенетиче-

скими. Ему свойственна почти завершенная перекристаллизация первичного глинистого вещества в цементе песчаников с возникновением устойчивой однородной ассоциации гидрослюды мусковитового типа (переходящей в мусковит на стадии позднего метазенеза), хлорита, альбита и кварца. Ему же присущи микростилолитовые и бластические структуры, развивающиеся в основном на периферии обломочных псаммитовых зерен.

Бластические структуры в песчаниках среди многочисленных прочих проявлений метазенеза имеют важное значение как диагностический признак, сравнительно легко устанавливаемый с помощью оптических наблюдений. Они бывают наложены на структуры гравитационной коррозии — конформные, инкорпорационные и регенерационные, усложняя характер контактов между обломками. Как правило, бластические структуры наиболее отчетливо выражены в терригенных зернах кварцевого состава. Методы их изучения применительно к раскрытию стадий литогенеза детально разработаны И. М. Симановичем (1972, 1975, 1978). Этим исследователем показан надежный способ выявления начала метазенетического преобразования, когда в породах еще сохраняются реликтовые структуры от предшествующих стадий, по наблюдениям над изменениями внутреннего строения кварцевых зерен. К таким изменениям относятся: начальные проявления общего метаморфизма кварца, его пластическая деформация, вторичное дофинейское двойникование, структуры дифференциального скольжения и начальный рекристаллизационный бластез.

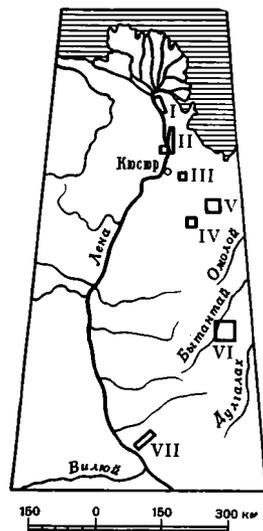
Сущность процесса рекристаллизационного бластеза определяется следующим образом: «Это явление состоит в бластическом замещении кварца кварцем, осуществляющимся в результате миграции границ зерен».

Причиной миграции границ зерен кварца являются метастабильные внутренние напряжения или внешнее давление любого происхождения. Поскольку миграция границ зерен в поликристаллических телах — процесс, требующий энергии активации, очевидно, что для его осуществления в кварцевых песчаных породах необходимы повышенные температуры.

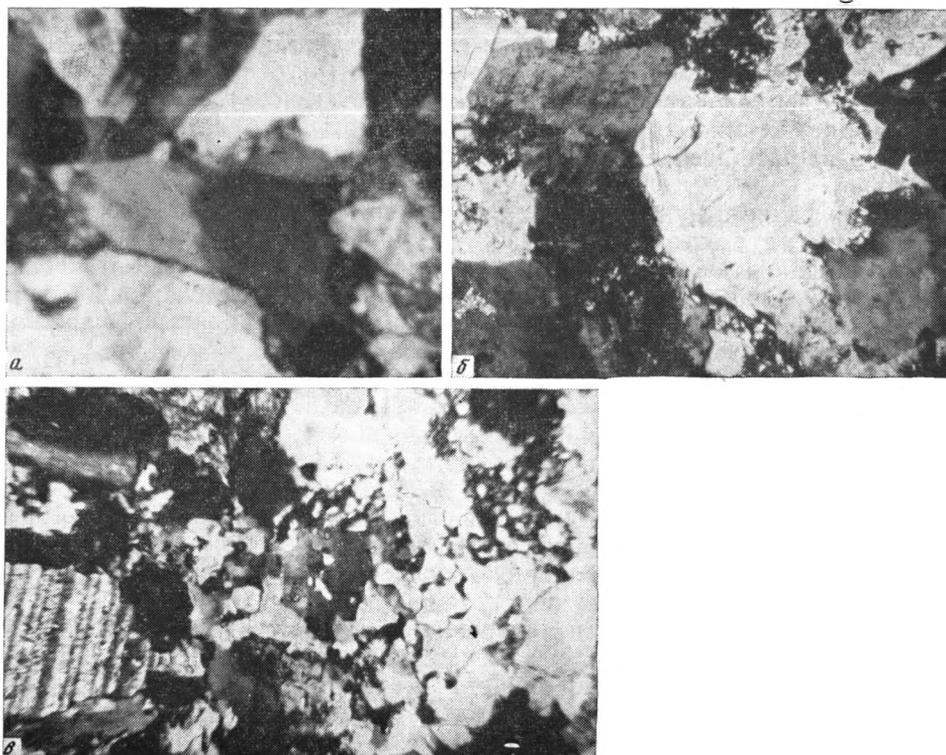
Элементарное проявление рекристаллизационного бластеза — частичный переход оптической ориентировки из одного зерна в другое, поражающий периферийные участки зерен» (Симанович, 1972, стр. 28).

Перемещение границ одного кварцевого зерна в соседнее через конформные или инкорпорационные контакты между ними бывает отчетливо заметно при включении анализатора поляризационного микроскопа, как это видно на фиг. 2, а. В зоне глубокого метазенеза начинает двигаться большая часть границ кварцевых зерен, и в итоге новые границы индивидов могут не соответствовать контурам исходных обломочных частиц (разумеется, в том случае, если песчаник содержит достаточно большое количество терригенного кварца).

Выделяется еще одна разновидность бластеза — рекристаллизационно-грануляционный, возникающий в условиях больших напряжений в динамически активных зонах. «Механизм рекристаллизационно-грануляционного бластеза состоит в образовании нарушенных областей в зернах кварца и последующей рекристаллизации» (Симанович, 1975, стр. 28). Это выражено в возникновении мелкой мозаики из угасающих



Фиг. 1. Схема расположения и номера описываемых участков



Фиг. 2. Бластические структуры в песчаниках, шлифы, с анализатором $\times 150$
a — рекристаллизационный бластез — миграция границ новообразованного кварца через конформные контакты обломков, средний триас Бытантайского поднятия; *б* — рекристаллизационный (в левом верхнем углу) и рекристаллизационно-грануляционный бластез на периферии обломков кварца, соубольская свита верхней перми Хараулахского антиклинория; *в* — полный бластез кварцевых обломков, приобретающих неравномерно-гранулитовое строение, халджинская свита нижней перми на севере Орулганского антиклинория

в шахматном порядке ксеноморфных частиц кварца на окраинах или внутри обломков. Бластические контакты в отличие от структур растворения обломков под давлением приобретают очень извилистые, лапчатые очертания. Контактующие друг с другом зерна становятся как бы «неразъемными» (см. фиг. 2, б).

Эти явления доступны наблюдениям с помощью обычного поляризационного микроскопа и в случае необходимости поддаются количественному учету. Автор изучал их в полимиктовых (кварцевых субграувакковых и суббаркозовых) среднезернистых и мелко-среднезернистых песчаниках преимущественно пермского и триасового возраста из обнажений в следующих местах. В пределах Верхоянского мегантиклинория: 1 — на северном погружении Орулганского антиклинория, в 40 км выше устья р. Саханджа (см. фиг. 1, участок IV); 2 — на северо-восточном крыле мегантиклинория и в соседнем Омолойском синклинории, в верховьях рек Куранах-Юрях и Арага-Юрях (см. фиг. 1, участок V); 3 — в осевой зоне Карданского синклинория, близ верховьев р. Чубукулах на хр. Туора-Сис (см. фиг. 1, участок III); 4 — на юго-западном крыле Хараулахского антиклинория, в низовьях р. Лены (см. фиг. 1, участок I); 5 — к востоку от мегантиклинория: на территории Бытантайского поперечного поднятия — водоразделе рек Бытантай и Дулгалах (см. фиг. 1,

участок VI). А также в пределах пограничных с мегантиклинорием структур внутреннего крыла Приверхоянского прогиба: на Туорасисском и Китчанском выступах основания этого прогиба (см. фиг. 1, участки II и VII). Приводим краткую характеристику наблюдений по перечисленным участкам.

Участок северного погружения Орулганского антиклинория, в 40 км выше устья р. Саханджа (левого верхнего притока р. Бесюке), сложен морскими терригенными отложениями среднего — верхнего карбона и нижней перми: унгуохтахской и халджинской свитами. Халджинская свита обнажена в ядре Хараулахской синклинали северо-восточного простираения, унгуохтахская — развита в ядре соседней с востока Богучанской антиклинали. Эти крупные структуры (шириной свыше 10 км и еще большей протяженностью) расположены на восточном крыле долготного Верхоянского разлома.

В разрезе унгуохтахской и халджинской свит нижней перми суммарной мощностью свыше 2 км преобладают темно-серые до черных филлитоподобные алевритистые аргиллиты и алевролиты. Прослой песчаников имеют подчиненное значение. Но они встречаются по всему разрезу и при этом сохраняют схожесть своего вещественного состава и текстурных особенностей, что облегчает задачу сравнения интенсивности постседиментационных изменений песчаников, взятых из различных обнажений. Особенный интерес представляют такие разновидности песчаников, которые состоят более чем на 90% из плотно упакованных обломков фракций 0,1—0,25, реже 0,25—0,5 мм. У них форма обломков бывает настолько сильно искажена вторичными изменениями, что некоторые песчаники могут быть отнесены к категории метаобломочных пород.

Типичный представитель такого сильно измененного песчаника представлен на фотографии шлифа (см. фиг. 2, в) из халджинской свиты в районе восточного крыла Богучанской антиклинали, на правобережье р. Саханджа. У него в составе обломков господствует кварц и довольно часто встречаются плагиоклазы; в небольшом количестве находятся также калиевые полевые шпаты, частицы сильно перекристаллизованных кремнистых, слюдисто-кремнистых пород и слюды. Почти все эти плотно прилегающие друг к другу обломочные зерна имеют конформные (выпукло-вогнутые), микростиллитовые, либо инкорпорационные взаимоотношения, представляющие собой структуры гравитационной коррозии, свойственные стадиям глубинного эпигенеза. На них наложены более поздние структуры рекристаллизационно-грануляционного бластеза в местах сочленения кварцевых зерен и внутри многих зерен.

Этот процесс выражен в появлении на контактах обломков мозаики из мелких каплевидных зерен кварца с разной оптической ориентировкой. При включении анализатора и вращении столика микроскопа наблюдаются их угасание и просветление в шахматном порядке, из-за чего контуры исходных обломков теряются и создается впечатление взаимного их прорастания, вклинивания друг в друга. Иногда такая «мозаика» охватывает не только периферию терригенной частицы, но и прихотливо проникает в середину обломка, как это видно на фиг. 2, в.

Некоторые зерна полностью превращены в гранобластовый агрегат, а их исходные контуры удается реставрировать только при наблюдениях с выключенным анализатором благодаря сохраняющимся остаточным каемкам более раннего пленочного цемента в виде прерывистых нитей непрозрачного пелитового материала или микрочешуйчатого серицита. В исходной породе, очевидно, имела место плотная упаковка обломков, покрытых на стадиях диагенеза или начального эпигенеза железисто-глинистыми пленочками на поверхности.

Затем в процессе глубинного эпигенеза развивались структуры гравитационной коррозии, а редкие поровые пространства между вдавленными друг в друга зернами заполнялись регенерационным кварцем, по-

глотившим пленочный цемент. Остатки регенерационных каемок и поровых промежутков, выполненных аутигенным кварцем, были затем подвержены бластезу вместе с соседними обломочными частицами. Интенсивно проявленный бластез вместе с перекристаллизацией исходного глинистого гидрослюдистого материала цемента в серицит соответствует качественно новому этапу преобразования пород — метагенезу.

Такого типа структура метагенеза характерна для горизонтов песчаников, изначально насыщенных обломками, встречаемых по всему разрезу перми на описываемом участке. Явления бластеза ослабевают лишь в тех разновидностях песчаников, у которых обломки разобщены базальным или поровым глинистым, либо глинисто-карбонатным цементом. У этих пород по периферии терригенных частиц развивается иной тип структур стадии метагенеза, известных в литературе под названием «шиповидных» (Косовская, 1962). Они характеризуются внедрением в зерна кварца и полевых шпатов мелких чешуек серицита, образующих венцеобразное обрамление.

Явления бластеза ослабевают также и с измельчением размера обломочного материала. Они почти не свойственны тонкозернистым песчаникам и алевролитам, у которых к тому же зерна кварца бывают, как правило, разобщены хлорито-серицитовым цементом.

На участке северо-восточного крыла мегантиклинория и его сочленения с Омолойским синклинорием, в верховьях рек Арга-Юрх и Куранах-Юрх (см. фиг. 1, участок V), который расположен в 60—70 км к восток-северо-востоку от описанной выше площади, развиты отложения нижней и верхней перми, нижнего и среднего триаса. Здесь круто наклоненные к востоку породы унгуохтахской и халджинской свит согласно перекрыты верхнепермской хараулахской свитой песчаников, алевролитов и аргиллитов мощностью около 3,7 км. В песчаниках упомянутых свит структуры рекристаллизационно-грануляционного бластеза также имеют место, но здесь эти структуры имеют гораздо более скромное распространение по сравнению с породами предыдущего участка. Во всяком случае они охватывают значительно менее половины зерен кварцевого состава в общем объеме породы, а иногда бывают проявлены вовсе слабо и неотчетливо. Этот факт объясним отчасти тем, что здесь в составе терригенного материала большинства песчаников кварц играет подчиненную роль, и зерна его часто разобщены обломками других минералов и пород. Кроме того, в составе песчаников преобладают мелкозернистые разновидности, а бластез, как правило, наиболее ярко выражен при крупности обломков, приближающейся к среднезернистой фракции (более 0,2—0,25 мм в поперечнике).

В вышележащих отложениях триаса, суммарная мощность которых достигает 2 км, бластические структуры местами также обнаружены. Но эти структуры имеют здесь совсем иную форму проявления по сравнению с бластезом кварца в песчаниках перми.

Песчаные породы триаса представлены несколькими разновидностями с разным характером цементации обломочного материала. Первая разновидность — песчаники с кальцитовым цементом порового или базального типа, который, корродируя обломки, как бы запечатывает их и бронирует от последующих преобразований. Вторая разновидность — песчаники с большим количеством микрозернистого кварцево-гидрослюдисто-хлоритового материала — перекристаллизованного кремнисто-глинистого матрикса, в котором погружены разьединенные им песчаные зерна. Таких песчаников особенно много в низах разреза, среди отложений индского яруса. Третья разновидность — песчаники с пленочным хлоритовым цементом и кварцевым поровым и регенерационным цемен-тами. Она преобладает среди отложений оленёкского яруса и встречается в среднем триасе. Четвертая разновидность, наиболее распространен-

ная в среднетриасовых отложениях,— это песчаники с преобладающей цементацией вдавливания и с регенерационным цементом преимущественно кварцевого состава.

Песчаникам третьей и в особенности четвертой разновидностей свойственна максимальная искаженность первоначальных размеров и форм обломочных частиц. Там, где эти частицы плотно прижаты друг к другу, широко развиты структуры гравитационной коррозии: конформные выпукло-вогнутые контакты между обломками, а также глубокие инкорпорационные вращающиеся вставления одного зерна в другое. В то время как одни зерна уменьшаются в размерах вследствие коррозии, другие (обычно мелкие) частично или полностью обрастают регенерационными кварцевыми или альбитовыми каемочками. Преобладает регенерационный кварц. Он часто образует отростки—«аппендиксы» от кварцевых же обломков, заполняя все промежутки с соседними зернами и поглощая тончайшие пленочки пелитоморфного вещества на первоначальной поверхности обломков.

В песчаниках среднего триаса из осевой зоны Омолойского синклиниория на левобережье р. Арага-Юрх встречены песчаники с четырьмя генерациями регенерационного кварца, что свидетельствует о длительности и многоэтапности процесса их эпигенетических изменений. Характер таких изменений несомненно отвечает глубинному эпигенезу. Те песчаники, у которых вокруг обломков развиты широкие пленки хлорита, не имеют столь резко выраженных форм регенерации кварца, полевого шпата и структур растворения обломков под давлением. Преобразование их остановилось на самой начальной стадии глубинного эпигенеза.

На преобразование этих стадий наложен рекристаллизационный blastез кварца, который наблюдался в некоторых песчаниках среднего триаса, принадлежащих к четвертой и третьей из вышеописанных разновидностей, в обнажениях западного крыла синклиниория. Он проявлен своеобразно: в форме частичного перехода оптической ориентировки кварца из обломочного зерна в соседний с ним аутигенный кварц раннего порового цемента, либо внутрь каемки регенерационного кварца, отрастающего от соседнего обломка. Явлений рекристаллизационно-грануляционного blastеза, присущих пермским песчаникам, здесь не наблюдалось.

На участке западного крыла Верхоянского мегантиклинория, в осевой зоне Карданского синклиниория, на хр. Туора-Сис в верховьях р. Чубукулах (см. фиг. 1, участок III) характер постседиментационных изменений верхоянского комплекса почти не отличается от вышеописанного. Здесь среди песчаных пород верхней перми господствуют тонко- и мелкозернистые разности, у которых обломки разобщены карбонатным или серицито-хлоритовым цементом. Бластических структур у них наблюдать не удалось. Однако эти структуры выявлены значительно выше по разрезу, в горизонтах среднезернистых песчаников анизийского и ладинского ярусов триаса.

Выходы этих пород изучены автором в ядре крупной синклинали складки, в обнажениях по ручью Даркы, близ впадения в р. Тас-Юрх, которая в свою очередь является верхним притоком р. Чубукулах. Стратиграфическое расчленение верхоянского комплекса в этом районе было выполнено И. С. Грамбергом, Н. С. Спиро, Э. Н. Аплоновой (1961) и уточнено М. Н. Вавиловым (1967), на схему которого и опирался автор. В разрезе триаса суммарной мощностью свыше 0,7 км выделяются здесь четыре регрессивных ритма, соответствующих (снизу вверх): 1—большой части индского, 2—оленекскому и анизийскому, 3—ладинскому и 4—карнийскому и норийскому ярусам (отложения норийского яруса в современном эрозионном срезе на р. Даркы отсутствуют). Каждый из этих ритмов начинается толщей тонкопереслаивающихся аргиллитов,

алевролитов и редких песчаников и завершается толщей мелко- и среднезернистых песчаников.

Явные признаки рекристаллизационного бластеза кварца наблюдались среди песчаников в верхах второго и третьего ритма. Они наиболее отчетливы в песчаниках верхнеладинского подъяруса, где по сравнению с нижележащими породами резко снижается содержание исходного глинистого вещества в цементе, а в составе обломочных зерен увеличивается содержание кварца.

Толща песчаников верхнеладинского подъяруса имеет очень характерный облик, позволяющий легко распознать ее выходы на местности. Ее существенно кварцевые песчаники обладают повышенной крепостью, благодаря чему река в них прорезает узкие ущелья, имеют светло-серый цвет на свежем сколе и покрыты красно-бурыми налетами гидроокислов железа на выветрелой поверхности. Выходы этих песчаников образуют хорошо отпрепарированные выветриванием плиты — монолитные пласты мощностью 0,5—1,5 м каждый. Суммарная мощность верхнеладинского подъяруса в низовьях ручья Даркы достигает 40 м.

Рекристаллизационный бластез в описываемых песчаниках наложен на конформные и инкорпорационные структуры глубинного эпигенеза. Он проявлен достаточно интенсивно. Миграция кварца из одного зерна в другое, через их границы и через регенерационные каемки, нередко приводит к объединению 3—4 зерен в единый агрегат с эффектом одновременного угасания всей его площади при включении анализатора. Возникают новые мозаично угасающие зерна с совсем иными контурами раздела, нежели у исходных обломочных частиц, как это видно на *фиг. 2, а*.

В нижележащих песчаниках анизийского яруса, где вокруг обломков развиты широкие пленки хлорита, рекристаллизационный бластез затрагивает только края отдельных зерен и не приводит к их объединению в агрегаты.

*На участке Хараулахского антиклинория, на правом берегу р. Лены близ ее устья (см. *фиг. 1, участок I*), в 160 км северо-северо-западнее вышеописанного, где имеет место полный разрез перми, структуры рекристаллизационного и рекристаллизационно-грануляционного бластеза широко распространены в верхнепермских песчаниках. Описания их опубликованы (Япаскурт, 1978). Здесь ощутимых изменений в степени преобразования пород снизу вверх по разрезу, суммарной мощностью более 3 км, наблюдать под микроскопом не удалось. Даже в самых верхних свитах перми преобразования пород глубоки и в целом могут быть отнесены к начальному метагенезу (см. *фиг. 2, б*).*

На соседнем с Хараулахским антиклинорием *участке восточной окраины Туорасисского выступа основания Приверхоанского прогиба (см. *фиг. 1, участок II*) увеличивается контрастность в степени литификации различных типов песчаников пермского возраста. В отдельных образцах встречаются разности с бластическими структурами. Но в основной массе пород вторичные преобразования соответствуют стадиям глубинного эпигенеза. Такая же контрастность в преобразованиях песчаников сохраняется и на западной окраине Туорасисского выступа, на левом берегу р. Лены близ мыса Чекуровского. Здесь еще встречаются явления рекристаллизационного бластеза в некоторых горизонтах пермских песчаников, несмотря на то что мощность разреза перми сокращается в 5 раз (Япаскурт, 1978). В породах триаса бластических структур не обнаружено.*

В пределах другой пограничной структуры между мегантиклинорием и краевым прогибом — *на Китчанском выступе основания прогиба, в бассейне р. Лээпискэ — правого притока Лены (см. *фиг. 1, участок VII*) наблюдались явления бластеза и в отложениях триаса, и местами в породах нижней юры. Китчанский выступ представляет собой крупную по-*

ложительную структуру субширотного простирания, которая по стилю тектонического строения близка некоторым зонам мезозойской складчатости.

Особенности ее геологического развития дают основание относить эту структуру к зоне Приверхоянского прогиба (Пушаровский, 1960; Лейпциг, 1962). В пределах поднятия в современном эрозивном срезе развиты отложения юры, триаса и местами верхней перми, претерпевающие уменьшение мощности и некоторые фациальные изменения по сравнению с отложениями верхоянского комплекса того же возраста. В частности, отложения среднего — верхнего отдела триасовой системы имеют континентальный генезис и содержат песчаники субаркозового состава.

Морские отложения нижней юры включают большое количество субграувакковых существенно кварцевых песчаников. Залегание этих толщ осложнено складками северо-западного простирания и многочисленными разрывами, в числе которых находятся надвиги позднемелового возраста. Вблизи надвигов, осложняющих строение двух антиклиналей — Курторгинской и Китчанской, — были изучены выходы отложений триаса и перми в долине р. Лээпискэ.

Здесь были встречены случаи проявления рекристаллизационного бластеза на границах вдавленных друг в друга обломков кварца, иногда — на границах обломка и прилегающего к нему аутигенного кварца более ранней генерации. Всюду происходят незначительные переходы оптической ориентировки из одного зерна в другое. Это свидетельствует о близости вторичных преобразований данных песчаников стадии начального метагенеза. Однако по сравнению со всеми вышеописанными участками в породах триаса и юры Китчанского выступа зачаточные процессы бластеза на контактах кварцевых обломков наблюдаются в редких случаях и являются скорее исключением, чем правилом.

Бытантайское поднятие, разделяющее Омолойский и Сартангский синклинории (см. фиг. 1, участок VI), расположено в 300 км северо-восточнее Китчанского выступа, на водоразделе рек Бытантай и Дулга-лах. Одной из важнейших особенностей развитых здесь отложений верхоянского комплекса является непрерывность их разреза при суммарной мощности свыше 10 км. Накопление осадков такой огромной мощности происходило в обстановке непрерывного прогибания (интенсивность которого менялась во времени) на протяжении всего пермского, триасового и большей части юрского периодов.

Если на соседней к западу территории мегантиклинория и смежной с ним окраины платформы в самом конце позднепермской эпохи и начале индского века имел место перерыв в накоплении осадков, то здесь всюду разрез непрерывен. И во всем этом разрезе наблюдается многократное чередование пачек аргиллитов и алевролитов, принадлежащих к отложениям глубоководного шельфа, и пачек песчаников относительно мелководных. Такое постоянство условий формирования изученных отложений, слабо выраженные изменения в их вещественном составе и характере седиментогенных структур облегчают задачу сравнения вторичных изменений однотипных пород в разрезе и на площади.

Во многих среднезернистых песчаниках перми и триаса Бытантайского поднятия широко развиты бластические преобразования кварцевых зерен и другие типы структур, свойственных стадии метагенеза. Эти структуры аналогичны описанным выше (на участках северного погружения Орулганского антиклинория и Карданского синклинория и др.). Но они в пределах поднятия пользуются неодинаковым распространением в зависимости от тектонического положения породы.

Нами совместно со студентом-дипломником МГУ Б. А. Пужаковым были выполнены количественные подсчеты частоты встречаемости различных типов постседиментационных преобразований, в том числе бластических, для 70 шлифов, что позволило четко определить закономер-

ности убывания интенсивности бластеза вверх по разрезу. Оказалось, что на участках повышенной напряженности тектонических дислокаций метagenетические преобразования распространяются до отложений среднего триаса включительно. В участках же полого залегающих слоев, на сводах коробчатых антиклиналей, аналогичные преобразования не наблюдаются выше отложений поздней перми.

Обобщение выполненных наблюдений сводится к следующему.

1. Уровень появления структур бластеза терригенного и аутигенного кварца, который служит надежным показателем метagenетических преобразований (Симанович, 1978), непостоянен в разрезах верхоянского комплекса различных тектонических структур.

2. Этот уровень бластеза местами поднимается значительно выше по разрезу, чем представлялось ранее для описанных выше районов. Он распространяется на отдельных участках окраин Верхоянского мегантиклинория и на Бытангайском поднятии до отложений среднего триаса включительно, а вблизи зон надвигов Китчанского выступа основания Приверхоянского прогиба признаки бластеза находятся в породах нижней юры.

3. Положение уровня возникновения структур бластеза не обнаруживает прямой связи с мощностями и глубинами максимального погружения верхоянского комплекса, а находится в сложной и еще не до конца раскрытой зависимости от характера тектонических дислокаций.

4. Бластические структуры метagenеза наложены на структуры и аутигенные новообразования позднего эпигенеза. Но появление бластеза не всегда совпадает с максимально интенсивными эпигенетическими преобразованиями. Например, в некоторых песчаниках триаса рекристаллизационный бластез бывает проявлен вместе с признаками самого начала стадии глубинного эпигенеза.

5. В изученных участках бластез очень по-разному проявлен в песчаниках перми по сравнению с более молодыми породами мезозоя. Всюду на границе перми и раннего триаса происходит качественный скачок и в интенсивности, в характере метagenетических новообразований. В отложениях перми обычно проявлен как рекристаллизационный, так и рекристаллизационно-грануляционный бластез, являющийся показателем сильных динамических напряжений. В вышележащих толщах триаса и юры наблюдалась только рекристаллизация кварца, являющаяся показателем прежде всего термической активации. О распространении этой закономерности на всю остальную территорию складчатого Верхоянья судить еще рано, но возможность подтверждения этого положения необходимо учитывать при последующих исследованиях данного региона.

Интерпретация вышеизложенного позволяет считать, что, очевидно, метagenетические преобразования пород верхоянского комплекса не являются непрерывным продолжением глубинноэпигенетических, обусловленных длительным пребыванием пород на многокилометровых глубинах, а наложены на них. Описанные преобразования определяются прежде всего динамическими нагрузками в эпохи тектонических активаций. «Метagenетические изменения пород протекают всегда в условиях действия сильного стресса, приводящего в свою очередь к образованию складчатых и разрывных структур» (Коссовская, Шутов, 1971, стр. 28). Причем в описываемом районе не исключена неоднократность проявления бластеза во времени.

О многоэтапности дометagenетических изменений верхоянского комплекса свидетельствуют данные стадияльного анализа: нахождение до трех-четырех генераций аутигенного кварца (см. выше) и некоторых других минералов. Многоэтапность возникшего затем бластеза также могла иметь место, вызвав резкие различия характера бластических структур в породах триаса и нижележащих толщ.

Окончательное решение этого вопроса требует дополнительных исследова-

дований на базе картирования зон постседиментационных изменений в породах. Положительное его решение находилось бы в согласии с мнением тех исследователей тектоники, которые считают, что складчатость в Верхоянье многоэтапна — начала формироваться на рубеже перми и триаса и продолжалась до поздней юры и мела (Спрингс, 1958; Ивенсен и др., 1978). К. Я. Спрингс, в частности, отмечал до пяти фаз тихоокеанского цикла складкообразования, указав, что интенсивность тектонических движений проявлялась различно в центре геосинклинальной области и на ее окраинах. Не исключено, что первый этап бластеза приурочен к эпохе тектонической активизации на границе между пермским и триасовым периодами.

Следующий этап преимущественного рекристаллизационного бластеза мог быть связан с повышенными тепловыми потоками при движениях на границе ранне- и среднеюрской эпох либо в позднеюрскую эпоху, с которыми в более восточных областях Верхоянья связаны первые проявления интрузивного магматизма.

В связи с вышеизложенным представляется перспективным картирование зон постседиментационных преобразований в отложениях верхоянского комплекса. Важность картирования таких зон неоднократно подчеркивалась многими литологами (Холодов, 1972). Решение вопроса об уровнях метазенеза и их связи с тектонической историей имеет большой практический интерес в связи с поисками возможной эпигенетической минерализации в терригенных породах.

ЛИТЕРАТУРА

- Андрянов Н. Г. Динамотермальный метаморфизм терригенных пород в западной части Южно-Верхоянского синклинория.— В кн.: Новости геологии Якутии, вып. 3. Якутск, 1973.
- Вавилов М. Н. О зонах в нижнем триасе Западного Верхоянья.— Докл. АН СССР, 1967, т. 175, № 5.
- Граммберг И. С., Спири Н. С., Аглонова Э. Н. Стратиграфия и литология пермских и триасовых отложений северной части Приверхоянского прогиба и сопредельных складчатых сооружений.— Тр. НИИГА, т. 118. Л., 1961.
- Ивенсен Ю. П., Амузинский В. А., Невойса Г. Г. Стрoение, история развития, магматизм и металлогения северной части Верхоянской складчатой зоны. Новосибирск, «Наука», 1975.
- Израилев Л. М. Литология, строение и условия формирования верхнепалеозойских отложений южной части Орулганского антиклинория (Северное Верхоянье). Автореф. канд. дис., М., 1973.
- Коссовская А. Г. Минералогия терригенного мезозойского комплекса Вилюйской впадины и Западного Верхоянья.— Тр. ГИН АН СССР, 1962, вып. 63.
- Коссовская А. Г., Шутов В. Д. Зоны эпигенеза в терригенном комплексе мезозойских и верхнепалеозойских отложений Западного Верхоянья.— Докл. АН СССР, 1955, т. 103, № 6.
- Коссовская А. Г., Шутов В. Д. Характер и распределение минеральных новообразований в разрезе мезопалеозойских отложений Западного Верхоянья.— В сб.: О вторичных изменениях осадочных пород. Тр. ГИН АН СССР, 1956, вып. 5.
- Коссовская А. Г., Шутов В. Д. Проблема эпигенеза.— В кн.: Эпигенез и его минеральные индикаторы. Тр. ГИН АН СССР, 1971, вып. 221.
- Лейпциг А. В. История развития структур восточной окраины Сибирской платформы в мезозое.— Геология и геофизика, 1962, № 4.
- Пушаровский Ю. М. Приверхоянский краевой прогиб и мезозойская северо-восточной Азии.— В кн.: Тектоника СССР, т. V. Изд-во АН СССР, 1960.
- Симанович И. М. Постседиментационные преобразования сегозерских кварцито-песчаников (Карелия).— Литол. и полезн. ископ., 1972, № 2.
- Симанович И. М. Кварц песчаных пород (генетические типы и постседиментационные преобразования). Автореф. докт. дис. М., 1975.
- Симанович И. М. Кварц песчаных пород.— Тр. ГИН АН СССР, 1978, вып. 314. М.
- Спрингс К. Я. Тектоника Верхояно-Колымской складчатой области.— Изд-во АН ЛатвССР, Рига, 1958.
- Холодов В. Н. К проблеме картирования эпигенетических изменений в осадочных породах.— Литол. и полезн. ископ., 1972, № 1.
- Япаскурт О. В. Эпигенез верхнепалеозойских отложений на границе Хараулахского антиклинория и Приверхоянского прогиба.— Литол. и полезн. ископ., 1978, № 1.

ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКАЯ ЗРЕЛОСТЬ ПЕСКОВ

Г. Ф. РОЖКОВ

На основе лабораторного моделирования русловых потоков (с подачей и дефицитом обломочного материала) изучалось гидродинамическое преобразование гранулометрического состава исходных песков. Рассматриваются вопросы гранулометрической зрелости искусственных песков и песчаных осадков, сформированных в различных фациальных и микрофациальных условиях.

Однородность песков может определяться модальностью, коэффициентами асимметрии, эксцесса и степенью приближения гранулометрического состава к логнормальному закону распределения. Эти гранулометрические параметры являются достаточной оценкой гранулометрической зрелости песков, которая возникает в результате механической дифференциации обломочного вещества в природе и в конечном счете оценивает всю сумму динамической переработки обломочного материала песчаной размерности.

Гранулометрическое вызревание песка происходит в результате воздействия живых сил среды переноса и седиментации на дискретную структуру кластического материала (Смирнов и др., 1973; Рожков, Соловьев, 1974). По Р. Л. Фолку, структурная зрелость песков определяется, исходя из процентного содержания в них глинистых частиц (гл. фр.), степени отсортированности, т. е. величины стандарта (S) в единицах фи-шкалы, и коэффициента округлости зерен ρ (Folk, 1951). Выделяются четыре стадии структурной зрелости песков: а) незрелые: гл. фр. $>5\%$; $S > 2,0$; зерна угловатые, совершенно неокатанные; б) небольшая зрелость: гл. фр. $<5\%$; $S = 2,0 - 0,5$; зерна слегка округлой формы; в) зрелые: почти нет гл. фр.; $S = 0,5 - 0,35$; $\rho < 3,0$; г) суперзрелые: полное отсутствие гл. фр.; $S < 0,35$; $\rho > 3,0$.

Таким образом, структурная зрелость, по Р. Л. Фолку, имеет более широкое толкование по сравнению с понятием гранулометрической зрелости, основанной исключительно на оценке ситовой гранулометрии.

Статья посвящена описанию критериев выделения различных стадий гранулометрической зрелости песков (песчаников) и их связи с динамическими условиями седиментации.

Если песок данного гранулометрического состава (x_0) подвергается динамической переработке живыми силами в среде седиментации, которые в общем назовем «суммой факторов-причин» (Σf), то в соответствии с различными стадиями переработки x_0 изменяется и принимает значения x_1, x_2, x_3 и т. д.

Гранулометрический уровень песка на i -й стадии процесса определяется как $x_i - x_{i-1}$. Интенсивность динамических действий Σf обозначим η_i , а гранулометрический уровень песка к моменту начала действия Σf положим $h(x_{i-1})$.

Изменение гранулометрического состава песка на i -й стадии процесса переработки зависит как от Σf , действующих с некоторой интенсивностью, так и от величины их начального (исходного) гранулометрического уровня. Эта зависимость выражается следующим образом: $x_i - x_{i-1} = \eta_i h(x_{i-1})$. Изменение гранулометрического состава осадков, таким образом, пропорционально произведению энергии (интенсивности) живых сил природы на величину исходного гранулометрического уровня осадков, который берется в момент начала действия этих сил. При этом η_i называется интенсивностью динамической обработки, а $h(x)$ — ее функцией.

Все необходимые математические выкладки приводятся А. Хальдом (1956, стр. 171—173), поэтому мы их здесь опускаем. Из них он делает вывод: «... если изменение величины, соответствующее данной причине, пропорционально интенсивности этой причины и значению величины, то получаемое распределение должно быть логарифмически-нормальным» (там же, с. 174).

Если интенсивность Σf окажется равной нулю, как, например, при седиментации частиц в застойных условиях, то гранулометрический состав осадков будет подчиняться другим законам распределения (Романовский, 1977).

Иными словами, мы можем сказать, что теоретически распределение гранулометрического состава песков в общем случае подчиняется логнормальному закону, так как изменение их структуры пропорционально как энергии живых сил среды переноса и седиментации, так и их исходному гранулометрическому уровню. Все отклонения от этого закона носят динамо-генетическое значение.

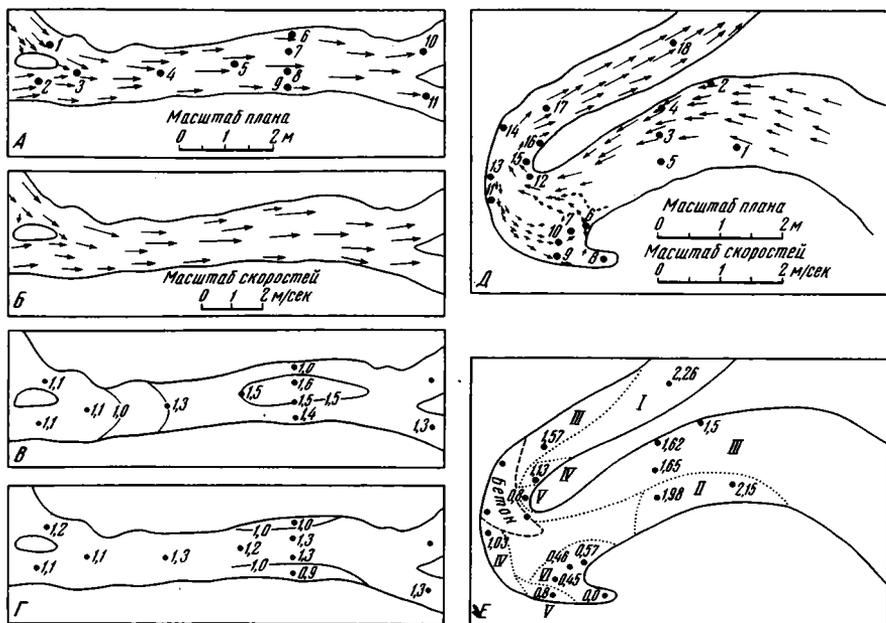
Одним из ведущих природных факторов-причин, определяющих формирование гранулометрического состава песков, следует признать турбулентность течений (Каледа, 1970; Рожков, 1976). Известно, что турбулентность бывает разной интенсивности, и имеется прямая зависимость осредненных гидравлических характеристик от свойств внутренней структуры потоков, которые определяются и шероховатостью дна, тесно связанной с гранулометрическим составом донных осадков (Клавен, Копалиани, 1973). Экспериментальным путем подтверждается, что распределение средних скоростей по вертикали подчиняется логнормальному закону (Наботов, 1970).

Известный критерий подвижности донных осадков по неразмывающей скорости (КПДО) имеет непосредственную связь с турбулентностью течений и зависит от их средней скорости. Этот критерий является отношением средней скорости по глубине потока (V) к неразмывающей скорости (V_0), т. е. $\text{КПДО} = V/V_0$ (Гончаров, 1962). Последняя—это минимальная осредненная по вертикали скорость течения, при которой частицы донных осадков из состояния покоя переходят в состояние начального движения в форме перекатывания, волочения и скольжения. Неразмывающая скорость зависит как от гранулометрии песков, так и глубины потока.

В результате моделирования выяснилось, что значения КПДО, логнормальность и зрелость гранулометрического состава песков обладают между собой определенной связью. Схемы распределения значений КПДО на моделях приводятся на фиг. 1, В, Г, Е.

Известно, что большинство исследователей придерживаются мнения о том, что для аппроксимации эмпирических данных гранулометрического состава песчано-алевритовых осадков логнормальное распределение является наиболее подходящим (Гриффитс, 1971; Крамбейн, Грейбилл, 1969; Бухин, 1967, и др.).

Для выполнения этой процедуры сначала по среднему размеру и стандарту того или иного эмпирического полигона распределения гранулометрического состава (ЭПР) вычисляют соответствующую теорети-



Фиг. 1. Схемы моделей рек Волги и Иртыша

А — направления поверхностных течений на модели р. Волги в середине опыта; схема расположения точек опробования. Направления поверхностных течений к концу эксперимента: Б — модель р. Волги, Д — модель р. Иртыша. Распределение значений критерия подвижности донных осадков: В — модель р. Волги в середине опыта, Г — модель р. Волги в конце эксперимента, Е — модель р. Иртыша в конце эксперимента; римскими цифрами показаны зоны КПО со средними значениями: I — 2–3; II — 2,1; III — 1,6; IV — 1,1; V — 0,8 и VI — 0,4

ческую логнормальную кривую по формуле нормального закона (Крамбейн, Грейбилл, 1969, стр. 147). Затем количественная оценка сходства ЭПР с теоретической дискретной логнормальной кривой производится при помощи известного критерия согласия Пирсона (χ^2) по соответствующей формуле (Митропольский, 1971).

При аппроксимации ЭПР 19-фракционного ситового анализа табличные значения критерия согласия (χ^2) для трех уровней значимости 0,99; 0,95 и 0,01 соответственно составляют 5,81; 7,96 и 32,0 при степени свободы, равной 16. Мы считаем, что при $\chi^2 \leq 5,81$ ЭПР является логнормальным распределением, при $5,81 < \chi^2 < 7,96$ ЭПР довольно хорошо приближается к этому теоретическому распределению. Когда $\chi^2 > 32,0$, то ЭПР полностью расходится с логнормальной кривой, а при $7,96 < \chi^2 \ll 32,0$ результат аппроксимации неопределенный.

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ ИЗУЧЕНИЕ ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКОЙ ЗРЕЛОСТИ ПЕСКОВ

По образцам русловой лаборатории Государственного гидрогеологического института (ГЭБ ГГИ) совместно с Всесоюзным научно-исследовательским геологоразведочным нефтяным институтом (ВНИГРИ) проводились исследования гидродинамической пересортировки песков на моделях участков рек Волги и Иртыша (см. фиг. 1, А–Е).

На модели р. Волги отсутствовала подача осадков, так как в натуре нет поступления в русло наносов с верхнего участка, где установлена плотина Куйбышевской ГЭС. Эта модель соответствует в геологическом отношении резкому дефициту привноса обломочного материала в среду осадкообразования.

Сводка фактических данных по значениям критерия подвижности донных осадков, аппроксимации эмпирических распределений логнормальной кривой и гранулометрическому составу песков модели р. Волги (нижний бьеф Куйбышевской ГЭС)

№ пробы	КПДО (V/V_0)	По весу					По счету				
		виды ЭПР		α	τ	χ^2	виды ЭПР		α	τ	χ^2
		ht	hm				ht	hm			
1	—	—	1	-0,25	5,27	14,1	—	1	0,27	-0,37	8,5
1'	1,1	—	1	0,02	0,77	3,9	—	1	-0,05	0,73	2,8
1''	1,2	—	1	-0,33	1,56	3,8	—	1	-0,04	1,03	4,5
2	—	—	1	0,36	2,61	11,3	—	1	0,26	-0,32	4,7
2'	1,1	—	1	0,06	1,63	9,3	—	1	-0,09	-0,19	2,0
2''	1,1	1	—	-0,20	1,55	10,5	1	—	-0,11	0,97	3,8
3	—	—	1	0,03	3,48	15,0	—	1	0,34	-0,29	7,3
3'	1,1	—	1	-0,15	1,23	2,2	—	1	-0,26	0,65	2,4
3''	1,1	—	1	-0,10	1,58	6,0	—	1	-0,30	0,95	4,5
4	—	—	1	-0,28	5,28	12,2	—	1	0,37	-0,22	8,2
4'	1,3	—	1	0,29	0,55	5,1	—	1	0,21	0,45	3,5
4''	1,3	—	1	-0,09	0,90	4,8	—	1	-0,05	0,77	2,3
5	—	—	1	-0,48	5,09	15,5	—	1	0,42	-0,09	8,7
5'	1,5	1	—	-0,28	3,06	4,5	—	1	0,31	0,81	4,4
5''	1,2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
6	—	—	1	-0,11	4,52	12,1	—	1	0,34	-0,15	6,2
6'	1,0	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
6''	0,9	1	—	0,23	4,86	15,9	—	1	0,34	0,74	5,7
7	—	—	1	0,35	2,09	12,4	—	1	0,23	-0,05	2,6
7'	1,6	—	1	0,10	1,25	4,8	—	1	0,25	0,85	4,4
7''	1,3	—	1	0,06	0,81	4,7	—	1	-0,04	0,91	2,7
8	—	—	1	0,35	2,67	9,7	—	1	0,36	-0,11	6,0
8'	1,4	—	1	0,13	2,43	12,8	—	1	0,34	-0,11	6,1
8''	1,3	—	1	-0,22	1,12	10,6	—	1	-0,06	0,93	3,6
9	—	—	—	0,45	3,10	9,9	—	1	0,34	-0,31	7,9
9'	1,4	—	1	-0,56	2,44	6,4	—	1	0,34	1,22	8,0
9''	0,9	1	—	-0,37	3,45	5,4	1	—	0,60	1,30	10,0
10	—	—	1	0,31	2,96	8,0	—	1	0,49	-0,01	9,7
10'	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
10''	—	1	—	-0,62	3,64	5,4	—	1	-0,04	0,77	3,6
11	—	—	1	0,28	2,28	12,4	—	1	0,31	-0,22	5,4
11'	1,3	—	1	0,05	0,88	4,2	—	1	-0,04	0,26	1,5
11''	1,3	1	—	-0,54	2,30	8,1	—	1	-0,04	1,27	5,6

Примечание. Номер без штриха — исходный осадок, один штрих — по истечении 15 час. эксперимента, два штриха — 81 час. КПДО — критерий подвижности донных осадков, ht — одномодальные гетерогенные ЭПР, hm — одномодальные гомогенные ЭПР, α — асимметрия, τ — эксцесс, χ^2 — накопленное значение критерия «хи-квадрат» при аппроксимации ЭПР логнормальной кривой. Абсолютные ошибки: асимметрии по весу $\pm 0,03$; по косвенному счету $\pm 0,04$; эксцесса: по весу $\pm 0,06$; по косвенному счету $\pm 0,08$.

На модель транзитного участка р. Иртыш, наоборот, производилась подача наносов в количестве 60 г/сек. Песок подавался отдельными порциями во влажном состоянии, интервал между которыми составлял 15 мин. Вес сухого песка в каждой порции был 6,0 кг. В геологическом отношении эта модель отвечает обильному прирвносу обломочного материала в среду седиментации.

Отбор проб на модели р. Волги проводился: 1) до опытов, 2) через 15 час. и 3) через 81 час после начала гидродинамической пересортировки песков, причем 1 час соответствует примерно 1 месяцу в природе. На модели р. Иртыш первая серия проб была взята до опыта, а вторая — спустя 31 час после начала формирования микроформ. Завершающие этапы опробования на обеих моделях проводились после окончательного установления динамического равновесия.

Сводка фактических данных по значениям критерия подвижности донных осадков, аппроксимации эмпирических распределений логнормальной кривой и гранулометрическому составу песков модели р. Иртыш (протока Быстрая)

№ пробы	КПДО (V/V_0)	По весу					По счету				
		виды ЭПР		α	τ	χ^2	виды ЭПР		α	τ	χ^2
		ht	hm				ht	tm			
8'	0,0	—	1	0,27	0,28	5,7	—	1	-0,26	-0,12	1,0
10'	0,45	—	1	-0,19	-0,48	11,3	—	1	-0,26	0,51	2,0
7'	0,46	—	1	0,18	-0,28	4,0	—	1	-0,21	0,24	1,4
6'	0,57	1	—	0,86	1,29	22,4	—	1	-0,42	-0,46	7,5
Средн.	0,4			0,28	0,81	11,0			-0,3	0,22	3,0
9'	0,8	1	—	-1,05	3,9	26,7	—	1	-0,03	0,58	1,4
15'	0,8	—	1	0,56	0,12	8,4	—	1	-0,05	0,05	0,6
Средн.	0,8			0,25	2,0	17,0			-0,04	0,31	1,0
11'	1,03	—	1	0,08	-0,33	4,0	—	1	-0,12	0,38	1,3
16'	1,13	—	1	0,51	0,72	5,2	—	1	0,30	0,04	5,7
Средн.	1,1			0,26	0,2	4,5			0,09	0,21	3,5
2'	1,50	—	1	0,16	0,1	2,9	—	1	-0,06	0,37	0,7
17'	1,57	—	1	0,55	0,82	7,2	—	1	0,05	-0,13	0,9
4'	1,62	—	1	-0,06	0,04	4,20	—	1	0,05	0,75	3,8
3'	1,65	—	1	-0,05	0,36	3,6	—	1	-0,08	0,62	2,6
Средн.	1,6			0,15	0,3	4,3			-0,01	0,39	2,0
5'	1,98	—	1	-0,01	0,49	3,7	—	1	-0,04	0,52	2,3
1'	2,13	—	1	0,17	0,60	9,3	—	1	-0,1	0,10	1,2
Средн.	2,1			0,08	0,55	6,5			-0,07	0,31	1,75
18'	2,3	—	1	0,08	0,24	2,9	—	1	-0,10	0,11	0,6
1		—	1	0,02	0,67	5,5	—	1	0,01	-0,05	2,5
3		—	1	-0,14	0,71	6,2	—	1	-0,01	0,28	1,4
2		—	1	0,25	0,21	4,1	—	1	0,13	0,19	2,3
6		—	1	0,26	-0,01	6,3	—	1	-0,71	0,14	4,6
10		—	1	0,13	0,02	5,6	—	1	0,0	-0,07	2,8
17		—	1	0,01	-0,13	4,3	—	1	-0,22	-0,13	2,2
18		—	1	-0,14	1,03	5,5	—	1	-0,20	0,03	1,2
13		—	1	-0,39	1,47	25,4	—	1	-0,16	-0,06	4,5
12		—	1	0,06	-0,19	3,7	—	1	-0,33	0,13	3,2
14		—	1	-0,29	1,07	4,8	—	1	-0,17	0,24	0,9
ПД		—	1	-0,23	0,98	14,4	—	1	-0,16	-0,01	2,1
ВХ		—	1	0,16	0,15	3,6	—	1	-0,02	0,14	0,9

Примечание. ПД — поступления осадков; ВХ — вынос осадков с модели. Номера с одним штрихом — пробы осадков, взятые через 31 час после начала опыта. Остальные обозначения см. в примечании к табл. 1. Абсолютные ошибки асимметрии: по весу $\pm 0,02$, по косвенному счету $\pm 0,03$; эксцесса: по весу $\pm 0,05$, по косвенному счету $\pm 0,08$.

Результаты статистической обработки дробной ситовой гранулометрии исходных и преобразованных песков и схемы расположения точек опробования представлены соответственно для модели р. Волги в табл. 1 и на фиг. 1, А, а для Иртыша — в табл. 2 и фиг. 1, Д. По этим данным читатель может воспроизвести любые графические построения, которые рассматриваются в статье без соответствующих иллюстраций.

Модель р. Волги. Система течений является простой, и в ходе всего эксперимента их наибольшие скорости были приурочены к центральной осевой линии модели (см. фиг. 1, А, Б). В первый период гидродинамической обработки наибольшие значения КПДО оказались в точках 5, 7, 8. К концу опытов произошло некоторое выравнивание значений КПДО по всей модели. Наименьшие значения этого параметра оказались в прибортовых точках 6 и 9, а наибольшие — распределились вдоль осевой линии (см. фиг. 1, В, Г и табл. 1).

За все время гидродинамической пересортировки песков размеры модальных фракций исходных песков по данным веса практически остались без существенных изменений, а по косвенному счету они возросли с 0,14 до 0,18 мм. В целом можно отметить общее увеличение мер распо-

ложения ЭПР, которое является прямо пропорциональным времени гидродинамической пересортировки исходных песков. По косвенному счету произошло увеличение гомогенности ЭПР песков до 94% и уменьшение их гетерогенности¹ до 6%. Так, например, в точке 9 к концу опытов был сформирован гетерогенный осадок, при этом одна гранулометрическая подсовокупность составила 7,2% с $\bar{x}'=0,07$ мм, а другая составила 92,8% с $\bar{x}''=0,2$ мм.

Последняя гранулометрическая подсовокупность является характерной для всех остальных точек модели, поэтому можно полагать, что небольшая примесь тонкозернистого материала в точке 9 имела место в результате снижения КПДО с 1,4 до 0,9.

По весовым данным в процессе динамической пересортировки наблюдается направленное уменьшение положительной асимметрии ЭПР и переход ее в отрицательные значения, хотя в отдельных точках такая направленность отсутствует (см. табл. 1). К концу эксперимента почти повсеместно на модели асимметрия ЭПР становится отрицательной, что в условиях дефицита привноса указывает на массовый вынос мелких частиц и соответственно на обогащение песков крупнозернистыми фракциями.

К осевой части модели приурочены наименьшие, а к ее бортам — наибольшие значения отрицательной асимметрии ЭПР. Из этого следует, что наибольшая сила течений приурочена не к центру, а к бортам модели. Это противоречит действительности, так как наибольшие значения КПДО приурочены именно к осевым линиям модели.

По косвенному счету зерен также положительная асимметрия ЭПР сменяется отрицательной, переходя через нулевые значения. При снижении скорости течения наблюдается увеличение положительной асимметрии.

В первый период установлено, что вымывание тонкозернистых фракций происходит в первую очередь в узких частях модели, где имеются повышенные значения КПДО. В это же время вниз по течению от точек 1 и 2, вдоль оси модели, образуется вытянутый язык осадков, вовлеченных в гидродинамический процесс переработки, который сводился к массовому выносу мелких частиц из исходных осадков; этим и объясняется понижение здесь положительных значений асимметрии. В конце эксперимента по всей площади модели пески оказались полностью вовлеченными в гидродинамическую пересортировку (см. табл. 1). К этому сроку повсеместно устанавливается отрицательная асимметрия ЭПР преобразованных осадков. Наиболее полное вымывание тонкозернистых фракций наблюдается вдоль линий наибольших значений КПДО. В точке 3 отмечается положительная асимметрия, которую можно расценивать как результат образования теневой (более застойной) вытянутой зоны, расположенной непосредственно за островком вниз по течению. Большие положительные значения асимметрии наблюдаются в симметрично расположенных относительно осевой линии модели точках 6 и 9. Это указывает, что снижение скорости течения в прибортовых частях модели вызывает не только неполный вынос из осадков мелких алевритовых частиц, а наоборот, происходит их привнос, так как в точке 9 наблюдается увеличение положительной асимметрии ЭПР с 0,34 до 0,60.

По весовым данным с увеличением времени динамической пересортировки образуются в основном положительные значения эксцесса, но при этом в большинстве точек на модели в середине эксперимента значения эксцесса уменьшаются, а затем, к концу опыта, снова возрастают. Это плохо согласуется с непрерывным накоплением динамических воздействий на исходные пески. В общем можно считать, что по весу увеличение

¹ Если ЭПР по данным асимметрии и эксцесса можно разложить на две гранулометрические подсовокупности, то такие ЭПР считаются гетерогенными, а если нет, то гомогенными. Процедура усечения описана в книге В. Ю. Урбаха (1963, стр. 68—70).

положительного эксцесса в общем коррелируется с минимальными значениями КПДО (см. табл. 1). Это не отвечает действительности. Картирование значений этого параметра не принесло никакой дополнительной информации.

По косвенному счету зерен исходные пески обладают только отрицательными значениями эксцесса. С увеличением времени динамической пересортировки песков происходит планомерный переход отрицательных значений эксцесса в положительные с увеличением абсолютных величин этого параметра. Такие изменения значений эксцесса полностью согласуются с динамикой, так как происходит общее повышение содержаний модальных фракций и увеличивается отсортированность песков. Картирование значений эксцесса не выявило дополнительной закономерности.

При аппроксимации ЭПР по весу логнормальными кривыми выяснилось, что 30% из них являются логнормальными распределениями, так как $\chi^2 < 5,81$, а 24% довольно хорошо приближаются к этому теоретическому распределению ($5,81 < \chi^2 < 7,96$); остальные 40% дали неопределенные результаты ($7,96 < \chi^2 < 32,0$). Из этого следует, что гранулометрия исходных песков плохо подчиняется логнормальному закону. Однако в середине эксперимента в большинстве точек модели сформировались осадки с логнормальным гранулометрическим составом, за исключением только трех точек—2, 8 и 9. При дальнейшей гидродинамической пересортировке осадков снова наблюдаются отклонения от этого закона, которые вызываются в основном увеличением положительного эксцесса (см. табл. 1).

При аппроксимации ЭПР по косвенному счету зерен логнормальными кривыми установлено, что 63% из них — это логнормальные распределения, так как $\chi^2 < 5,81$, а остальные 37% довольно хорошо приближаются к этому теоретическому распределению ($5,81 < \chi^2 < 7,096$). Таким образом, при переходе на косвенный счет зерен логнормальность ЭПР резко возрастает.

В середине эксперимента также наблюдается увеличение процента приближения ЭПР песков к логнормальному закону, а к концу эксперимента во многих местах модели снова происходит отклонение ЭПР от приобретенной логнормальности. Так, например, в точках 1, 2, 7 и 11 отклонение от логнормальности связано с ростом положительного эксцесса при полной сохранности симметричности ЭПР. В точках 3, 6 и 9 отклонение от логнормального закона вызвано как увеличением значений эксцесса, так и увеличением положительной асимметричности ЭПР. В результате можно полагать, что логнормальность ЭПР песков модели предшествует завершающей стадии гранулометрической зрелости, которая характеризуется симметричностью и крутовершинностью ЭПР. Таким образом, пески, сформированные к концу эксперимента в точках 1, 2, 7 и 11, являются более зрелыми в гранулометрическом отношении по сравнению с осадками в точках 3, 6 и 9, которые не приобрели окончательной симметричности ЭПР.

Модель р. Иртыша. Схема течений является довольно сложной и контрастной, отмечаются как сильные, так и слабые скорости течений, водоворотные и застойные зоны (см. фиг. 1, Д). В связи с этим значения КПДО распределяются крайне неравномерно: в зонах сильных течений наблюдаются повышенные, а в застойных — пониженные значения этого параметра (см. фиг. 1, Е и табл. 2).

За все время гидродинамической пересортировки исходные пески остались гомогенными на 92%, а гетерогенные составили всего лишь 8%, которые приурочены к точкам 6 и 9 с относительно низкими КПДО: 0,57 и 0,8 соответственно. В точке 6 примесь (9,6%) является тонкозернистая составляющая ($\bar{x}' = 0,08$ мм), которая привнесена в основную структуру песка (90,4%), со средним размером $\bar{x}'' = 0,25$ мм. В точке 9 наблю-

дается, наоборот, незначительная примесь (4,5%) крупных частиц ($\bar{x}'' = 0,69$ мм), привнесенных в основную массу среднезернистого песчаного материала ($\bar{x}' = 0,14$ мм).

По косвенному счету зерен все ЭПР как исходных, так и преобразованных песков являются гомогенными распределениями, а слабая гетерогенность по весу при переходе на косвенный счет зерен исчезла.

По данным веса к моменту завершения опытов установилась некоторая связь наименьших средних значений КПДО с наибольшими средними значениями положительной асимметрии ЭПР, а наибольших значений КПДО с почти нулевыми значениями асимметрии (см. табл. 2). Картирование показало, что нулевые изолинии асимметрии в общем совпадают с направлениями действий максимальных скоростей течений. Поскольку нулевая асимметрия ЭПР указывает на пониженное содержание тонкозернистых фракций, то эти данные отвечают действительности.

По косвенному счету зерен отмечается некоторая связь отрицательных значений асимметрии с минимальными значениями КПДО в точках 6—8 и 10. В этих точках наблюдается привнос тонкозернистых фракций, которые к концу опытов оказались модалными, а оставшиеся крупнозернистые фракции исходных песков оказались «хвостовыми», создающими отрицательную асимметрию ЭПР. В целом можно считать, что в условиях обильного привноса обломочного материала, по мере увеличения динамических сил и роста значений КПДО, происходит преимущественное формирование симметричных ЭПР, характер которых вполне согласуется с гранулометрическим составом песков на выходе из модели. В местах, где $\text{КПДО} > 1,0$, отмечается более интенсивное формирование симметричных ЭПР. Картирование показало, что изолинии асимметрии $-0,1; 0; +0,1$ фактически оконтуривают ареалы наибольших скоростей течений и соответствуют зонам повышенных значений КПДО.

По данным веса в конце эксперимента не была установлена определенная взаимосвязь между значениями эксцесса и динамикой, можно лишь отметить, что при $\text{КПДО} > 1,0$ абсолютные значения эксцесса в общем уменьшаются, приближаясь к нулю (см. табл. 2). Картирование значений эксцесса не выявило какой-либо закономерности в распределении этого параметра.

По косвенному счету зерен наблюдается общее увеличение положительных значений эксцесса по мере накопления динамических воздействий (см. табл. 2). Однако при этом изменения эксцесса оказались практически независимыми от значений КПДО, так как линия средних значений этого параметра на графике параллельна оси абсцисс, по которой в возрастающем порядке нанесены значения КПДО. Картирование не выявило никакой дополнительной закономерности в распределении значений эксцесса.

При аппроксимации оказалось, что 70% ЭПР по весу исходных песков обладают логнормальным распределением, а 20% довольно хорошо к нему приближаются; остальные 10% показали неопределенные результаты. В конце опытов было установлено, что 60% ЭПР преобразованных песков являются логнормальными, а 20% к ним приближаются и остальные 20% дали неопределенные результаты. Таким образом, по этим данным наблюдается некоторое снижение логнормальности ЭПР в условиях гидродинамической пересортировки песков. Наблюдается некоторая тенденция сближения ЭПР с теоретическим логнормальным распределением в местах относительного увеличения значений КПДО. Картирование подтверждает эту тенденцию к взаимосвязи.

По косвенному счету зерен наблюдается резкое повышение логнормальности гранулометрического состава как исходных (100%), так и преобразованных (93%) песков на модели. Если по оси ординат отложить средние значения χ^2 преобразованных песков, а по оси абсцисс —

средние значения КПДО, то четко выявляется линейная зависимость уменьшения величины χ^2 при увеличении значений КПДО.

Средние значения χ^2 исходных песков повсеместно превышают средние значения χ^2 преобразованных песков; из этого следует, что логнормальность ЭПР песков увеличивается в процессе их гидродинамической пересортировки (см. табл. 2). Картирование полностью подтверждает эту закономерность.

По значениям асимметрии, эксцесса и χ^2 преобразованные пески можно подразделить на две группы различной гранулометрической зрелости. I группа, наибольшей зрелости, определяется $\alpha=0,0-0,25$, $\tau=0,0-0,6$ и $\chi^2 < 3,0$; к ней относятся пески, сформированные в точках 1—3, 5, 7, 9, 11, 15, 17, 18. II группа, меньшей зрелости, определяется $\alpha=0,25-0,5$, $\tau=-0,0-0,6$, $3,0 < \chi^2 < 10,0$; к ней относятся пески, образованные в точках 4, 6, 8, 10, 16. Картирование двух групп гранулометрической зрелости осадков показывает, что их распределение по площади модели согласуется со схемами распределения КПДО и коэффициентов вариации, а это означает, что гранулометрическая зрелость песков формируется на модели в процессе одноактной гидродинамической пересортировки. Из этого вытекает, что наследственность при формировании гранулометрического состава в принципе может и не иметь столь решающего значения, как это предполагают отдельные исследователи (Гроссгейм, Рожков, 1971; Романовский, 1977).

В связи с этим следует особо подчеркнуть, что гранулометрический состав исходных песков моделей был сильно преувеличен — он был взят вне масштабов моделирования. Исходные пески были отобраны непосредственно из русел рек в натуре, и тем не менее нарастающее радикальное преобразование песков в условиях обеих моделей является неоспоримым фактом.

Гранулометрическая зрелость природных песков. Большое число дробных ситовых анализов песков пустынь донных осадков акваторий и продуктов природного разрушения магматических пород по весу обладают одномодальными распределениями весьма сходной конфигурации, а по косвенному счету зерен их распределения существенно различаются.

По весу (фиг. 2, табл. 3) средние ЭПР² песков пустынь и продуктов природного разрушения магматических пород являются одномодальными логнормальными распределениями, так как соответственно ($\chi^2 = 2,5$) $< 5,81$ и ($\chi^2 = 4,8$) $< 5,81$. Парадоксальность заключается в том, что гомогенность и логнормальность гранулометрического состава присущи как продуктам природного разрушения первозданных магматических пород, которые не испытали никакой транспортировки и динамической переработки, так и пескам пустынь, претерпевшим длительный перенос и, возможно, неоднократную динамическую пересортировку и переработку.

Средние ЭПР донных осадков акваторий и продуктов разрушения магматических пород также оказались достаточно близкими по конфигурации и значению стандарта ($0,9 \approx 0,87$). При аппроксимации среднего ЭПР донных осадков акваторий логнормальной кривой был получен неопределенный результат, так как $7,96 < (\chi^2 = 15,8) < 32,0$.

Наблюдается одномодальное гомогенное строение средних ЭПР песков пустынь и донных осадков акваторий, но при этом они обладают совершенно различным приближением к логнормальному закону ($\chi^2 = 2,5$ и $\chi^2 = 15,8$).

Интегральная кривая (ИК) распределения накопленных значений критерия «хи-квадрат» продуктов природного разрушения магматических пород показывает, что 60% ЭПР являются логнормальными распределениями, 20% практически приближаются к нему и остальные 20%

² Средний ЭПР получался в результате деления пофракционно накопленных сумм навесок в процентах на общее число слагаемых дробных ситовых анализов.

Таблица 3

Параметрические характеристики средних ЭПР и результаты аппроксимации их логнормальным законом распределения

Типы осадков	m	№ на фиг. 2	Статистики средних ЭПР											χ^2
			x, (мм)	S	v	α	τ	n', (%)	n'', (%)	\bar{x}' , (мм)	\bar{x}'' , (мм)	v'	v''	
По весовым данным														
Природное разрушение магматических пород	10	1-а	0,24	0,9	0,86	-0,05	-0,33	—	—	—	—	—	—	2,5
Пустыни	218	1-б	0,19	0,43	0,5	-0,22	1,3	—	—	—	—	—	—	4,8
Донные осадки глуби- ны: 25—200 м	490	1-в	0,12	0,87	1,7	-0,63	0,45	—	—	—	—	—	—	15,8
По косвенному счету зерен														
Природное разрушение магматических пород	10	1-а	0,05	0,5	2,3	-1,2	1,6	14,0	86,0	0,16	0,043	0,4	1,5	23,2
Пустыни	218	1-б	0,11	0,48	1,0	+0,08	0,00	—	—	—	—	—	—	0,5
Донные осадки глуби- ны: 25—200 м	490	1-в	0,04	0,36	2,1	-1,6	3,4	10,0	90,0	0,08	0,04	0,5	1,1	37,0

Примечание. m — количество осредненных дробных ситовых анализов; \bar{x} — средний размер, мм; S — стандарт в логарифмической шкале; v — коэффициент вариации; α — асимметрия; τ — эксцесс; параметры гетерогенности: n' — процентное содержание относительно крупнозернистой подсовокупности; n'' — процентное содержание относительно мелкозернистой подсовокупности; \bar{x}' — средний размер первой подсовокупности, мм; \bar{x}'' — средний размер второй подсовокупности, мм; v' — коэффициент вариации; v'' — коэффициент вариации соответственно второй подсовокупности; χ^2 — накопление значения критерия «хи-квадрат» при аппроксимации среднего ЭПР логнормальным теоретическим распределением.

показали неопределенный результат аппроксимации. ИК песков пустынь и донных осадков акваторий оказались довольно сходными между собой, причем большинство ЭПР этих осадков полностью расходятся с логнормальным законом распределения (соответственно 60 и 80%). Следует отметить, что ИК природного разрушения магматических пород оказалась резко обособленной от них, не имеющей ничего общего с их строением (см. фиг. 2).

По данным косвенного счета зерен (см. фиг. 2 и табл. 3) средний ЭПР продуктов природного разрушения магматических пород является гетерогенным и его можно разложить на две логнормальные гранулометрические подсовокупности: песчаную ($\bar{x}'=0,16$ мм, $n'=14\%$) и алевритовую ($\bar{x}''=0,043$ мм, $n''=86\%$).

Средний ЭПР песков пустынь является гомогенным и логнормальным, так как ($\chi^2=0,5$) $\ll 5,81$, а при наложении его на средний ЭПР по весу наблюдается конвергенция их формы и разница заключается лишь в значениях мер их расположения.

Средний ЭПР донных осадков акваторий является гетерогенным распределением, состоящим из двух логнормальных подсовокупностей: тонкопесчаной ($\bar{x}'=0,008$ мм, $n'=10\%$) и алевритовой ($\bar{x}''=0,04$ мм, $n''=90\%$).

Следует отметить, что по форме имеется довольно большое сходство между средними ЭПР природного разрушения и донных осадков акваторий, а средний ЭПР песков пустынь резко от них отличается.

ИК песков пустынь показывает, что 85% ЭПР этих осадков являются логнормальными распределениями, а еще 10% из них довольно хорошо приближаются к этому теоретическому закону. Анализ соответствующих ИК свидетельствует о том, что подавляющее большинство единичных ЭПР продуктов разрушения магматических пород и донных осадков морей (60%) полностью расходятся с логнормальным законом распределения. Это хорошо объясняется гетерогенностью их гранулометрического состава. Интересно отметить, что ИК продуктов природного разрушения магматических пород занимает примерно среднее положение между круто нарастающей ИК песков пустынь и полого нарастающей ИК донных осадков акваторий.

Из приведенных данных следует, что даже дробный ситовой анализ по весу является малоинформативным и поэтому может служить источником многих недоразумений при интерпретации гранулометрических параметров, на которые указывается в некоторых работах (Петтиджон и др., 1976; Романовский, 1977).

Из рассмотрения данных по косвенному счету зерен вытекает, что в самом процессе природного разрушения первозданных магматических пород уже образуются два независимых распределения: песчаное и алевритовое, в пропорции 1 : 4. При транспортировке этих продуктов разрушения к бассейну седиментации происходит механическое разъединение различных гранулометрических распределений, физической основой разделения которых служит разный механизм транспортировки частиц песчаного и алевритового размеров.

Лабораторным моделированием было подтверждено, что образование или разложение гетерогенных песков на их составляющие сводится к механизму привноса или вымывания из них мелких частиц.

В природе процесс вымывания мелких частиц давно известен как механическая дифференциация обломочного вещества. Поскольку в областях сноса могут размываться не только магматические, но и осадочные комплексы пород, процесс механической дифференциации может многократно повторяться, существенно усложняя это явление.

Волновое взмучивание и особенно эоловая переработка осадков — исключительно мощные факторы удаления частиц алевритовой размер-

ности. В этих условиях происходит образование и накопление основной массы песчаных осадков, которые различаются по зрелости их гранулометрического состава.

В результате статистической обработки более 6000 проб современных и древних осадков было установлено, что рафинированные ЭПР песчаных осадков в диапазоне размеров от 3,6 до 0,025 мм могут быть: а) трехмодальными — 2%, б) двухмодальными — 18% и одномодальными — 80%. Последние подразделяются на четыре группы: в) симметричные ЭПР с отрицательным эксцессом ($|\alpha| \leq 0,47$; $-2 \leq \tau < -0,85$; $\chi^2 > 5,81$); г) ЭПР сильно асимметричные, гетерогенные ($|\alpha| > 0,47$; $|\tau| > 0,85$; $\chi^2 > 5,81$); д) ЭПР логнормальные ($|\alpha| \leq 0,47$; $|\tau| \leq 0,85$; $\chi^2 \leq 5,81$); е) ЭПР симметричные с резко положительным эксцессом ($|\alpha| \ll 0,47$; $\tau \gg 0,85$; $\chi^2 > 5,81$). Все шесть видов ЭПР представлены на фиг. 3.

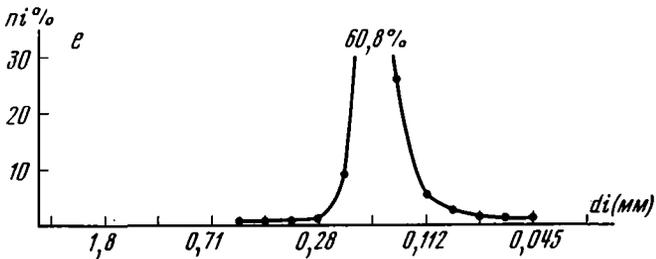
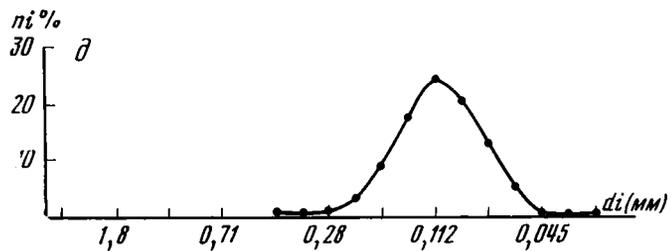
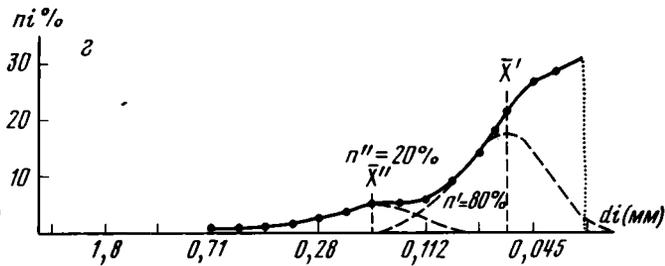
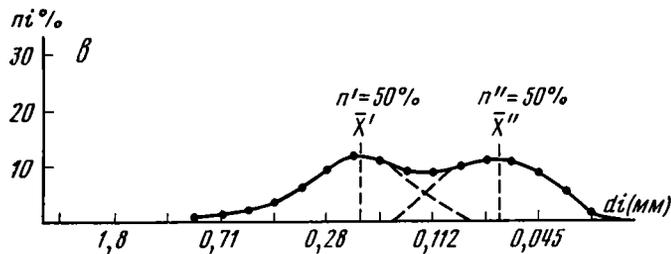
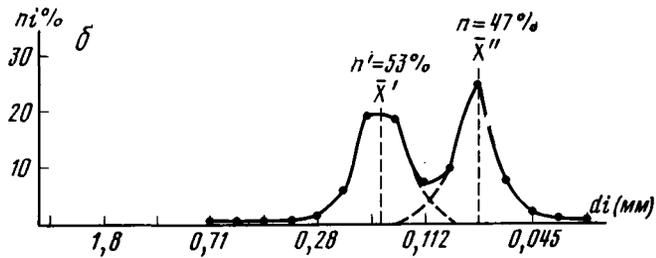
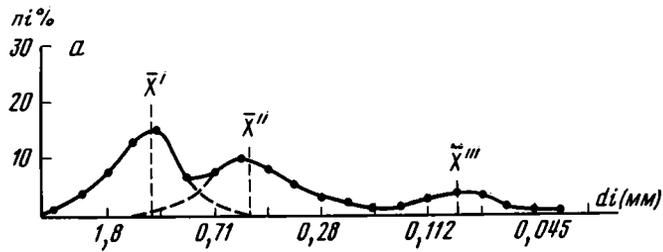
Подсчет частоты встречаемости в природных условиях выделенных групп одномодальных распределений по косвенному счету зерен показал, что все они довольно жестко связаны с определенными фаціальными условиями седиментации. Так, например, ЭПР группы в являются наиболее характерными для осадков равнинных рек. Асимметричные ЭПР группы г с отрицательной симметрией чаще всего встречаются в донных осадках морских впадин или в зонах действия очень слабых донных морских течений, а с положительной асимметрией — в прибрежно-морских осадках. Логнормальные ЭПР группы д, как правило, связаны с песками пустынь, а крутовершинные ЭПР группы е обычно принадлежат пескам морских пляжей очень больших открытых акваторий, где происходит выход на мелководье огромных ветровых волн. К этой же группе относятся и так называемые «поющие» пески.

В природе вызревание гранулометрического состава песков происходит направленно: от снижения полимодальности через асимметрию к логнормальности и затем к крутовершинности ЭПР. Из трехмодальных песков наименее зрелыми в гранулометрическом отношении будут те, у которых имеется наибольший разброс средних размеров составляющих подсовокупностей при сравнительном равенстве их содержаний. Резкое увеличение процентного содержания одной из них уменьшает степень незрелости. Бимодальные ЭПР в любом случае являются более гранулометрически зрелыми по отношению к трехмодальным ЭПР. Аналогично зрелость бимодальных ЭПР также оценивается разницей в средних размерах и процентным содержанием подсовокупностей. Гетерогенный одномодальный ЭПР всегда должен расцениваться как более зрелый в гранулометрическом отношении по сравнению с бимодальным и как менее зрелый по отношению к любому одномодальному гомогенному ЭПР. Разложение в ряд по гранулометрической зрелости одномодальных гомогенных песков производится по косвенному счету зерен при помощи значений χ^2 , а для выделения их суперзрелости требуется еще оценка значений асимметрии и эксцесса ЭПР.

Приведем пример изучения гранулометрической зрелости современных осадков эталонной коллекции, составленной во ВНИГРИ, которая насчитывает более 2700 дробных ситовых анализов. Полученные результаты представлены в табл. 4.

Довольно редко встречаются трехмодальные ЭПР гранулометрического состава. Наибольший процент этих распределений наблюдается в осадках горных рек (в среднем 4,2%), а затем в русловых осадках равнинных рек — 1,3%. Для песчаных осадков морского мелководья (глубины от 2,0 до 25,0 м) характерны только доли процента (0,4%). В песчаных осадках остальных фаций и микрофаций полимодальность полностью отсутствует.

Бимодальность гранулометрического состава имеет несколько большее распространение. Этот вид ЭПР чаще всего встречается в песках горных и равнинных рек и является очень характерным для песчаных



Фиг. 3. Эмпирические полигоны распределения гранулометрического состава современных осадков, характеризующие ряд возрастания гранулометрической зрелости песчаных осадков в размерном диапазоне от 3,6 до 0,025 мм: а — трехмодальный; б — двухмодальный; в — одномодальный симметричный пологовершинный; г — одномодальный асимметричный гетерогенный; д — симметричный логнормальный; е — симметричный крутовершинный

Гранулометрическая зрелость осадков по выборочным пробам из современных

№ п.п.	Современные фации и микрофации	К-во проб	Модальность				Интервалы			
			А	Б	В	Г	0-3	4-6	7-9	10-12
1	Разрушение магматических пород	10	—	—	75,0	25,0	—	—	20,0	20,0
2	Пустыни	218	—	—	—	100,0	66,3	88,5	96,5	100,0
3	Полупустыни	25	—	—	8,0	92,0	36,0	84,0	92,0	100,0
4	Дюны речных долин	20	—	—	—	100,0	30,0	80,0	100,0	—
5	Дюны морских кос	67	—	—	8,3	91,7	18,2	49,8	87,9	95,5
6	Береговые дюны	200	—	—	7,5	92,5	17,5	52,7	71,9	82,9
7	Пляжи от 0 до +2,0 м	400	—	0,5	15,5	84,0	19,8	49,5	73,4	82,7
8	Пляжи открытых акваторий	20	—	—	5,0	95,0	—	—	10,0	40,0
9	Подводные пляжи от 0 до -2,0 м	225	—	1,8	11,1	87,1	14,8	34,8	66,7	74,3
10	Рижский залив, изобата -20 м	98	—	—	35,7	64,3	20,8	38,5	43,7	47,9
11	Донные осадки мелководья от -2,0 до -25,0 м	225	0,4	1,8	20,0	77,6	9,8	43,4	61,1	72,7
12	Донные осадки зон морских течений от -25 до -200,0 м	260	—	—	36,9	63,1	4,5	23,5	40,9	49,6
13	Донные осадки застойных морских впадин от -25,0 до -200,0 м	225	—	—	61,8	38,2	4,6	6,4	10,1	10,6
14	Равнинные реки, русла	74	1,3	1,7	28,1	68,9	12,2	32,5	43,3	51,4
15	Равнинные реки, пляжи, косы	100	—	—	6,0	94,0	28,4	53,9	73,5	82,3
16	Равнинные реки, поймы, застойные зоны речных долин	79	—	3,8	51,9	44,3	1,3	3,8	6,3	6,3
17	Равнинные реки, террасы	72	—	3,0	6,0	91,0	9,7	33,3	40,2	59,6
18	Осадки дельты р. Волги	117	—	2,6	6,0	91,4	44,4	64,9	88,0	90,5
19	Горные реки, русла	69	2,9	4,8	37,2	55,1	7,2	10,1	17,3	21,6
20	Горные реки, пляжи, косы	28	3,6	10,7	46,3	39,9	25,0	39,3	42,9	42,9
21	Горные реки, террасы	15	6,0	14,0	34,0	46,0	—	20,0	26,7	26,7
22	Современная косая слоистость (речные течения)	25	—	20,0	20,0	60,0	12,0	20,0	32,0	40,0
23	Древняя косая слоистость (речные течения)	140	—	5,0	18,6	76,4	16,4	26,2	32,3	35,9
24	Фации равнинных рек	444	0,26	2,3	16,6	77,9	16,4	34,4	44,1	49,9
25	Фации горных рек	112	4,2	9,6	39,2	47,0	10,7	23,1	28,9	30,3

Примечание. А — трехмодальные ЭПР (%); Б — двухмодальные ЭПР (%); В — гетерогенные нормальному закону (%); Ж — неопределенные исходы аппроксимации ЭПР (%); З — ЭПР, не подчиняю аппроксимации средних ЭПР логнормальным законом распределения.

осадков из древних и современных косых серий мульдообразного и субпараллельного типов, сформированных, как известно, в условиях речных течений. В осадках современных косых серий, вскрытых в террасах рек, бимодальность достигает 20%. В среднем для песчаных осадков горных рек бимодальность ЭПР составляет 9,6%, а для равнинных рек — 2,3%. Для песков подводных пляжей и морского мелководья бимодальность не превышает 1,8%, а для песков субаэральных пляжей — 0,5%.

Довольно широкое развитие в современных осадках получают асимметричные гетерогенные ЭПР песков, которые встречаются почти во всех фациях и микрофациях. Исключение составляют только пески пустынь и речных дюн, сформированных в условиях широких долин, для этих осадков характерно полное отсутствие гетерогенных ЭПР. Наиболее час-

отложенный различных фаций и микрофаций (по косвенному сити зерен)

накопленных значений критерия χ^2									Результаты аппроксимации				
13—15	16—18	19—21	22—24	25—27	28—30	31—33	34—36	37	Д	Е	Ж	З	И
30,0	60,0	70,0	70,0	70,0	70,0	80,0	80,0	100,0	—	20	60	20	20,3
—	—	—	—	—	—	—	—	—	92	5	3	—	0,5
—	—	—	—	—	—	—	—	—	87	7	6	—	1,2
—	—	—	—	—	—	—	—	—	87	13	—	—	3,0
98,5	100,0	—	—	—	—	—	—	—	66	24	10	—	5,3
88,1	90,6	91,5	92,5	93,9	94,4	95,8	96,3	100,0	63	20	13	4	13,9
89,5	92,2	93,7	94,2	94,7	94,7	95,4	95,7	100,0	60	15	20	5	6,7
90,0	100,0	—	—	—	—	—	—	—	—	16	84	—	17,9
80,1	82,5	83,5	84,2	84,8	85,8	86,8	87,8	100,0	49	19	18	14	1,7
57,3	61,5	63,6	65,7	67,8	73,0	75,1	77,2	100,0	41	4	30	25	11,6
77,5	84,5	87,6	88,8	90,3	91,4	92,7	93,1	100,0	50	13	29	9	4,6
60,6	65,1	68,4	71,4	74,4	77,0	80,1	87,7	100,0	32	10	34	24	14,6
12,8	15,5	18,5	23,1	29,8	35,0	40,5	50,7	100,0	8	2	32	58	28,0
56,8	60,8	60,8	64,8	67,5	71,5	72,8	76,8	100,0	37	8	32	23	8,6
87,2	90,1	94,0	94,0	96,9	100,0	—	—	—	62	13	25	—	2,7
8,8	11,3	15,1	21,4	23,9	32,8	37,9	44,2	100,0	5	1	33	61	15,8
66,5	67,9	72,1	73,5	76,3	81,8	86,0	87,4	100,0	35	8	33	24	3,2
93,9	98,2	98,2	98,2	99,0	100,0	—	—	—	74	16	10	—	2,0
27,4	28,8	33,1	34,5	37,4	41,7	48,9	84,7	100,0	13	5	32	50	14,0
50,0	53,6	53,6	60,7	64,3	67,9	71,5	75,1	100,0	41	1	30	28	3,6
40,0	46,7	53,4	60,1	66,8	68,8	73,5	73,5	100,0	22	4	47	27	14,6
40,0	40,0	48,0	60,0	64,0	76,0	80,0	84,0	100,0	25	8	48	19	4,5
40,2	42,6	49,9	53,5	54,7	57,1	59,5	61,9	100,0	28	7	40	25	3,8
54,9	57,6	60,6	63,5	66,2	71,5	74,1	77,0	100,0	26	4	45	28	3,8
39,0	43,0	46,7	51,8	56,2	58,8	64,6	67,7	100,0	26	3	37	34	3,4

ЭПР (%): Г — гомогенные ЭПР (%); Д — логнормальные ЭПР (%); Е — ЭПР, строго подчиняющиеся логнормальному закону распределения (%); И — величины накопленных значений критерия χ^2 при

то встречаются гетерогенные ЭПР в осадках, сформированных в условиях морских впадин (61,8%) и в речных поймах (51,9%).

Гомогенные ЭПР характерны для песков пустынь и речных дюн (100%). Во всех остальных фациях и микрофациях содержание гомогенных ЭПР гранулометрического состава варьирует в довольно широких пределах от 95% в песках пляжей открытых акваторий и до 38,2% в донных осадках морских впадин.

В среднем по косвенному счету зерен для современных песчаных осадков трехмодальные ЭПР составляют 0,7%, бимодальные — 3,2, гетерогенные — 21,8 и гомогенные — 74,4%.

Результаты аппроксимации гомогенных ЭПР представлены интегральными кривыми в табличной форме. Ряд убывания гранулометриче-

ской зрелости песчаных осадков по фациям и микрофациям (см. табл. 4, графа д) составляет: эоловые пески—90—60%, песчаные осадки морских побережий—60—40, осадки морских донных течений и равнинных рек—40—25, речные течения по данным осадков из косослойчатых серий—30—25, осадки горных рек—25—10, осадки морских впадин и речных пойм—10—5%.

Ряд возрастания полного неподчинения ЭПР этих же типов осадков логнормальному закону распределения (см. табл. 4, графа з) соответственно составляет: 0—5, 5—15, 15—30, 20—25, 30—50, 50—60%.

В графе и представлены χ^2 , полученные при аппроксимации средних ЭПР. Из этих данных видно, что средние ЭПР рассматриваемых фаций и микрофаций в целом показывают гораздо большее приближение к логнормальному закону распределения, чем соответствующие данные интегральных кривых. Наибольшие расхождения средних ЭПР с логнормальным законом особенно характерны для осадков застойных зон, горных рек и т. д. Наименьшие расхождения наблюдаются у средних ЭПР осадков, при образовании которых участвовали или эоловые процессы, или процессы длительной гидродинамической переработки обломочного материала. Так, средний ЭПР осадков дельты р. Волги является по существу логнормальным гранулометрическим распределением.

Аналогичная таблица гранулометрической зрелости осадков была построена и по весовым данным, но она оказалась менее информативной и поэтому для сокращения объема статьи опущена. По весовым данным не наблюдается столь стройной картины в подчинении логнормальному закону распределения выборочных проб из осадков рассматриваемых фаций и микрофаций. Для сравнения данных по весу с данными по косвенному счету приводим в том же порядке результаты анализа интегральных кривых распределения значений χ^2 . Так, процент логнормальных ЭПР соответственно составляет: эоловые пески—45—20, песчаные осадки морских побережий—40—20, осадки морских течений и равнинных рек—40—20, речных течений по данным косослойчатых серий—20—15, осадки горных рек—25—15, осадки морских впадин и речных пойм—20—10. Распределения процентов по весу, которые полностью расходятся с логнормальным законом распределения, соответственно составляют: 37—70%, 35—95, 35—55, 55—60, 45—80 и 45—80%. Аппроксимация средних ЭПР по весу рассматриваемых фаций и микрофаций показала, что 77% из них имеют неопределенный исход, а 23% являются логнормальными распределениями, к ним относятся средние ЭПР осадков пустынь, речных дюн, морских течений, пляжей и кос равнинных рек и русловые осадки горных рек.

По косвенному счету зерен можно проводить изучение гранулометрической зрелости древних отложений для распознавания (по массовому материалу гранулометрии) различных фаций и микрофаций палеобассейнов.

Гранулометрическая зрелость песчаников была детально изучена для отложений валанжина, готерива, апта и среднего альба Таджикской депрессии. Нижнемеловые песчаники этого района имеют исключительно гомогенный гранулометрический состав. Гранулометрическая зрелость оценивалась по относительной шкале градаций: 1) наиболее зрелые: $\chi^2 > 5,8$; $|\alpha| \leq 0,25$; $\tau > 0,85$; 2) зрелые подразделялись на две градации: а) $\chi^2 \leq 5,8$; $|\alpha| \leq 0,25$; $|\tau| \leq 0,85$ и б) $\chi^2 \leq 5,8$; $0,25 < |\alpha| < 0,50$; $|\tau| \leq 0,85$; 3) наименее зрелые: $\chi^2 \gg 5,8$; $|\alpha| > 0,50$; $0,85 > \tau > -2,0$. Все выделенные стадии зрелости песчаников по данным косвенного счета были закартированы. Полученные схемы распределения гранулометрической зрелости сопоставлялись с распределениями по площади коэффициентов вариации и относительной энтропии, вычисленными также по данным пересчета. В результате оказалось, что ареалы наибольшей гранулометрической зрелости песчаников некоторых стратонов полностью совпали с ареала-

ми наименьших значений коэффициента вариации и относительной энтропии, а ареалы наименьшей гранулометрической зрелости, наоборот, совместились с зонами небольших значений этих же параметров.

Из этого можно сделать вывод о том, что унаследованные гранулометрические признаки для некоторых горизонтов нижнемеловых песчаников Таджикистана не имеют существенного значения, так как наибольшее вызревание гранулометрического состава песчаников происходило в зонах наибольшей динамической активности среды седиментации.

ВЫВОДЫ

1. Гранулометрический состав песков по данным дробного ситового анализа чутко реагирует на изменение гидродинамического режима моделей, при этом косвенный счет зерен несет больше информации. При дефиците обломочных частиц и увеличении гидродинамической пересортировки положительные значения асимметрии рафинированных ЭПР постепенно сменяются отрицательными, а в условиях обильного привноса асимметрия приближается к нулевым значениям. Значения эксцесса указывают на относительную стабильность гидродинамического режима.

2. В условиях дефицита обломочного материала аппроксимация ЭПР песков логнормальным законом показала, что в начале гидродинамической пересортировки исходные пески на модели приобретают логнормальность, а к концу опыта снова теряют ее в основном за счет увеличения положительных значений эксцесса. В условиях обильного привноса увеличение логнормальности ЭПР песков происходит пропорционально увеличению гидродинамических сил.

3. Вызревание гранулометрического состава песков — процесс направленный: от снижения полимодальности через асимметричность к логнормальности и крутовершинности ЭПР. Зрелость полимодальных и гетерогенных песков определяется разностью средних размеров и процентным содержанием составляющих подсовокупностей. Для гомогенных песков она определяется нулевыми значениями асимметрии и эксцесса, а также логнормальностью ЭПР. Симметричность и высокая крутовершинность ЭПР при отклонении от логнормальности характеризуют сверхзрелые пески.

4. Сопоставление закартированных стадий гранулометрической зрелости песков с данными коэффициента вариации, отражающего соотношение турбулентности среды седиментации и структуры осадков (Каледа, 1970), позволяет оценивать влияние фактора наследственности при образовании гранулометрического состава. При моделировании гранулометрического состава песков были получены указания, что фактор наследственности не имеет решающего значения.

ЛИТЕРАТУРА

- Бухин М. Н. Применение логарифмически-нормального закона распределения к расчету гранулометрического состава наносов.— Тр. ВНИИГ им. Б. Е. Веденеева, 1967, вып. 36.
- Гончаров В. И. Динамика русловых потоков. Л., Гидрометеониздат, 1962.
- Гриффитс Дж. Научные методы исследования осадочных пород. М., «Мир», 1971.
- Гроссгейм В. А., Рожков Г. Х. Основные вопросы гранулометрии в геологии.— Литол. и полезн. ископ., 1971, № 5.
- Каледа Г. А. Вопросы методики изучения изменчивости состава и физических свойств горных пород на тектонических структурах.— В сб.: Вопросы методики изучения литологии в нефтегазоносных областях. Тр. ВНИГНИ, вып. 91, 1970.
- Клавен А. Б., Копалиани З. Д. Лабораторное исследование кинематической структуры турбулентного потока с сильно шероховатым дном.— Тр. ГГИ, вып. 209. Л., Главметеониздат, 1973.
- Крамбейн У., Грейбилл Ф. Статистические модели в геологии. М., «Мир», 1969.
- Митропольский А. К. Техника статистических вычислений. М., «Наука», 1971.
- Наботов Д. Н. Исследование поля скоростей при повышении шероховатости дна.— В сб.: Движение наносов в открытых руслах. М., «Наука», 1970.

- Петтиджон Ф., Поттер П., Сивер Р.* Пески и песчаники. М., «Мир», 1976.
- Рожков Г. Ф., Соловьев Б. С.* Результаты систематизации дробных ситовых анализов.—
Литол. и полезн. ископ., 1974, № 5.
- Рожков Г. Ф.* Коэффициенты асимметрии и вариации гранулометрического состава осадков — индикаторы микрофациальных условий седиментации.— Литол. и полезн. ископ., 1976, № 6.
- Романовский С. И.* Седиментологические основы литологии. Л., «Недра», 1977.
- Смирнов Л. С., Колобзаров О. В., Рожков Г. Ф.* Дискретность материала песчано-алевритовых пород в связи с эволюцией осадконакопления.— Сов. геология, 1973, № 12.
- Урбах В. Ю.* Математическая статистика для биологов и медиков. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Хальд А.* Математическая статистика с техническими приложениями. М., ИЛ, 1956.
- Folk R. L.* Stages of textural maturity in sedimentary rocks.— J. Sediment. Petrol., 1951, v. 21.

ВНИГРИ,
Ленинград

Дата поступления
26.III.1979 г.

УДК 549.742.111 : 551.762

**КАЛЬЦИТОВЫЕ ПСЕВДОМОРФОЗЫ (ПСЕВДОГЕЙЛЮССИТ,
ЯРОВИТ, ТИНОЛИТ, ГЛЕНДОНИТ, ГЕННОЙШИ,
БЕЛОМОРСКИЕ РОГУЛЬКИ) В ОСАДОЧНЫХ ПОРОДАХ.
ПРОИСХОЖДЕНИЕ ПСЕВДОМОРФОЗ**

М. Е. КАПЛАН

Рассматриваются географическое распространение, тектоническая, стратиграфическая, фаціальная приуроченность, соотношения с вмещающими породами, внутреннее строение, минеральный и химический состав кальцитовых псевдоморфоз. Их присутствие в осадочных породах является, как правило, палеоклиматическим индикатором низких температур формирования осадков.

Около 150 лет назад в современных илах Белого моря и в аллювиальных четвертичных отложениях Тюрингии были впервые найдены кальцитовые псевдоморфозы по неизвестному минералу. К настоящему времени эти редкие образования под разными названиями («ячменные зерна», «псевдогейлюссит», «яровит», «тинолит», «глендонит», «беломорские рогульки», «геннойши») описаны из осадочных пород различных районов мира.

Совершенно необычная для осадочных толщ прекрасная огранка и гигантские размеры многих псевдоморфоз постоянно привлекали к ним пристальное внимание исследователей. Изучением псевдоморфоз занимались И. Блум, А. Деклуазо, Дж. и Э. Дэна, П. В. Еремеев и другие крупнейшие минералоги. В «Системе минералогии» Дж. Дэна и др. (1953) псевдоморфозам посвящен специальный раздел. Однако и до сегодняшнего дня природа исходного минерала остается неустановленной.

Выяснение этого вопроса представляет не только чисто минералогический интерес, поскольку псевдоморфозы развиты в широком стратиграфическом диапазоне от карбона до четвертичных отложений в Северной Америке, Европе, Азии, Австралии и, несомненно, являются индикатором специфических палеогеографических обстановок формирования осадков.

За длительный период изучения псевдоморфоз в качестве исходного минерала, впоследствии заместившегося кальцитом или, в редких случаях, другими новообразованиями, назывались гейлюссит, глауберит, гипс, целестин, ангидрит, сера, тенардит, ромбические карбонаты. В подавляющем большинстве случаев восстановление природы исходного минерала опиралось прежде всего на результаты кристаллографических измерений. Однако уже само разнообразие приведенного перечня минералов свидетельствует о недостаточности чисто геометрического подхода при определении генезиса псевдоморфоз и о необходимости привлечения дополнительных геологических и геохимических соображений.

Такая попытка комплексного подхода к проблеме псевдоморфоз предпринята в настоящей работе, в которой рассматриваются геологические обстановки формирования псевдоморфоз, общие особенности их состава и строения и вероятная природа исходного минерала. Обзору основных месторождений псевдоморфоз посвящена другая публикация (Каплан, 1979)¹, где приложен каталог месторождений, все имеющиеся химические анализы и полная библиография.

Основу изученной нами коллекции псевдоморфоз составляли образцы из юрских и нижнемеловых отложений Восточной Сибири (колл. М. Е. Каплана, дополненная образцами С. В. Мелединой, Т. И. Нальняевой, Т. И. Кириной, А. М. Жаркова). Были исследованы также отдельные псевдоморфозы из верхнепермских отложений р. Мезени (колл. В. Б. Татарского), из третичных отложений Западной и Северной Камчатки (колл. Ю. Друщица и В. Голикова), из четвертичных отложений Таймыра (колл. О. В. Суздальского, Ленинградского университета, Минералогического музея АН СССР), из современных отложений Белого моря (колл. Ленинградского горного института и Минералогического музея АН СССР), из четвертичных отложений ГДР (колл. Фрайбергской горной академии² и Минералогического музея Московского геологоразведочного института).

РАСПРОСТРАНЕНИЕ ПСЕВДОМОРФОЗ

Географическое распространение. Псевдоморфозы известны преимущественно в северном полушарии, в различных частях Европы, Азии и Северной Америки (фиг. 1, табл. 1). Большинство месторождений сосредоточено к северу от 60° с. ш., и только некоторые из них расположены южнее, между 40 и 60° с. ш. В южном полушарии псевдоморфозы найдены в Австралии к югу от 20—25° ю. ш. Откорректированные по палеомагнитным данным значения широт (табл. 1), снятые с карт А. Смита и др. (Smith et al., 1973), наиболее существенно изменяются для пермских и триасовых (?) месторождений Европы и Северной Америки, сдвигающихся в сторону низких широт (10—30° с. ш.), и пермокарбонových и верхнемеловых месторождений Австралии, перемежающихся в направлении высоких широт (50—70° ю. ш.).

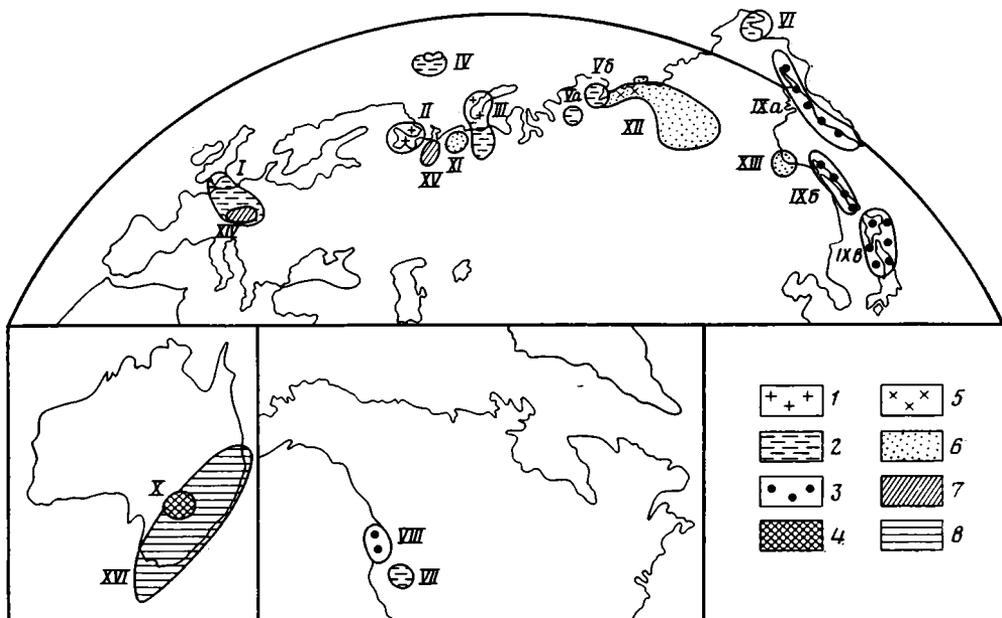
Тектоническая приуроченность. Отложения с псевдоморфозами формировались в разнообразных платформенных и геосинклинальных условиях. В эвгеосинклиналях накапливались мезо-кайнозойские отложения Тихоокеанского пояса, в миогеосинклиналях — юрские толщи Верхояно-Колымской складчатой области и пермокарбонové отложения Австралии. Остальные месторождения псевдоморфоз располагаются на платформах.

Отсутствует также сколько-нибудь отчетливая приуроченность псевдоморфоз и к более мелким структурным элементам. Как показывают результаты изучения различных разрезов юрских и нижнемеловых отложений на значительной территории севера Восточной Сибири, псевдоморфозы развиты на платформенном и складчатом бортах мезозойских прогибов на разных элементах синклинальных и антиклинальных структур различных порядков.

Стратиграфическое распространение. Псевдоморфозы встречены в пермокарбонových, пермских, юрских, меловых, палеогеновых, неогеновых, четвертичных и современных отложениях. Похожие на псевдоморфозы образования известны и в триасовых толщах. Крупнейшие месторождения приурочены к пермокарбонovým (нижнепермским?), байосбатским, олигоцен-миоценовым и четвертичным отложениям.

¹ Работа депонирована ВИНТИ 24 апреля 1979 г. за № 1471-79 Деп.

² Материал любезно передан нам Р. Штарке.



Фиг. 1. Распространение псевдоморфоз

Отложения: 1 — современные; 2 — четвертичные; 3 — палеогеновые и неогеновые; 4 — верхнемеловые; 5 — нижнемеловые; 6 — юрские; 7 — пермские; 8 — пермо-карбоновые. I — Западная Европа (Англия, ФРГ, ГДР, Голландия, Венгрия); II — Белое море, III — Полярный Урал (Пай-Хой) и Новая Земля; IV — Шпицберген; V — п-ов Таймыр: Va — бассейн р. Пясины; Vб — бассейн р. Большая Балахна; VI — п-ов Чукотка; VII — плоскогорье Большой Бассейн (оз. Лахонтен); VIII — штаты Вашингтон и Орегон; IXа — Корьякское нагорье и Западная Камчатка; IXб — о-в Сахалин; IXв — Япония (о-ва Хоккайдо и Хонсю); X — Австралия (Уайт-Клифс); XI — Тимано-Печорская область; XII — северо-восточная Сибирь (Восточный Таймыр, бассейны рек Хатанги, Анабара, Оленека, Лены, Индигирки); XIII — побережье Охотского моря; XIV — ГДР (Тюрингия); XV — бассейн р. Мезени; XVI — Австралия (Квинсленд, Новый Южный Уэльс, о. Тасмания)

Следует отметить выдержанность горизонтов с псевдоморфозами по разрезу и площади. В детально (зонально) стратиграфически изученных юрских отложениях Восточной Сибири горизонты псевдоморфоз прослеживаются на расстояние до 1—2 тыс. км. Устойчивость морфологических особенностей сростков кристаллов псевдоморфоз позволяет использовать их для детальной послойной корреляции удаленных разрезов.

Фациальная приуроченность. Псевдоморфозы формировались в исключительно широком спектре фациальных обстановок — в континентальных аллювиальных и озерных, дельтовых и лагунных, морских мелководных и относительно глубоководных (см. табл. 1). Максимум в формировании псевдоморфоз приходится на морские мелководные (сублиторальные) отложения. Наибольшее разнообразие фациальных типов характерно для четвертичных отложений. Возможно, это свидетельствует о том, что наблюдаемая картина распределения псевдоморфоз по фациальным обстановкам искажена неполнотой геологической летописи, поскольку морские шельфовые осадки с наибольшим обилием псевдоморфоз лучше всего сохраняются в ископаемом состоянии.

Глубины, при которых формировались отложения с псевдоморфозами, колебались от первых метров (аллювиальные обстановки) до первых десятков — 200 м (озерные³ и морские сублиторальные обстанов-

³ Максимальная глубина четвертичного североамериканского оз. Лахонтен на стадии формирования псевдоморфоз («тинолитов») составляла около 150 м (Russel, 1885).

Таблица 1

Распространение псевдоморфоз

Фациальный тип	Геологический возраст	Палеошироты	Вмещающие породы	Местное название	Месторождения	Предполагаемый исходный минерал *
Аллювиальные	Четвертичный	50—54° с. ш.	Суглинки	Псевдогейлюссит (pseudogaylusseite), ячменные зерна (barley-corn, Gerstenkörner), яровит (jarrowite)	Англия (Дурхэм), Голландия (Долларт, Ондердендам), ГДР (Зангерхаузен, Катинг)	Гейлюссит (Breithaupt, 1836; Rose, 1841; Geinitz, 1876); целестин vom Rath, 1868; Des Cloiseoux, 1874; Miers, 1897; Trenchmann, 1902); гипс (Des Cloiseoux, 1843); ангидрит (Groth, 1878); неясен (van Calker, 1897)
Дельтовые	Тот же	71—73° с. ш.	Песчано-алевритовые и глинистые	—	П-ов Таймыр (реки Агапа, Большая Балахня)	Кальцит (Суздальский, 1968); гипс (Бродская, Ренгартен, 1975)
Озерные	»	40—50° с. ш.	Известняки	Тинолит (thinolite), США	Венгрия, США (оз. Лажонтен)	Гейлюссит (Haidinger, 1841; King, 1878); CaCO ₃ ; CaCl ₂ или CaCO ₃ ; 2NaCO ₃ (Dana, 1885)
Лагунные (повышенная соленость)	Верхнепермский	10—30° с. ш.	Мергели	—	ГДР, ФРГ (Тюрингия), Восточная Европа (р. Мезень)	Гейлюссит (Schmid, 1880; Плотников, Татарский, 1946); гипс (Плотников, 1964)
Морские мелководные	Современный	64—67° с. ш.	?	Беломорские рогульки	Белое море	Целестин (Еремеев, 1882)
То же	Четвертичный	65° с. ш.	Суглинки	—	Чукотка	Кальцит (Петров, 1965, 1966); гипс (Бродская, Ренгартен, 1975); гейлюссит (Hiki, 1897, 1915)
»	Палеогеновый и неогеновый	36—63° с. ш.	Алевритово-глинистые	Геннойши (gennoishi)	Северная и Западная Камчатка, о-ва Сахалин, Хоккайдо, Хонсю; США (шт. Орегон, Вашингтон)	Тенардит (Jkegami, 1965, 1967, 1969); гипс (Бродская, Ренгартен, 1975); гипс (Jaquet, 1892; Pelican, 1900); сера (Weisbach, 1898)

»	Верхне- меловой	65° ю. ш.	То же	Ананасы (pine-apple)	Австралия	глауберит (Anderson, Jevons, 1905); гипс или неизвестная легко растворимая соль (Gürich, 1901)
»	Нижне- меловой	48—52° с. ш.	Алевритово-глинистые, изредка мелкозернистые песчаники	—	Север Восточной Сибири (Восточный Таймыр, бассейны рек Хатанги, Анабара, Оленека, нижнего течения Лены)	Глауберит (Еремеев, 1887)
»	»	52° с. ш.	Алевритово-глинистые	—	Шпицберген	Кальцит (Пчелина, 1965)
»	»	60—70° с. ш.	То же	«ежи» (hedgehogs)	Канада (басс. Свердруп)	Тенардит (Kempfer, Schmitz, 1976)
»	Юрский	55—65° с. ш.	Алевритово-глинистые, изредка мелкозернистые песчаники	—	Восточная Сибирь (Западная Якутия, север Красноярского края)	—
»	Пермо-кар- боновый	50—70° с. ш.	Алевритово-глинистые	Глендонит (glendonite)	Восточная Австралия	Глауберит (David и др., 1909; Carne, 1909; Woolnough, 1910; Twelvetrees, 1912; Walkom, 1913; Brown, 1925; Whithouse, 1933; Raggatt, 1938)
Морские глубо- ководные	Палеоген- неогеновый	50—65° с. ш.	То же	—	Западная Камчатка, о. Сахалин	Гипс (Бродская, Ренгартен, 1975)

* Полная библиография к этой графе приведена в работе М. Е. Каплана, депонированной ВИНТИ 24 апреля 1979 г. за № 1471-79 Деп.

ки) и до первых сотен, а возможно и более, метров (морские относительно глубоководные условия). Соленость вод колебалась от единиц промилле (аллювиальные, озерные обстановки) до 36‰ (дельтовые и морские опресненные и нормально-соленые бассейны) и более (лагуны с доломитовой минерализацией); рН вод изменялась от слабощелочной в морских бассейнах до слабокислой в аллювиальных (пойменных?) условиях. Значения Eh у поверхности осадка как для континентальных, так и для морских обстановок (судя по присутствию остатков зарывающихся организмов) были положительными. В глубоководных морских условиях олигоцен-миоценового Тихоокеанского бассейна, как свидетельствует присутствие таксонтов, возможно, наблюдался некоторый дефицит кислорода в придонных водах.

Существенный интерес представляет оценка температурных условий, в которых формировались отложения с псевдоморфозами. Два крупнейших месторождения псевдоморфоз в пермо-карбонных отложениях южного и в четвертичных и современных отложениях северного полушарий прямо коррелируются с мощными оледенениями. Эти месторождения Северной Америки, Евразии и Австралии расположены в областях средних и высоких палеоширот (40—80°) и попадают в зону распространения покровных ледников.

Четвертичные псевдоморфозы Европы встречаются совместно со скелетными остатками мамонтов и пещерных медведей (van Calker, 1897). Одновозрастные псевдоморфозы Чукотки и пермо-карбонные псевдоморфозы Австралии приурочены к ледово-морским отложениям (Петров, 1966; David et al., 1909). Псевдоморфозы четвертичного оз. Лахонтен (США) формировались в период падения уровня озера, обусловленного, по-видимому, сухостью климата ледниковой эпохи. В слоях с псевдоморфозами оз. Лахонтен полностью отсутствуют остатки пресноводных организмов, характерные для вмещающих озерных известняков (Russel, 1885). Не исключено, что причиной вымирания гастропод и рыб в моменты возникновения горизонтов псевдоморфоз были низкие температуры воды. В высоких широтах (60—65°) расположена часть палеоген-неогеновых (Камчатка), юрских, нижнемеловых (Канада) и верхнемеловых (Австралия) месторождений. Не исключено, что последнее также формировалось в период оледенения. Остальные третичные, юрские и меловые месторождения занимают положение к северу от 35—40° с. ш. В современную холодную климатическую эпоху это области умеренного, субарктического и арктического климатического поясов. Очевидно, что в палеогеновом, неогеновом, юрском и меловом периодах в этих районах существовали более мягкие климатические условия. Однако распространение псевдоморфоз в юрском и палеоген-неогеновом разрезе отчетливо коррелируется с этапами похолодания. Похолодания отражаются появлением рассеянных мегакласт в толщах с псевдоморфозами в ниже-среднеюрских отложениях Сибири (Каплан, 1976), спецификой фауны — довольно однообразным комплексом стенотермных белемнитов в байосе и бате северной Сибири (Сакс, Нальняева, 1976), расцветом холодноводных иолдид в верхнем олигоцене и миоцене Тихоокеанского района (Гладенков, 1970); низкой зрелостью глинистых осадков, их обеднением минералами с лабильной решеткой в отложениях юры северной Сибири (Каплан, 1976); пониженными среднегодовыми палеотемпературами. Значения последних, установленные по геохимическим данным (Ca, Mg, Sr, O¹⁸/O¹⁶ в рострах белемнитов) и изучению пелеципод, для крупнейших палеоген-неогеновых и байос-батских месторождений составляют 7—16° (Сакс, Нальняева, 1975; Durham, 1959). Учитывая сезонные колебания температур, понижение температур с глубиной (по-видимому, особенно значительное для глубоководных Тихоокеанских месторождений) и вероятность аномальных температурных минимумов, кажется вполне реальным паде-

ние температур в моменты формирования отложений с псевдоморфозами до нулевых значений.

Достаточно четкая приуроченность псевдоморфоз к отложениям гумидной зоны с холодным климатом не вяжется с данными по пермским и триасовым месторождениям. Они располагаются между 10 и 30° с. ш. Пермские и триасовые месторождения приурочены в основном к пестроцветной (красноцветной) формации и карбонатным фациям цехштейна, формировавшимся в условиях жаркого и контрастного (переменно-влажного) климата. Вероятность резких понижений температур невелика, хотя в настоящее время на широте 30° (Мексиканский залив) и наблюдаются кратковременные морозы и снегопады. Следует отметить и своеобразие пермских псевдоморфоз, резко отличающихся (фиг. 2, 5) по морфологии от кристаллов всех остальных месторождений.

В целом «средние» фациальные условия формирования псевдоморфоз — сублитораль холодноводного морского бассейна нормальной или несколько пониженной солености. Вероятные физико-химические характеристики придонной воды: рН $\approx 7-8$, +Еh, $t \sim 0-+5-10^\circ\text{C}$ (?). В осадке, в связи с разложением органического вещества, возможно, господствовали слабокислые слабовосстановительные условия. Как свидетельствует фациальное разнообразие отложений с псевдоморфозами, обычны значительные отклонения от этой «средней» обстановки. Самым стабильным является температурный параметр — низкие, близкие к 0° С, температуры растворов.

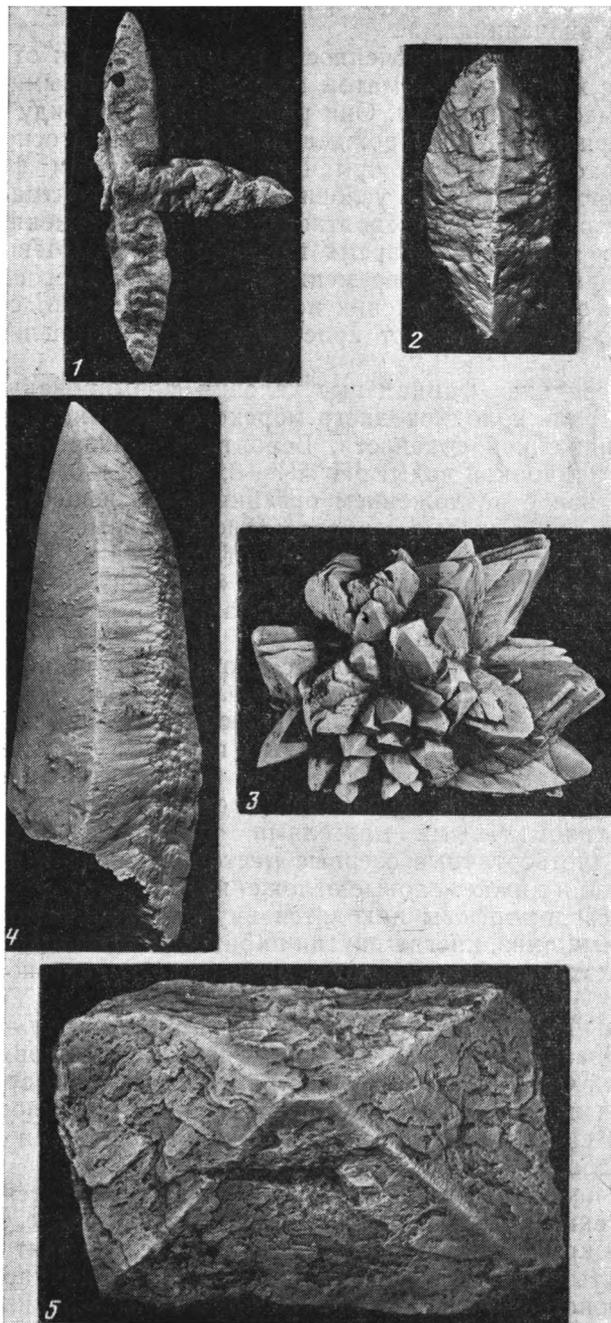
Распределение по типам пород. Псевдоморфозы встречены в известняках, кальцитовых и доломитовых мергелях, глинистых, алевролитовых, песчаных породах (см. табл. 1). Подавляющее большинство псевдоморфоз приурочено к алевроито-глинистым породам — алевролитам, глинистым алевролитам, в меньшей степени к алевроитовым глинам и аргиллитам. Незначительное количество месторождений связано с кальцитовыми и доломитовыми мергелями (пермские месторождения), известняками (четвертичные озерные месторождения) и песчаными породами (юрские и нижнемеловые отложения).

Нередко псевдоморфозы находятся внутри карбонатных конкреций и конкреционных линз, иногда внутри пиритовых стяжений (фиг. 3, 6, 7), но во всех этих случаях вмещающие породы имеют диагенетическое происхождение.

Минеральный состав отложений с псевдоморфозами, по-видимому, очень разнообразен. Детально изученные юрские и меловые толщи севера Восточной Сибири, включающие обильные псевдоморфозы, сложены литокластами, аркозами и поликомпонентными (хлоритово-гидро-слюдистыми с каолинитом, смектитом, смешанослойными минералами) глинистыми породами (Каплан, 1976).

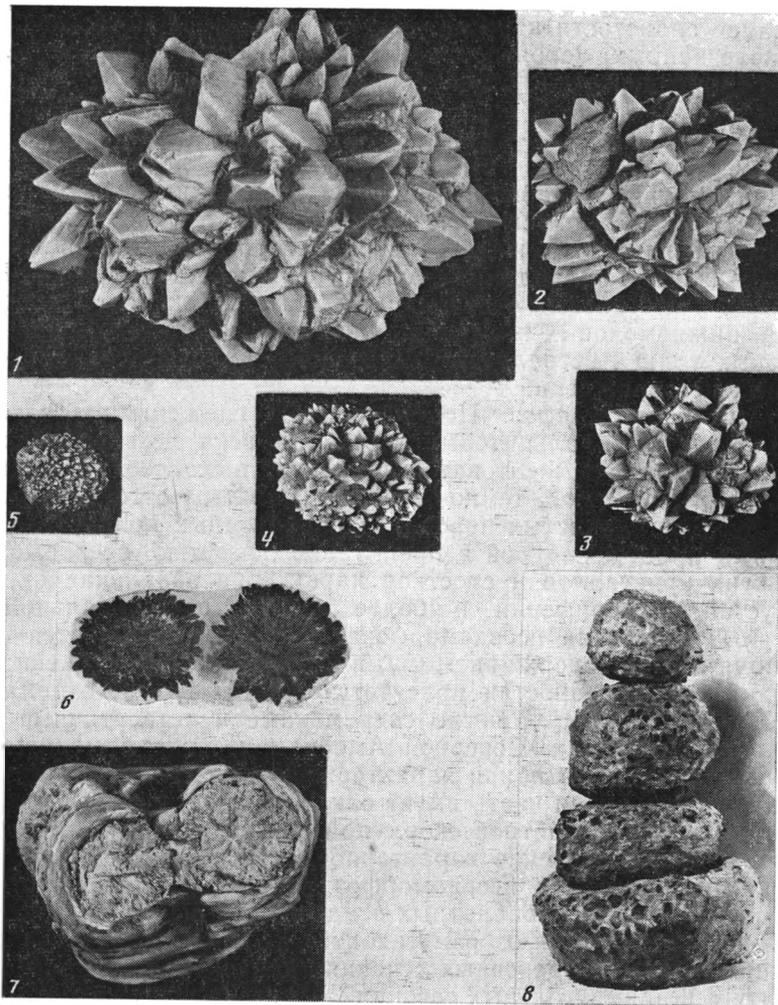
Залегание псевдоморфоз. Наиболее обычным является беспорядочное расположение псевдоморфоз во вмещающей породе, особенно характерное для крупных кристаллов длиной в десятки сантиметров и радиально-лучистых сростков кристаллов. При этом крупные кристаллы протыкают слоистость, а более мелкие кристаллы в радиальных сростках в большинстве случаев облекаются слоистостью.

Нередко наблюдается и перпендикулярное к наслоению залегание псевдоморфоз, представленных обычно сростками мелких кристаллов, развивавшихся, так же как и ассоциирующие карбонатные и пиритовые трубчатые конкреции, в норах зарывающихся животных. Иногда отмечается параллельное наслоению расположение одиночных кристаллов или сростков 2—3 кристаллов, характерное для псевдоморфоз, ассоциирующих с растительными остатками (четвертичные отложения Таймыра) и залегающих в маломощных прослоях глинистых пород среди песков (четвертичные отложения Чукотки).



Фиг. 2. Типичная форма псевдоморфоз из различных месторождений

1 — современные отложения Белого моря, псевдоморфоза серого цвета. Уменьшено в 2 раза («беломорская рогулька», коллекция Ленинградского горного института); 2 — четвертичные отложения, Зангерхаузен (ГДР), псевдоморфоза белого цвета. Увеличено в 2 раза («ячменные зерна», «псевдогейлюссит», коллекция Фрайбургской горной академии); 3 — четвертичные (плейстоценовые) отложения бассейна р. Большая Балахня (Восточный Таймыр), шаровой сrostок белого цвета. Видно расщепление крупных кристаллов. Уменьшено в 2 раза (коллекция Ленинградского государственного университета); 4 — юрские (байос) отложения побережья бухты Нордвик (север Восточной Сибири), бурая, пропитанная нефтью псевдоморфоза. Уменьшено в 1,5 раза; 5 — верхнепермские отложения бассейна р. Мезени (северо-восток Европейской части СССР). Псевдоморфоза серого цвета. Уменьшено в 2 раза (коллекция В. Б. Татарского)



Фиг. 3. Типичные сростки кристаллов псевдоморфоз из юрских (байос и бат) отложений побережья Анабарской губы (север Восточной Сибири)

1—5 — звездчатые шаровые светло-серые сростки различных размеров. Характерно некоторое уплощение по слоистости и худшее развитие кристаллов в нижней части сростков. Уменьшено в 2 раза; 6 — два мелких шаровых, уплощенных по слоистости коричневых звездчатых сростка внутри карбонатной конкреции. Видно концентрическое расположение участков вторичного кальцита (белое) и зональное окрашивание битумом (темная периферия). Пришлифовка, натуральная величина; 7 — два мелких белых звездчатых сростка внутри пиритовой конкреции. Уменьшено в 1,5 раза; 8 — пирамида из шаровых и уплощенных сростков темно-коричневых кристаллов, сцементированных темно-серым глинисто-карбонатным материалом. Уменьшено в 2 раза

Количество псевдоморфоз колеблется в очень широких пределах — от единиц до сотен на 1 м^3 породы. Максимальные содержания характерны для шаровых сростков мелких кристаллов, минимальные концентрации — для гигантских саблевидных образований.

В целом наблюдения над характером залегания псевдоморфоз — облекание слоистостью, приуроченность к нормам зарывающихся организов, присутствие крупных (длиной до 80 см и более) кристаллов, радиально ориентированных от единого центра в различных направлениях, свидетельствует о росте кристаллов внутри жидкого ила, вблизи раздела вода — осадок. В пользу последнего предположения говорит

примыкание слоистости к некоторым кристаллам, присутствие окатанных, ожелезненных, вероятно вымытых из осадка и переотложенных, сростков (морские юрские отложения северной Сибири).

ВНУТРЕННЕЕ СТРОЕНИЕ И СОСТАВ ПСЕВДОМОРФОЗ

Эти параметры псевдоморфоз повсеместно отличаются поразительным сходством. Об этом свидетельствуют результаты изучения шлифов псевдоморфоз из современных осадков Белого моря, четвертичных отложений Англии, Голландии, Германии, Таймыра, Чукотки, США, палеогеновых и неогеновых отложений Камчатки, Хоккайдо, северо-запада США, нижнемеловых и юрских отложений северной Сибири, пермочаппановых толщ Австралии и химические анализы псевдоморфоз из различных месторождений.

Строение псевдоморфоз. Псевдоморфозы сложены агрегатом различно окрашенных кальцитовых зерен. Окраска псевдоморфоз изменяется от почти белой, желтоватой до желтой в светлоокрашенных вмещающих породах, серой, темно-серой с буроватым оттенком и красно-бурой в темных глинистых породах и карбонатных конкрециях и конкреционных прослоях, бурой в пропитанных нефтью псевдоморфозах. Для многих кристаллов и сростков характерна зональная окраска — более густая по периферии и более слабая в центральной части (фиг. 3, 6). В юрских псевдоморфозах Сибири наблюдается прямая корреляция между содержанием $C_{орг}$ и интенсивностью окраски: в светло-серых и серых разностях присутствует 0,15—1,18%, в темно-красных — 0,31—0,45% $C_{орг}$. Многие современные и четвертичные псевдоморфозы Европы, Азии, Северной Америки, юрские и меловые псевдоморфозы Восточной Сибири характеризуются рыхлым пористым сложением. Их внутренняя часть имеет сахаровидный, крупитчатый облик и обычно облекается плотной скорлупой с матовой или блестящей поверхностью. Такое строение характерно для слабо затронутых катагенетическими процессами псевдоморфоз из рыхлых алевроитово-глинистых пород и озерных карбонатных осадков. Для наименее измененных четвертичных псевдоморфоз оз. Лахонтен (США) характерно присутствие в квадратных поперечных сечениях концентрически расположенных ребер, а в прямоугольных сечениях — иногда дополнительного продольного ребра.

В продольном расколе наблюдаются ребра, сходящиеся к одному концу кристалла под углом в среднем около 35° . При заполнении псевдоморфоз вторичным кальцитом детали их внутреннего строения становятся менее ясными (Dana, 1885). Концентрически-зональное строение отмечается также в поперечном сечении псевдогейлюсситов Зангерхаузена (Geinitz, 1876), яровитов с р. Клайд (Trenchmann, 1902), ааленских псевдоморфоз Таймыра.

Более интенсивно преобразованные псевдоморфозы остальных месторождений обычно имеют монолитное сложение. В соответствии с различиями в строении плотность псевдоморфоз колеблется в широких пределах — от $1,9 \text{ г/см}^3$ для рыхлых до $2,65 \text{ г/см}^3$ для плотных разностей, а пористость изменяется соответственно от 20—25 и более до 2%. При этом псевдоморфозы, как правило, плотнее, чем вмещающие породы.

Поверхность псевдоморфоз, особенно светлоокрашенных разностей, нередко имеет пятнистую текстуру, обусловленную присутствием идиоморфных удлиненных и клиновидных серых кальцитовых зерен со стекляннм блеском длиной до 1—1,5 мм, ориентированных преимущественно вдоль оси кристалла и иногда сливающихся в шлировидные участки размером до $1 \times 2 \text{ см}$. Зерна сцементированы преобладающей базальной пластинчатой фарфоровидной кальцитовой массой, которая

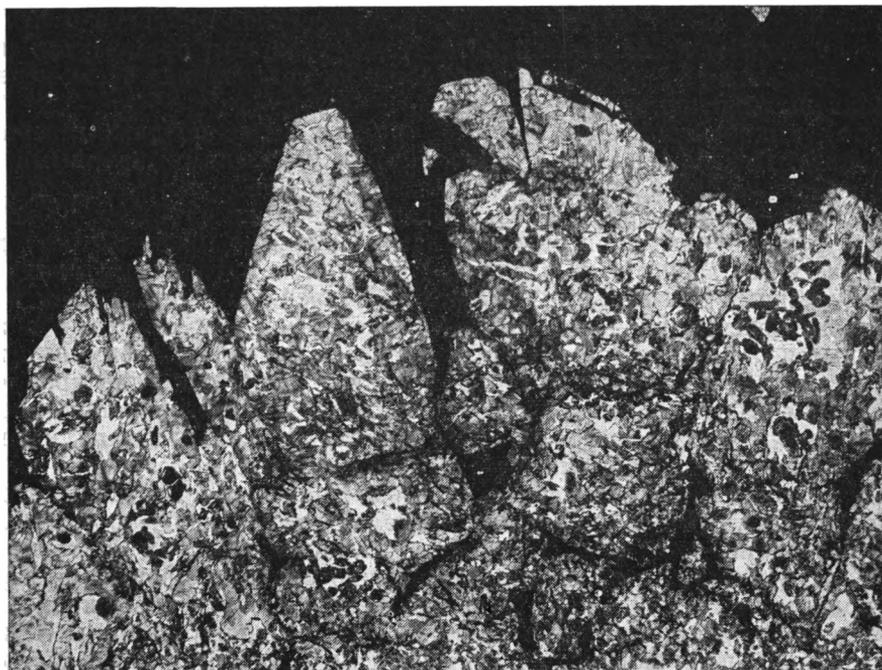
отличается пониженной твердостью, более светлой окраской и лучшей растворимостью в соляной кислоте. Поры, трещины, промежутки между кристаллами в сростках кристаллов и их центральная часть нередко заполнены молочно-белым кальцитом.

Под микроскопом наблюдаются три все более поздних генерации кальцита. Первая представлена кальцитовыми зернами: крупными зернами (до 3 мм) с включениями тонких (0,001—0,003 мм) глинисто-органических частиц, располагающихся концентрически параллельно контурам зерен; крупными чистыми зернами; мелкими (0,05—0,2 мм) изометрическими зернами, в различной степени замутненными глинисто-органическими чешуйками. Ограничения зерен как прямые, так и извилистые, очертания — таблитчатые в поперечных и округлые в продольных по отношению к оси псевдоморфозы сечениях, преимущественное удлинение и оптическая ориентировка — вдоль оси или параллельно граням псевдоморфозы. Вторая генерация — тонкозернистый, иногда радиально-лучистый, сферолитовый, шестоватый кальцит, заполняющий промежутки между зернами и в отдельных случаях образующий шестоватые корочки на гранях псевдоморфоз. Количество кальцита второй генерации колеблется в широких пределах от 10 до 30—40%. Последняя генерация — крупные кристаллы кальцита в порах и трещинах (фиг. 4). Их количество составляет обычно единицы процентов, изредка поднимаясь до 10—25%. Эта генерация кальцита совершенно бесцветна, в то время как первые две нередко бывают окрашены легким, в разной степени окисленным битумоидом в желтые тона различной интенсивности. Присутствие глинисто-органических частиц, окрашивая зерна в серые тона, придает им в отраженном свете ватно-белый облик.

В наименее измененных псевдоморфозах из четвертичных известняков оз. Лахонтен кальцит первой генерации слагает внутренние ребра, а полости между ними заполнены кальцитом второй генерации.

В третичных и четвертичных псевдоморфозах Дальнего Востока и Таймыра Н. Г. Бродской и Н. В. Ренгартен (1975) отмечены следы водорослевой структуры. По мнению этих авторов, все псевдоморфозы образованы каркасом водорослевых нитей, сложенных монокристалльным кальцитом, который включает полосы бурого органического вещества. Следует отметить, что ни в одном из 50 изученных шлифов юрских и четвертичных псевдоморфоз Восточной Сибири ни нам, ни альгологам М. Б. Гниловой, Н. И. Стрельниковой и А. Г. Войцеховской, любезно ознакомившимся с этим материалом, не удалось установить каких-либо следов водорослевых образований. Не исключено, что водорослевые нити, наблюдавшиеся Н. Г. Бродской и Н. В. Ренгартен (1975), являются таким же аксессуарным органогенным компонентом псевдоморфоз, как и остатки древесины, пеллеципод, брахиопод и кораллов, встречающиеся в отдельных псевдоморфозах из четвертичных отложений Чукотки, Таймыра и пермо-карбонатов отложений Австралии.

Минеральный состав псевдоморфоз чрезвычайно однообразен. Основным их компонентом являются кальцит, в котором по химическим и рентгенографическим данным нередко содержится 5—6 мол.% $MgCO_3$ и $FeCO_3$. Указания на присутствие арагонита (Dana, 1885; Еремеев, 1882; Бродская, Ренгартен, 1975, и др.) и сидерита (Brown, 1925) не подтверждены оптическими и рентгенографическими определениями. Только верхнемеловые псевдоморфозы Австралии, приуроченные к интенсивно окремненной толще, сложены не кальцитом, а опалом. Одна из пермо-карбонатовых псевдоморфоз Австралии полностью состояла из гипса (David et al., 1909). Наряду с кальцитом в псевдоморфозах присутствует незначительная примесь обломочных и глинистых частиц, захваченных из вмещающих пород, а также новообразования пирита, гипса, барита, каолинита, халцедона и опала, которые заполняют поры, трещины и образуют налеты и корочки на поверхности псевдоморфоз.



Фиг. 4. Внутреннее строение шарового сростка мелких кристаллов из байосских отложений побережья Анабарской губы (север Восточной Сибири). Белые участки — крупнозернистый вторичный кальцит, темные участки — кальцитовые зерна, обогащенные тонкими глинисто-органическими частицами, основной серый фон — кальцитовые зерна, прокрашенные светло-желтым битумом. В левой верхней части снимка видны расщепленные корродированные кристаллы. Шлиф, ни-коли скрещены, $\times 15$

Средний химический состав псевдоморфоз приведен в табл. 2. Основным компонентом псевдоморфоз является углекислый кальцит (87,62%). Количество нерастворимого остатка, R_2O , и других компонентов не превосходит 2,5%. Полуторные окислы $C_{орг}$, отчасти $Fe_2 + Mg$, P связаны в значительной мере с некарбонатной составляющей псевдоморфоз. Небольшое количество SO_3 (до 0,48%) отражает присутствие примеси гипса и иногда барита. Спектральным анализом в юрских псевдоморфозах северной Сибири обнаружены небольшие содержания Sr, Ti, Cu, Zr и Ca также связанные с нерастворимым остатком. Состав карбонатной части псевдоморфоз (вес.%): $CaCO_3$ — 94,54; $FeCO_3$ — 2,26; $MgCO_3$ — 2,57; $MnCO_3$ — 0,39; $SrCO_3$ — 0,21. Содержание Ba, по спектральным данным, составляет 0,001—0,028%. По рентгенографическим определениям, эти элементы замещают Ca в решетке кальцита.

Следует отметить две особенности химического состава псевдоморфоз: полное отсутствие Mg при очень низких содержаниях Mn, Fe, Sr в некоторых кристаллах и повышенную концентрацию органического вещества. Среднее содержание $C_{орг}$ в псевдоморфозах 0,44%, однако в нерастворимом остатке доля органического вещества составляет 19%, а в отдельных случаях — 50% и более. Это свидетельствует о том, что распыленные в кальцитовых зернах тонкие непрозрачные частицы представляют органический или глинисто-органический материал.

Изучение состава кальцита североамериканских третичных псевдоморфоз микрозондом (Boggs, 1972) показало возрастание содержаний изоморфных Mg и Fe от первой генерации (крупные таблитчатые и

Таблица 2

Средний химический состав (%) псевдоморфоз и вмещающих карбонатных конкреций

Образцы	Нерастворимый остаток	R ₂ O ₃	FeO	CaO	MgO	MnO	SrO	P ₂ O ₅
Псевдоморфозы	$\frac{2,34}{0,93-5,32}$	$\frac{2,11}{\text{сл.}-4,97}$	$\frac{0,77}{0,20-1,55}$	$\frac{50,17}{44,44-53,69}$	$\frac{1,02}{0-2,36}$	$\frac{0,23}{0,02-0,42}$	$\frac{0,144}{0,006-0,360}$	$\frac{0,34}{0-1,21}$
Конкреции	$\frac{36,81}{25,97-50,56}$	$\frac{6,36}{4,76-7,48}$	$\frac{1,88}{1,15-2,42}$	$\frac{29,09}{20,77-25,84}$	$\frac{1,49}{0,77-2,65}$	$\frac{0,18}{0,08-0,35}$	$\frac{0,013}{0,021-0,118}$	$\frac{0,56}{0,12-1,66}$

Образцы	SO ₃	C _{орг}	CO ₂	Сумма	CaCO ₃	FeCO ₃	MgCO ₃	MnCO	SrCO ₃	CaSO ₄	Ca ₃ (PO ₄) ₂
Псевдоморфозы	$\frac{0,15}{0-0,48}$	$\frac{0,44}{0,13-1,92}$	$\frac{40,77}{36,70-42,75}$	$\frac{98,48}{96,66-100,60}$	$\frac{87,62}{94,54}$	$\frac{2,10}{2,26}$	$\frac{2,40}{2,57}$	$\frac{0,36}{0,39}$	$\frac{0,21}{0,22}$	$\frac{0,25}{-}$	$\frac{1,10}{-}$
Конкреции	$\frac{0,21}{0-0,48}$	$\frac{0,44}{0,16-0,86}$	$\frac{23,84}{17,94-28,40}$	$\frac{100,90}{97,93-99,80}$	$\frac{49,10}{88,39}$	$\frac{3,12}{5,62}$	$\frac{3,02}{5,43}$	$\frac{0,29}{0,52}$	$\frac{0,02}{0,04}$	$\frac{0,36}{-}$	$\frac{1,93}{-}$

Примечание. В числителе — средние содержания окислов и солей, в знаменателе — пределы колебаний содержаний компонентов и соотношение углекислых солей в пересчете на карбонатную часть породы. Средний состав псевдоморфоз рассчитан по 22 анализам кристаллов из голландских, немецких, советских (Белое море, Восточная Сибирь, Чукотка, Камчатка, Сахалин), американских (оз. Лаконтен и Тихоокеанское побережье) и австралийских месторождений. Средний состав вмещающих карбонатных конкреций рассчитан по четырем анализам конкреций Восточной Сибири и Камчатки. При расчете средних содержаний нерастворимого остатка и C_{орг} учитывались дополнительные определения этих компонентов из псевдоморфоз и конкреций США и Восточной Сибири. Часть этих данных указана в работах автора 1979 г., депонированной ВИНТИ (см. справку на стр. 126).

округлые зерна) ко второй и третьей генерациям (сферолиты и мозаичный кальцит в порах и трещинах). В первой, второй и третьей генерациях кальцита соответственно обнаружено (%): CaO — 54,34—53,44—53,61; MgO — 0,54—0,93—0,72; FeO — 0—0,33—0,74.

Химический состав псевдоморфоз резко отличается от состава вмещающих карбонатных конкреций. В конкрециях содержится в 15—20 раз больше нерастворимого остатка и выше концентрация связанных с ним компонентов (R_2O_3 , P, Fe, Mg, S, Ti, Cu, Ni, Cr, Ca, Zr, Y, Co, Be). В кальците конкреций в 2—2,5 раза больше изоморфных Fe и Mg, больше Mn и меньше Sr. Количество $C_{орг}$ в нерастворимой части конкреций в 15—20 раз более низкое, чем в нерастворимом остатке псевдоморфоз.

По данным изотопного анализа, углерод псевдоморфоз связан с разложением органического вещества, а изотопный состав углерода конкреций характерен для раковинного материала (Boggs, 1972).

Происхождение псевдоморфоз. Минералоги, восстанавливавшие природу первичного минерала псевдоморфоз, опирались главным образом на их кристаллографическую характеристику. Однако в связи с искажениями кристаллографических элементов при замещении исходного минерала кальцитом результаты измерений не были однозначными. Этим объясняется обилие предполагаемых исходных материалов. Следует отметить, что исследователи, располагавшие сравнительным материалом по различным месторождениям (van Calker, 1897; Dana, 1885; Gürich, 1901), пришли к выводу о трудности или невозможности надежного отождествления первичного минерала ни с одним из известных минеральных видов. По мнению Э. С. Дэна с соавторами, исходный минерал не являлся «...ни гейлюсситом, ни гипсом, ни целестином, ни глауберитом, ни одним из тех минералов, которые могли бы решить проблему... Более того, исходный минерал, вероятно, не известен в природе, хотя, как будет показано ниже, по-видимому, неоднократно формировался в различных месторождениях. Рассмотрение всех искусственных солей Ca, Na и Mg позволяет утверждать, что ни одна из них не отвечает необходимым условиям» (Dana, 1885, стр. 442).

Для восстановления происхождения псевдоморфоз в отдельных случаях привлекались геологические данные. И. Рассел (Russel, 1885), изучавший уникальное по масштабам и сохранности псевдоморфоз четвертичное месторождение оз. Лахонтен (США), считал, что горизонты псевдоморфоз («тинолитов»), достигающие мощности 1,5—4 м, формировались почти в тех же условиях, что и вмещающие их озерные известняки с пресноводной озерной фауной. В последних под микроскопом также обнаружены мелкие кристаллы псевдоморфоз (King, 1878). Т. Дэвид с соавторами (David et al., 1909) обратили внимание на приуроченность пермо-карбонатов псевдоморфоз Австралии («глендонитов») к ледово-морским отложениям и считали первичным минералом глауберит, формировавшийся на стадии раннего диагенеза в жидком илу холодноводных бассейнов. А. Е. Ферман (1938, стр. 625) полагал, что формирование «беломорских рогулек», вероятно, происходит «...в устьях полярных рек, при впадении в богатый хлористым натрием океан вод, приносящих избыток углекислого кальция. Образование гейлюссита в илу этих устьев отвечает низкой температуре химических процессов и высокому содержанию углекислых солей». С. Боггс (Boggs, 1972) предполагал, что исследованные им третичные псевдоморфозы северо-западного побережья США представляют псевдоморфозы заполнения кальцитом кристаллов одного из ромбических карбонатов, формировавшихся на стадии раннего диагенеза преимущественно в породах зарывающихся животных. Н. Г. Бродская и Н. В. Ренгартен (1975), обнаружившие в псевдоморфозах следы водорослевой структуры, считали псевдоморфозы водорослевыми колониями, прораставшими на

стадии раннего диагенеза кристаллом гипса, который впоследствии замещился карбонатом.

Э. Кемпер и Г. Шмитц (Kemper, Schmitz, 1976) полагают, что мелкие шаровые псевдоморфозы («ежи», hedgehogs) валанжинских и аптальбских отложений бассейна Свердруп (Канада) формировались в глинистых илах холодного арктического бассейна и являются результатом замещения кальцитом первичного тенардита.

Приведенные выше данные свидетельствуют о формировании первичного минерала псевдоморфоз в разнообразных тектонических (от эвгеосинклинальных до платформенных), фациальных (от аллювиальных до морских глубоководных) обстановках и в различных типах осадков — алевритово-глинистых, песчано-алевритовых и карбонатных. В конгломератово-песчаных осадках, для которых характерна высокая скорость седиментации, псевдоморфозы отсутствуют. Основная масса кристаллов возникает на стадии раннего диагенеза вблизи поверхности вода — осадок. Наиболее обычная обстановка образования кристаллов — алевритово-глинистые сублиторальные осадки морского бассейна нормальной или несколько пониженной солености с обильной бентосной фауной, нормальной аэрацией придонных вод и невысокой скоростью седиментации. Крупнейшие максимумы распространения псевдоморфоз в пермо-карбоновых, верхнемеловых отложениях Австралии и четвертичных отложениях Евразии и Северной Америки совпадают с эпохами оледенений. Два других максимума — в морских толщах Восточной Сибири и палеоген-неогеновых отложениях северной части Тихоокеанского кольца — приходится на моменты похолодания, когда температура придонных вод могла, по-видимому, опускаться до 0° С. Исключением являются триасовые (?) и пермские псевдоморфозы, отличающиеся от других весьма специфическим габитусом и возникавшие в условиях теплого климата при повышенной солености, прежде всего при заметных содержаниях Mg (лагунные осадки с доломитовой минерализацией).

Следует отметить также повышенные содержания Mg, отражаемые присутствием доломитовых конкреций, в илах палеоген-неогеновых осадков с псевдоморфозами Дальнего Востока.

Все псевдоморфозы, кроме верхнемеловых австралийских образований, сложены кальцитом. Это свидетельствует о существенной роли Ca в составе исходного минерала. Низкие содержания изоморфных Mg, Fe, Mn, Sr во многих псевдоморфозах, особенно в кальцитовых зернах ранней генерации, свидетельствуют о невысоких температурах возникновения кальцита. В частности, полное отсутствие Mg и Sr, отмеченное в некоторых псевдоморфозах, говорит о формировании кальцита при температуре менее 12° С (Seemann, 1970).

Результаты изучения внутренней структуры псевдоморфоз свидетельствуют об их исключительно высокой первичной пористости, составляющей десятки процентов. Высокая пористость обуславливает рыхлое сахаровидное строение неизмененных четвертичных и некоторых мезозойских псевдоморфоз и значительный объем поздних генераций кальцита, выполняющих пустоты в измененных кристаллах. Высокая первичная пористость свидетельствует о значительном сокращении объема при замещении кальцитом исходного минерала, что обуславливается существенной ролью легкорастворимого компонента (или подвижной фазы) в его составе.

В кальцитовых зернах ранней генерации присутствуют глинисто-органические частицы, распределенные в виде концентратов по всему периметру зерен, а не по отдельным их сторонам. Такое распределение глинистых чешуек характерно для зерен (бластокристаллов), возникших путем перекристаллизации, а не путем свободной кристаллизации из растворов (Скропышев, 1961). Это свидетельствует о том, что изу-

чаемые образования представляют не псевдоморфозы заполнения, а псевдоморфозы замещения. При этом вероятное присутствие Са в исходном минерале позволяет считать их псевдоморфозами превращения.

Показательно очень высокое содержание органического материала, составляющего нередко десятки процентов нерастворимой части псевдоморфоз, а также изотопный состав углерода, характерный для углерода органического происхождения. Это отражает, по-видимому, особую роль органического вещества при формировании первичного минерала. Не исключено, что отсутствие псевдоморфоз в грубозернистых конгломератово-песчаных породах отчасти связано с низким содержанием в них органического материала.

Таким образом, первичный минерал псевдоморфоз возникал в широком диапазоне физико-химических обстановок (рН, Eh, солёности). Обязательным условием в большинстве случаев явились низкие, близкие к 0° С температуры. Повышенные концентрации Mg, возможно, увеличивали температуру формирования минерала и сильно изменяли габитус кристаллов. Кристаллы росли в жидком илу вблизи раздела вода — осадок при пониженных скоростях седиментации. Возникновению минерала способствовали процессы жизнедеятельности организмов, обеспечивавшие повышенные концентрации реакционноспособного органического вещества, и во многих случаях — появление полостей нор зарывающихся животных для свободного роста кристаллов. В составе минерала важнейшую роль играл кальций и легкорастворимая быстровыщелачиваемая и подвижная фаза. Возникавшая кальцитовая псевдоморфоза представляла псевдоморфозу превращения.

По мнению В. Б. Татарского (устное сообщение), первичным минералом псевдоморфоз являлся икаит ($\text{CaCO}_3 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$), который выпадает в настоящее время из углекислых источников в холодных прибрежных водах Гренландии (Paule, 1963). Это предположение хорошо согласуется как с геологическими данными (низкими температурами формирования исходного минерала при широкой изменчивости остальных физико-химических параметров среды), так и с минеральным, химическим составом и внутренней структурой псевдоморфоз — их постоянным кальцитовым составом, иногда небольшим или ничтожным содержанием изоморфных компонентов, особенно в кальците ранней генерации, поразительно высокой первичной пористостью, свидетельствующей о значительной роли подвижной фазы в исходном минерале, признаками превращения первичного кристалла в агрегат кальцитовых зерен. Учитывая низкую стабильность икаита в поверхностных условиях, можно считать, что замещение его кальцитом происходило на самых ранних стадиях диагенеза. Присутствие кальцитовых псевдоморфоз в осадочных породах обычно является палеоклиматическим индикатором низких, близких к нулевым, палеотемператур.

ЛИТЕРАТУРА

- Биофациальные особенности мезокайнозойских бассейнов Сахалина и Курильских островов. Новосибирск, «Наука», 1974.
- Бродская Н. Г., Ренгартен Н. В. Органогенная природа диагенетических образований типа «геннойши». — В кн.: Проблемы литологии и геохимии осадочных пород и руд. М., «Наука», 1975.
- Гладенков Ю. Б. Иолдин в палеогене и неогене севера Тихоокеанской области. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1970, № 3.
- Дэна Дж. Д., Дэна Э. С., Пэлач Ч., Берман Г., Фрондель К. Система минералогии, т. II, полумтом I. М., Изд-во иностр. лит., 1953.
- Еремеев П. В. Псевдоморфические кристаллы арагонита и железной окиси из русских месторождений. — Зап. Импер. С.-Петербург. минералог. о-ва, 1882, сер. 2, ч. 17.
- Каплан М. Е. Литология морских мезозойских отложений севера Восточной Сибири. Л., «Недра», 1976 (Тр. Всес. нефт. н.-и. геол.-развед. ин-та, вып. 357).
- Петров О. М. Стратиграфия и фауна морских моллюсков четвертичных отложений Чукотского полуострова. М., «Наука», 1966.

- Плотников М. А., Татарский В. Б.* Псевдоморфозы кальцита по гейлюсситу из татарского яруса р. Мезени.— Зап. Всес. минералог. о-ва, 1946, сер. II, ч. 75, вып. 3.
- Сакс В. Н., Нальняева Т. И.* Ранне- и среднеюрские белемниты севера СССР. Новосибирск, «Наука», 1975 (Тр. Ин-та геол. и геофизики СО АН СССР, вып. 239)
- Скропишев А. В.* О перекристаллизации кальцита и распределении механических примесей в кристаллах.— Зап. Всес. минералог. о-ва, 1961, 2 сер., ч. 90, вып. 5.
- Ферсман А. Е.* Геохимия и минералогия полярных областей.— Докл. АН СССР, 1938, т. XIX, № 8.
- Anderson C., Jevons S.* Opal pseudomorphs from White Cliffs, New South Wales.— Records Aust. Museum, 1905, v. VI, No. 1.
- Boggs S.* Petrography and geochemistry of rhombic calcite pseudomorphs from mid-tertiary mudstones of the Pacific North West USA.— Sedimentology, 1972, No. 19.
- Brown J. A.* Notes of the Occurrence of Glendonitis and Glacial Erratics in Upper Marine Beds of Ulladulla, N. S. W. Proc. Linn. Soc. N. S. Wales, 1925, v. 50, pt. 2.
- Calker F. J. P. van.* Beitrag zur Kenntniss des Pseudogaylussit und uber dessen Vorkommen in Holland.— Z. Kryst. und Miner., Leipzig, 1897, v. XXVIII, No. VI.
- Dana J. D.* Geology. United States Exploring Expedition during the years 1838—1842 under the command of Charles Wilkes. N. Y., v. 10, p. 776.
- Dana E. S.* A crystallographic study of the thiolite of Lake Lahontan.— US Geol. Surv. Bull., 1885, v. 11, No. 12.
- David T. W. E., Taylor J. G., Woolnough W. G., Foxall H. G.* Occurrence of the pseudomorph glendonite in New South Wales.— Records Geol. Surv. N. S. Wales, 1909, v. 8.
- Des Cloiseaux A.* Manuel de Minéralogie, 1874, v. 2.
- Durham J. W.* Palaeoclimates. Physics and chemistry of the earth, v. 3, Pergamon Press. L.— N. Y.— Paris — Los Angeles, 1959.
- Geinitz E. F.* Studien uber Mineral pseudomorphosen.— Neues Jahrb. Miner., Geol. und Paleontol., 1876, Stuttgart.
- Gürich G.* Edelpal and Opal Pseudomorphosen von White Cliffs, Australien.— Neues Jahrb. Miner., Geol. und Paleontol., 1901, v. XIV.
- Hiki T.* On the Gennoishi.— Mem. Coll. Engineering. Kyoto Imp. Univ., 1915. v. 1, No. 1.
- Kemper E., Schmitz H. H.* Stellate nodules from the upper Deer-Bay formation (Valanginian) of Arctic Canada.— Pap. Geol. Surv. Canad., 1976, No. 1.
- King C.* Systematic geology Washington. Governm. print. office. 1878, XII (Prof. papers of the Engineer department US army, No. 18. Report of the geol. exploration of the 40 parallel., v. 1).
- Paule H.* Ikaite, a new mineral from Greenland.— Arctic, 1963, v. 16, No. 4.
- Russel J. C.* Geological history of lake Lahontan. A quaternary lake of North Western Nevada.— US. Geol. Sur. Monographs, 1885, v. 11.
- Seemann R.* Mineralogische und chemische Untersuchungen an Calcitproben aus der Frauchmayer Langsteinhöhle (Hochschwab).— Höhlenkundl. Mitt., 1970, v. 26, No. 3.
- Smith A. G., Breiden J. C., Dewry G. E.* Phanerozoic world maps. Organisms and continents through time.— Spec. Papers Paleontol., 1973, No. 12.
- Trenchmann Ch. O.* Über einen Fund von augsgezeichneten Pseudogaylussit — (= Thiolite-jarrowit) Kristallen.— Z. Kryst. und Miner., Leipzig, 1902, B. 35.

ВНИГРИ,
Москва

Дата поступления
10.I.1978

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК [552.12+552.13]552.517 : 551.793.9+551.794

**ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ГЕНЕЗИСА
ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ПЕСЧАНЫХ И ПЕСЧАНО-ГРАВИЙНЫХ
ОТЛОЖЕНИЙ**

А. А. ЮРГАЙТИС, Г. А. ЮОЗАПАВИЧЮС

При восстановлении условий формирования четвертичных отложений обычно используются данные о характере рельефа, строении толщ, ходе процесса дегляциации. В последнее время несколько больше внимания стало уделяться текстурным особенностям отложений (Микалаускас, 1976). Несмотря на это, перед исследователями иногда возникают трудности при определении отложений флювиогляциальных дельт, флювиогляциальных террас и аллювия или краевых флювиогляциальных гряд и озов. Геоморфологический подход неприемлем, когда объектом исследований являются толщи, доступные для анализа только по материалу скважин. Поэтому выявление литологических критериев определения генезиса песчано-гравийных и песчаных отложений — важная задача как для познания процесса континентального четвертичного литогенеза, так и при повышении эффективности геологосъемочных работ и поисков месторождений строительных материалов.

Как показал Н. М. Страхов, попытки использования только данных анализов гранулометрического состава песков для определения их генезиса (Страхов, 1948; Климавичене, 1964) не увенчались успехом. Нами выявлена принципиальная возможность использования особенностей минерального состава песков для изучения условий их формирования (Юозапавичюс, 1974, 1976). При разработке литологических критериев определения генезиса четвертичных песчано-гравийных и песчаных отложений был применен системный анализ многих признаков указанных отложений Прибалтики и Северной Белоруссии, изученных по 85 опорным разрезам.

По всей совокупности литологических признаков четвертичные песчано-гравийные и песчаные отложения четко разделяются на две группы. Одну группу, представленную более грубым обломочным материалом с преобладающей косой слоистостью, составляют образования текучих вод (флювиогляциальные и аллювиальные). К второй группе, представленной в основном песками, приурочены отложения водоемов и континентальных дюн.

В отложениях камов явно преобладает горизонтальная слоистость гравия и песков, характерные просадки слоев и сбросовые нарушения слоистости, отсутствие валунов (фигура). Ориентировка косых слоев.

дунной фазы седиментации, измеренная в ненарушенных постседиментационными процессами слоях, разнонаправленная, а средние значения углов падения косых слойков по отдельным пунктам наблюдений не превышают 12° . В песчано-гравийном материале содержание фракций 0,315—0,14 и менее 0,14 мм выше по сравнению с другими генетическими разновидностями отложений текучих вод. На основе анализа парной корреляции содержаний тяжелых минералов, выраженных в процентах от количества их единиц, в наиболее хорошо отсортированной фракции число достоверных положительных корреляционных связей близких по форме и плотности минералов незначительно превышает количество аналогичных соотношений разнородных минералов (Юозапавичюс, Юргайтис, 1978). По степени дифференциации минералов, определенной на основе многократной корреляции (Агукина, 1972) или дендограмм (Крамбейн и др., 1973) весовых содержаний минералов по отношению ко всей гранулометрической фракции, пескам камов характерна наименьшая переработка исходного материала, так как только часть минералов крупноалевритовой фракции объединяется в отдельную группу и они слабо упорядочены по удельному весу и форме зерен (Юозапавичюс, 1976). Кроме того, песчано-гравийным отложениям камов свойственно однообразие гранулометрического состава, так как значения коэффициента вариации содержания отдельных размерных фракций в интервале 20—0,315 мм не превышают 40%.

Отложения озов отличаются широко распространенной в поперечных разрезах крупной косой перекрестной слоистостью, строгой ориентировкой направления косых слойков вдоль гряды и большими средними углами их падения. При определении отложений озов по материалу скважин следует оценить коэффициент вариации содержания преобладающих фракций песков, который является наибольшим среди всех рассматриваемых образований (см. фигуру). На основе анализа многократной корреляции или дендограмм содержания минералов отмечается частичное их обособление во фракциях 0,2—0,1 и 0,1—0,05 мм, а также слабая упорядоченность зерен по плотности и форме.

В отложениях краевых флювиогляциальных гряд кроме повсеместного неравномерного размещения крупных валунов наблюдаются отдельные мощные слои слабоотсортированных мелких валунов. Ориентировка наклона косых слойков разнонаправленная, а углы их падения большие. Иногда встречаются только им свойственные нарушения напорного типа. Песчано-гравийным отложениям особенно характерно преобладание в гранулометрическом спектре обломков крупнее 70 мм. Степень дифференциации минералов в песках высокая, так как при сильных коэффициентах корреляции обособляется большинство минералов фракций 0,315—0,2, 0,2—0,1, 0,1—0,05 мм в группы согласно их удельному весу и форме зерен (Юозапавичюс, Юргайтис, 1978).

Отложения зандров определяются по свойственной им косой перекрестной слоистости, наименьшей длине линз (0,5—5 м) и частой смене типов слоистости (Mikalauskas, 1963—1964). Для них характерен широкий разброс ориентировки косых слойков и незначительные средние углы их падения. Отличительным признаком песчано-гравийных отложений зандров является повышенное содержание фракции крупнозернистого песка. Степень дифференциации минералов в песках выше, чем в песках смешанных камов, озов и флювиогляциальных дельт, но ниже, чем в отложениях краевых флювиогляциальных гряд, так как обособляется большее число минералов всех фракций, они хорошо упорядочены по плотности и форме зерен, но иногда образуются еще группы одного минерала разных фракций.

Отложения флювиогляциальных дельт выделяются только им свойственной крупной диагональной слоистостью. В проксимальных частях недоразвитых дельт наблюдаются слои оплывневой фазы седиментации,

содержащие большое количество мелких, однородных неокатанных валунов местных пород. По вещественному составу отложения флювиогляциальных дельт выделяются повышенным содержанием слюд во фракциях размером 0,2—0,1 и 0,1—0,05 мм, примерно в 2 раза превышающем региональный фон. Характерно, что распределение легких минералов скачкообразное — близкое внутриледниковым и маргинальным отложениям, а кривые тяжелых минералов Скандинавской провинции смещаются в сторону пучка аллотигенных минералов дочетвертичных пород, т. е. ближе к распределению минералов в песках зандров и флювиогляциальных террас (Юозапавичус, 1974, 1976).

Отложения флювиогляциальных террас характеризуются очень крупной косой, хорошо выдержанной слоистостью с длиной линз 5—15 м. Отличительным их признаком среди всех флювиогляциальных отложений является увеличенное на 5—10% содержание кварца во фракциях 0,4—0,315, 0,315—0,2 и 0,2—0,1 мм, хорошее обособление на дендограммах минерального состава песков всех размерных фракций, большое количество родственных минералов, обладающих сильными корреляционными связями, отсутствие групп одного минерала разных фракций. По данным корреляционного анализа числовых содержаний тяжелых минералов, в наиболее хорошо отсортированной фракции ассоциации разных по физическим свойствам минералов возникают редко.

Аллювиальным отложениям свойственна хорошая перемытость материала, преобладание серого цвета (в отличие от коричневатого оттенка флювиогляциальных образований). Отличительными признаками аллювиальных песчано-гравийных отложений являются наименьшие значения коэффициента вариации содержания отдельных фракций в интервале 0,40—0,63 мм, составляющие 20—30% (Дварецкас и др., 1976). В них и в песках уменьшенное в 2—3 раза количество карбонатных минералов во фракциях интервала 0,4—0,1 мм по сравнению с региональным фоном и соответственно уменьшенное в 2 раза количество окиси кальция и потери в весе при прокаливании, а также повышенное на 5—10% содержание кремнезема. По данным анализа минерального состава, определенного в весовых процентах относительно всей гранулометрической фракции, методом многократной корреляции или дендограмм аллювиальные пески выделяются хорошим обособлением в отдельные группы всех размерных фракций, высокими коэффициентами взаимной корреляции минералов и слабой упорядоченности зерен по плотности и форме.

Пески, отложенные в бассейнах и ветром, в разрезах легко отличаются от флювиогляциальных и аллювиальных отсутствием типичной косой слоистости дюнной фазы седиментации, большим однообразием толщи, отсутствием слоев гравийных песков. По крупности материала указанные пески размещаются в пределах колебаний среднего размера зерен флювиогляциальных и аллювиальных песков, но отличаются сосредоточением значений среднего размера зерен и коэффициента их вариации в узком интервале, а также высоким постоянством содержания преобладающих фракций (во всех генетических разновидностях песков менее 50%). Сложнее различать их между собой.

Пески лимногляциальных камов в разрезах выделяются присутствием облекающей слоистости и просадочных деформаций. По крупности материала они являются близкими приледниковым лимногляциальным, прибрежно-морским и эоловым, залегающим на лимногляциальных равнинах, пескам. Наиболее четко пески лимнокамов можно определить по высокому содержанию карбонатов во всех фракциях, скачкообразному распределению минералов легкой фракции, а также различным характером кривых распределения тяжелых минералов Скандинавской провинции и аллотигенных минералов дочетвертичных пород (Юозапавичус, 1976).

Большинство литологических признаков лимногляциальных и перевеянных в дюны песков довольно близки. В разрезах их можно различить по наличию горизонтальной, плоскостной-клиновидной слоистости или знаков волноприбойной ряби — в первых, и неясно выраженной крупной наклонной слоистости — в последних. Им свойственно резкое преобладание фракций мелкого песка и крупного алеврита, большая однородность материала, сосредоточение средних размеров зерен в узком интервале (0,1—0,2 мм, 0,1—0,15 мм), отсутствие зерен крупнее 0,63 мм в лимногляциальных и крупнее 0,315 мм — в эоловых песках, распределение тяжелых минералов Скандинавской провинции близкое минералам из дочетвертичных пород. Совокупность перечисленных признаков отличает лимногляциальные и эоловые на лимногляциальных равнинах пески от всех четвертичных песчаных отложений. Разделить их между собой возможно лишь по неодинаковому содержанию карбонатов. Если в лимногляциальных песках во всех фракциях их содержание в 5 раз меньше регионального фона (обычно 1—1,5%), то в перевеянных в дюны песках карбонаты встречаются редко, составляя первые десятые доли процента.

Незначительно крупнее и весьма однообразнее прибрежно-морские пески. Основное количество всех значений среднего размера зерен сосредоточено в интервале 0,15—0,2 мм, коэффициент вариации содержания преобладающих фракций составляет всего 25—40%. По указанным признакам прибрежно-морские пески можно отличить от песков лимнокамов, а от лимногляциальных и эоловых на лимногляциальных равнинах песков они отличаются плохой сортировкой (коэффициент вариации всегда более 50%). Прибрежно-морские пески мелкие, но хорошо промытые (частицы мельче 0,063 мм практически отсутствуют), что свойственно только им.

Пески пляжа Балтийского моря и эоловые отложения морского побережья тесно связаны по литологическим показателям. Среди всех песков, отложенных в бассейнах, и эоловых, они наиболее крупные, средние размеры в основном приурочены к интервалу 0,2—0,4 мм и редко встречается менее 0,2 мм, наблюдается уменьшение количества мелких песчаных зерен, а алевритовые частицы отсутствуют. В эоловых песках морского побережья ввиду улучшения избирательной дифференциации сортировка улучшилась (коэффициент вариации размеров зерен всего 30—40%), зерна крупнее 1 мм встречаются очень редко, а частицы менее 0,14 мм вынесены за пределы дюн.

Эоловые пески, залегающие на флювиогляциальных террасах по многим показателям существенно отличаются от материнских. По крупности они занимают промежуточное положение между более мелкими эоловыми песками, залегающими на лимногляциальных равнинах, и более крупными песками прибрежных дюн. В них незначительное содержание алевритовых частиц по сравнению с лимногляциальными. Эоловые пески, залегающие на флювиогляциальных террасах, среди всех четвертичных песков выделяются очень хорошей отсортированностью минерального состава. Кривые распределения тяжелых минералов Скандинавской провинции по своей форме совпадают с кривыми минералов дочетвертичных пород (Юозапавичюс, 1974, 1976); во всех фракциях возникают ассоциации только близких по форме и плотности тяжелых минералов. Метод многократной корреляции вырисовывает хорошее обособление минералов всех фракций и строгое их распределение по удельному весу и форме зерен.

В заключение следует отметить, что при восстановлении условий образования определенного геологического объекта, тела песчано-гравийных или песчаных отложений, исследования необходимо проводить по большому количеству образцов (желательно не менее 30) и выявлять всевозможные отличительные признаки. При определении генезиса поль-

зоваться значениями отдельных показателей не рекомендуется, а необходимо учитывать их сочетания, так как только комплекс признаков, оцененный системным анализом, может повысить достоверность выводов.

ЛИТЕРАТУРА

- Азукина З. В. Многократная корреляция.— В кн.: Программы для ЭЦВМ БЭСМ-4, вып. 1—12. Л., 1972.
- Дварецкас В., Юргайтис А., Юозапавичюс Г. Методические особенности геоморфологических и литологических исследований флювиогляциальных и аллювиальных отложений.— В кн.: Методика и интерпретация результатов минералогических и геохимических исследований. Вильнюс, «Мокслас», 1976.
- Климавичене В. К. Сравнительная литологическая характеристика основных генетических типов поверхностных четвертичных песков Литвы (I. Гранулометрический анализ).— Тр. АН ЛитССР, сер. Б., 1964, 4(39).
- Крамбейн У., Кауфман М., Мак-Кеммон Р. Модели геологических процессов. М., «Мир», 1973.
- Микалаускас А. П. Флювиогляциальная седиментация и ее роль для расчленения слоистых текстур водноледниковых образований.— В кн.: Геоморфология и геология четвертичного периода севера Европейской части СССР. Петрозаводск, 1976.
- Страхов Н. М. О гранулометрическом методе изучения песков проф. Л. Б. Рухина.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1948, № 3.
- Юозапавичюс Г. А. Условия формирования позднечетвертичных песчаных отложений Литовской ССР.— В кн.: Предфронтальные краевые ледниковые образования. Вильнюс, «Минтис», 1974.
- Юозапавичюс Г. А. Методика минералогических исследований с целью восстановления условий образования песков (на примере Литовской ССР).— В кн.: Методика и интерпретация результатов минералогических и геохимических исследований. Вильнюс, «Мокслас», 1976.
- Юозапавичюс Г. А., Юргайтис А. А. Сравнительная характеристика вещественного состава отложений камов, озоев и краевых флювиогляциальных гряд территории Литовской ССР.— В кн.: Строение и формирование камов. Таллин, 1978.
- Mikalauskas A. Keletas pastabų del Lietuvos zandry sedimentacinių faziu bei žvirgždų orientacijos.— Geografinis metraštis, 6—7 t., Vilnius, 1963—1964.

Литовский научно-исследовательский
геологоразведочный институт,
Вильнюс

Дата поступления
11.III.1979 г.

УДК 549.514.81 : 551.72(574)

ЦИРКОН ДОКЕМБРИЙСКИХ ПОРОД ЦЕНТРАЛЬНОГО КАЗАХСТАНА (В СВЯЗИ С РАДИОХРОНОЛОГИЧЕСКИМ ИЗУЧЕНИЕМ)

А. А. КРАСНОБАЕВ, Н. И. ГВОЗДИК

В работе приведены результаты изучения акцессорного циркона из пород докембрия Центрального Казахстана, главным образом Улугтау. Материалом для исследования послужили около 100 мономинеральных проб, выделенных из протолок горных пород весом от 20 до 100 кг¹.

В итоге было установлено несколько петрогенетических типов циркона, часть которых является реликтивными, принадлежит материнским породам, а другие — новообразованные, возникли при метаморфизме. В отличие от предшествующих работ (Богатырева и др., 1971; Богатырева, Вайтекунас, 1972) в данном исследовании особое внимание уделялось тем признакам внешнего и внутреннего строения циркона, которые могут оказывать влияние на значения определений радиологического

¹ В отборе проб принимали участие В. С. Милеев, С. Б. Розанов, Л. И. Филатова, И. З. Филиппович, Д. К. Фролов, О. В. Япаскурт и др.

возраста, полученных по цирконам. Анализ циркона предусматривал установление его разнородности и характера вторичных изменений, связанных с исходным составом вмещающих пород и метаморфическими, метасоматическими их преобразованиями.

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ ОБ ОСОБЕННОСТЯХ ЦИРКОНА

По форме зерен цирконы разделяются на идиоморфные, субидиоморфные, округлые (таблица, фиг. 1—4). Идиоморфные цирконы с совершенной кристаллографической формой наиболее характерны для магматических пород и в меньшей степени для метаморфических. Наличие идиоморфизма является одним из доказательств образования цирконов *in situ*.

Субидиоморфные зерна характеризуются элементами огранки при общей сглаженной форме кристалла (см. фиг. 4). Они свойственны гнейсам, где циркон большей частью метаморфогенный и форма его первична, но могут быть промежуточными между идиоморфными и округлыми разновидностями циркона в процессе его истирания и растворения.

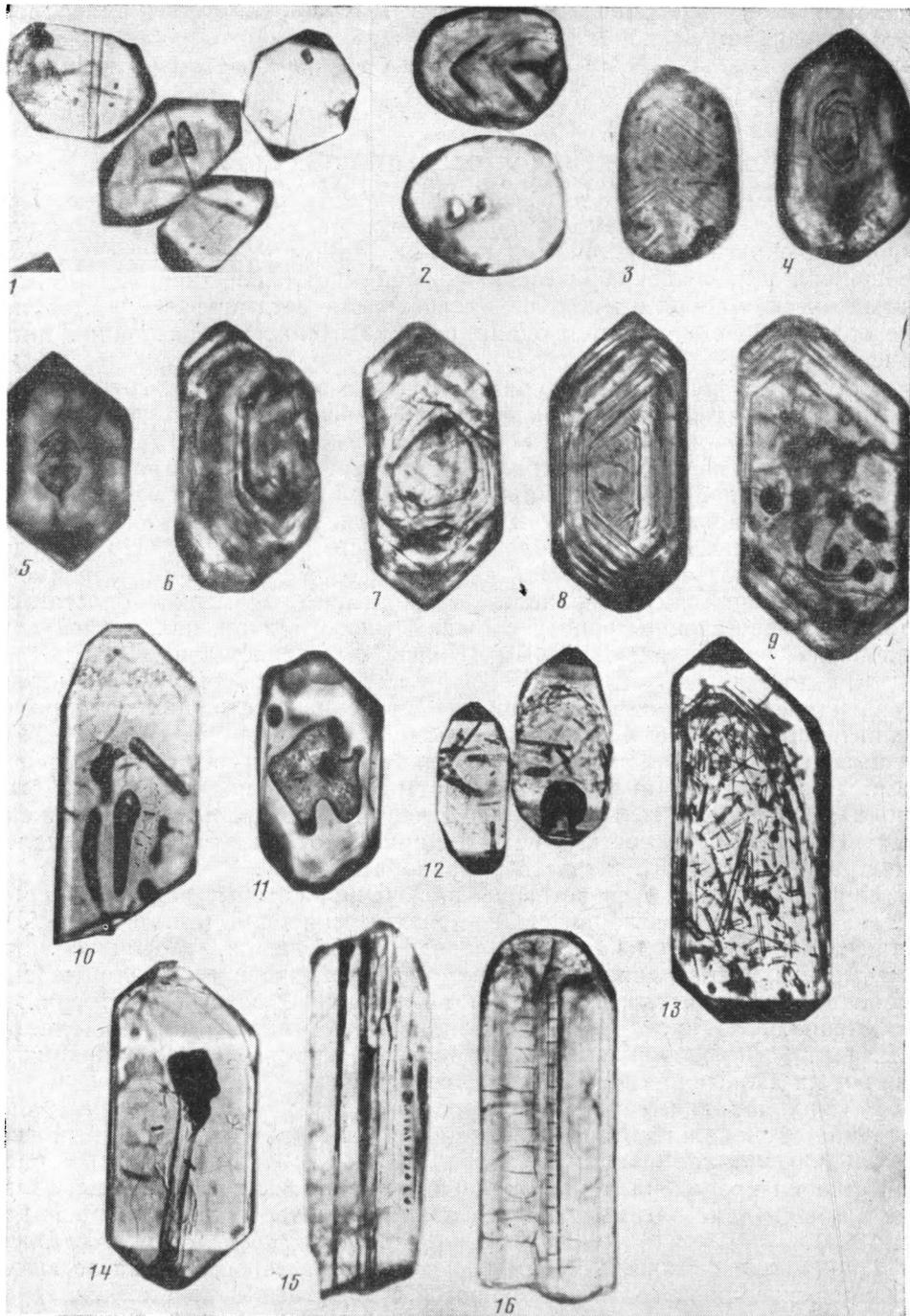
Цирконы округлой формы в породах докембрия Центрального Казахстана обычно являются обломочными (см. фиг. 2, 3). Но иногда округлая форма зерен обусловлена их растворением или регенерацией. При регенерации на поверхности зерна вырастают мелкие блестящие грани, превращающие зерна в сложный многогранник, кажущийся при небольшом увеличении округлым (Краснобаев, Сплошнова, 1970).

Для докембрийских пород Центрального Казахстана характерно присутствие зерен циркона сложного строения, состоящих из ядра — реликтового циркона и новообразованной оболочки (см. фиг. 22—25). Вещество ядра и оболочки может различаться или иметь сходные свойства. Новообразованный циркон охватывает ядро полностью или же проявляется в виде мелких, большей частью произвольно расположенных выростов. Сложность строения циркона отражается на определениях радиологического возраста (Краснобаев, 1966).

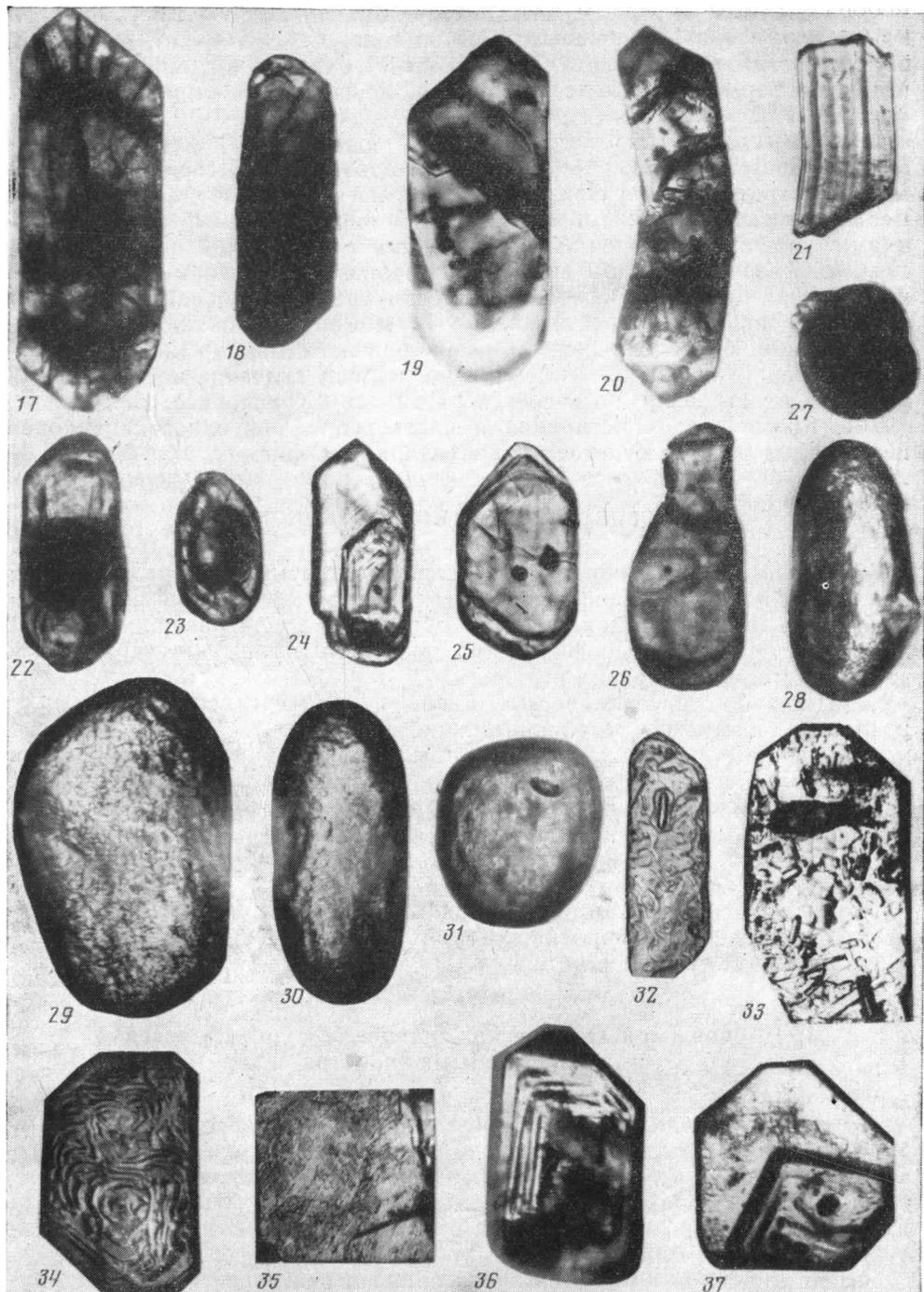
Цирконам нередко свойственны включения, которые важны для выяснения генезиса и истории существования минерала (см. фиг. 9—13). Чаще отмечались игольчатые, каплевидные включения, «пузырьки», черные мелкие непрозрачные тела. Их расположение в зерне определено особенностями кристаллизации. Кроме первичных встречаются вторичные включения, связанные с перекристаллизацией микротрещин и каналов (см. фиг. 14—16). Они изменяют состав элементов-примесей циркона и влияют на данные радиологического возраста.

В цирконах докембрийских пород Центрального Казахстана часто встречается зональность, обусловленная периодическими изменениями в условиях кристаллизации (см. фиг. 2—4, 6—9). Зональность в разной степени проявлена в магматогенных и метаморфогенных цирконах, что в общем виде рассматривалось одним из авторов ранее (Краснобаев, 1970).

Цирконы, испытавшие метаморфизм, претерпели изменения во внутреннем строении, которые выражаются в помутнении кристаллов. Продукты разрушения концентрируются по трещинам, вдоль границ зон, образуют псевдодря, которые внешне отличаются от истинных ядер распыленностью очертаний. Псевдодря бывает в виде небольших пятен или захватывают кристалл полностью, иногда следуют зональности (см. фиг. 17, 18). Они нередко окружены системой радиальных трещин, заполненных продуктами разрушения. Образование псевдодрей связывают с выносом радиогенного свинца из циркона, что не может не отразиться на данных его радиологического возраста (Краснобаев, 1966). Явления разрушения, помутнения свойственны реликтовым и но-



Морфологические особенности цирконов из пород бектурганской (пробы 804, 6552, 5240/23), аралбайской (пробы 9877, 5258/4, 6536), карсакпайской (проба 9), кокчетавской (проба 9703), белеутинской (пробы 200, 780), улутавской (проба 1202), жийдинской (пробы 300, 9473, 9476), майтубинской серий, дюсембайской (проба 3080) и уш-тобинской (пробы 04, 3113) свит, коксуйской (проба 1004) серии, жаункарского комплекса гранитоидов (пробы 287, 3074), актасского комплекса гранитоидов (пробы 3061/1,



3060/10) гнейсов (проба 33). Порядковые номера соответствуют пробам: 1, 14 — 3061/1; 2 — 9877; 3 — 9703; 4, 5 — 803; 6 — 6552; 7 — 5240/23; 8—9 — 1202; 10 — 5258/4; 11 — 200; 12 — 3060/10; 13 — 3074; 15 — 780; 16 — 6536; 17, 19, 20 — 300; 18, 35 — 287; 21 — 780; 22 — 5240/23; 23 — 04; 24, 31, 32 — 9; 25 — 3080; 26, 28 — 9473; 27 — 9476; 29 — 3113; 30 — 804; 33 — 33; 34, 37 — 5258/4; 36 — 1004. Ув. 300—450, для 1, 12 — ув.

100. Объяснение в тексте

вообразованным цирконам метаморфических пород разреза, тогда как неметаморфизованные различия обычно содержат чистый неизменный циркон. Встречаются кристаллы циркона со следами хрупких и пластических деформаций в виде трещин, коленообразных сростков (см. фиг. 19—21).

Важным диагностическим признаком является характер поверхности цирконов, отражающей условия их образования. Поверхность обломочных цирконов несет признаки истирания и обладает однообразным мелкоячеистым строением, осложненным иногда единичными углублениями разного размера, возникшими при откалывании осколков кристалла. Разрушение при истирании происходит равномерно по всей поверхности циркона. Особенности его внутреннего строения не влияют на рельеф поверхности (см. фиг. 28—31). Растворение же приводит к образованию более сложного и разнообразного микрорельефа поверхности зерен (см. фиг. 32—35). При этом имеет значение не только особенность их строения, но и состав растворов (Краснобаев, Сплошнова, 1970). Кроме следов истирания и растворения, поверхность цирконов несет следы роста и отпечатки кристаллов (см. фиг. 32, 33, 36, 37).

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ ЦИРКОНОВ

Генетические типы цирконов выделялись по сумме минералогических признаков и контролировались общими петрографическими и петрологическими данными². Цирконы докембрийских пород разной древности и разной степени метаморфизма имеют свои специфические черты. Описание ведется по следующим группам.

1. Цирконы кристаллических сланцев — бектурганской серии и ее возрастных аналогов (архей или нижний протерозой).

2. Цирконы первично-магматогенных стратифицированных толщ и первично-терригенных пород, метаморфизованных в фации зеленых сланцев, а также заключенных в них гранитов и гранито-гнейсов (нижний протерозой — низы верхнего протерозоя).

3. Цирконы неметаморфизованных пород докембрия (верхний протерозой).

Более подробно рассмотрены цирконы метаморфических пород, сложные по природе, расшифровка которой особенно важна для оценки получаемых по этим цирконам цифр радиологического возраста.

1. Цирконы кристаллических сланцев бектурганской серии и ее возрастных аналогов

Цирконы кристаллических сланцев представлены 8 пробами из слюдяно-альбитовых сланцев, порфиروبластовых альбитовых гнейсов бектурганской серии Улутау, а 2 пробы принадлежат породам древнейших толщ Южного Казахстана — кварциту из сарыбулакской свиты и слюдяному сланцу из жингельдинской свиты, отнесенным к аналогам бектурганской серии (Филатова, 1970).

Среди цирконов кристаллических сланцев бектурганской серии Улутау выделяются два типа — реликтовые обломочные и более распространенные (70—99%) цирконы, связанные с региональным метаморфизмом пород.

Метаморфогенные цирконы встречаются как в виде отдельных бесцветных или светло-желтых кристаллов, так и в виде оболочек, нараста-

² Установление генетических типов цирконов проведено совместно с Л. И. Филатовой.

ющих на ядрах различной формы (см. фиг. 4—7). Ядра и оболочки бывают в разной степени гомогенизированы. Для кристаллов характерна субидиоморфная, реже идиоморфная форма с развитием граней (111), (110), (311). Коэффициент удлинения большинства цирконов — 2,1. Немногочисленные включения твердого или гетерогенного состава разнообразны по форме — изометричные, сферические, игольчатые. Имеются твердые включения, выходящие за пределы кристаллов, что свидетельствует об образовании этого циркона *in situ*.

Внутренние изменения в цирконах данного типа выражены в незначительных помутнениях с образованием псевдоядер, имеющих вид небольших пятен изометричной формы. Продукты разрушения концентрируются также вдоль трещин. Иногда в метаморфогенных цирконах отмечается проявление пластических и хрупких деформаций, по которым развиты каналы растворения. Наблюдается залечивание трещин при последующей перекристаллизации цирконов. Большая часть кристаллов несет следы довольно интенсивного поверхностного растворения, имеющего характерный рисунок.

Обломочные цирконы составляют от 1—5 до 20% всех цирконов и характеризуются округлой формой и розовой, малиновой окраской. Преобладают зерна с коэффициентом удлинения 1,3. Обломочные зерна присутствуют также в виде ядер в метаморфогенных кристаллах (см. фиг. 22), а иногда и сами содержат ядра более древнего циркона. Обломочным зернам свойственно однородное внутреннее строение. Одиночные включения, встречающиеся в них, представлены мелкими темными непрозрачными телами. Реже отмечаются сферические пустоты, игловидные включения. В некоторых зернах заметна зональность, рисунок которой срезается за счет окатанности. Обломочные цирконы затронуты процессом разрушения, причем более, чем метаморфогенный циркон. Изменения иногда распространяются на все зерно. Отмечены следы хрупких деформаций, залеченные новообразованным материалом. Характерным признаком обломочных зерен является наличие поверхности истирания (см. фиг. 30). Реликтовый обломочный циркон подвержен обесцвечиванию и перекристаллизации, в результате которой происходит гомогенизация его внутреннего строения, залечивание трещин и т. д.

Кроме двух разновидностей циркона, описанных выше, в кристаллических сланцах бектурганской серии назначительную роль (2—5%) играет третья разновидность, представленная молочно-белыми, серыми, мутными непрозрачными кристаллами. Их генезис не ясен. По минералогическим признакам они близки к малаконам.

В кристаллических сланцах аналогов бектурганской серии Южного Казахстана цирконы имеют иной облик. Это преимущественно реликтовые обломочные зерна, испытавшие регенерацию и позднее растворение. Большинство их имеет новообразованные оболочки и обесцвечено. Вещество ядра и оболочки обычно гомогенизировано. Часть зерен несет следы оканки, что свидетельствует о незначительной дальности переноса.

Преобладающий метаморфогенный циркон сингенетичен, по-видимому, региональному метаморфизму кристаллических сланцев, с которым связано их возникновение. Изменение циркона определяется более поздними метаморфическими процессами. Менее распространенный обломочный циркон, присутствующий как в виде отдельных зерен, так и в виде ядер в метаморфогенных кристаллах, является реликтом первично-терригенного материала исходных песчано-глинистых пород, подвергшихся метаморфизму. Поскольку обломочные зерна сами иногда заключают округлые ядра, по-видимому, более древних обломочных же зерен, то вполне возможно, что они являются продуктом перебива так же метаморфических парапород, принадлежащих более раннему этапу регионального метаморфизма эпидот-альбит-амфиболитовой фации.

2. Цирконы из комплекса пород фации зеленых сланцев

Большая часть цирконов рассматриваемого комплекса принадлежит стратифицированным породам нижнего — среднего протерозоя. Коротко рассмотрены также цирконы гранитов жаункарского комплекса и гранито-гнейсов, заключенных в этих метаморфических толщах.

Цирконы стратифицированных толщ изучались в 36 пробах пород, главным образом в порфироидах и различных кварцитовых сланцах терригенной природы. Среди них преобладают реликтовые зерна соответственно — магматогенные и обломочные.

В породах смешанного вулканогенно-осадочного происхождения цирконы обоих типов встречаются совместно.

Цирконы порфироидов. Свойства их рассмотрены на примере 6 проб из пород аралбайской, жийдинской, майтюбинской серий Южного Улутау. Цирконы всех порфироидов отличаются однородностью состава и являются реликтовыми магматогенными. В некоторых порфироидах встречены единичные зерна окатанного циркона, очевидно, за счет терригенной примеси в первичном туфовом материале пород.

Магматогенные реликтовые цирконы независимо от возраста пород имеют много общих признаков внешнего вида и внутреннего строения. Они характеризуются строгой идиоморфностью зерен с развитием граней (111) и (100) или (111) и (110), реже (311). Кристаллы бесцветны или окрашены в бледный розоватый, желтоватый цвет, прозрачны, редко полупрозрачны. Преобладают зерна с коэффициентом удлинения, близким к 2,0.

Цирконы содержат разнообразные включения. Особенно многочисленны игольчатые, каплевидные тела и полости различных конфигураций. Характерным признаком является наличие ореолов мелких «капель» вокруг включений, что свидетельствует о кристаллизации в жидкой, газонасыщенной среде (см. фиг. 10). Магматогенным цирконам свойственна зональность высокой симметрии, что также указывает на образование кристаллов в условиях с равномерным притоком питающих растворов, вероятных в расплаве.

Цирконы несут изменения, связанные с метаморфизмом пород. Минерал подвержен помутнению по зональности и трещинам, изредка до псевдоядер, захватывающих почти все зерно (см. фиг. 17). Довольно многочисленны деформации — пластические и хрупкие. Последние выражаются в растрескивании зерен циркона, в образовании коленчатых двойников. При перекристаллизации циркона наблюдается залечивание трещин (см. фиг. 19—21). Новообразование циркона проявлено слабо, в виде выростов на реликтовых кристаллах (см. фиг. 24, 25). Процесс растворения проявлен незначительно и приурочен главным образом к неоднородным участкам кристаллов. Исключение составляют цирконы порфироидов арилбайской серии, несущие следы довольно интенсивного процесса поверхностного растворения (см. фиг. 34), возможно, связанного с натриевым метасоматозом, которому подвержена эта толща (Филатова, 1970).

Цирконы бластосаммитовых кварцитовых сланцев и кварцитов. Основная часть циркона в этих породах является обломочными реликтовыми зернами со слабым проявлением регенерации. Обломочные цирконы соответственно включающим их породам разделены на две группы: 1 — цирконы бластосаммитовых серицито-кварцитовых и кварцевых сланцев и кварцитов жийдинской, майтюбинской и боздакской серий, а также уштобинской свиты, которая то рассматривалась в составе майтюбинской серии, то относилась к кокчетавской серии; 2 — цирконы кварцитов и бластосаммитовых серицито-кварцитовых сланцев кокчетавской серии.

Обломочные цирконы пород первой группы представлены 10 пробами, взятыми в Улутау. Обломочный циркон характеризуется округлой формой, редко сохраняются следы огранки. Зерна окрашены в розовый цвет различной густоты — от почти бесцветного до лилового и малинового. Цирконы прозрачные или полупрозрачные. По внутреннему строению выделяются два вида обломочных зерен.

Один вид циркона представлен обычно густоокрашенными лилово-малиновыми разностями, имеющими довольно однородное внутреннее строение, иногда зональными. Коэффициент удлинения 1,1—1,3, иногда 1,0. Цирконы этого вида содержат редкие мелкие включения темного непрозрачного вещества или одиночные сферические тела разного размера. Отмечаются скопления продуктов разрушения по трещинам и зональности, изредка псевдодря. Зерна имеют типичную поверхность истирания. Новообразование проявлено в виде выростов и оболочек (см. фиг. 26—28). Встречено несколько зерен, в которых можно предполагать наличие ядер более древнего реликтового материала. Наиболее распространен этот вид циркона (50—70%) в blastopсаммитовых серицито-кварцитовых сланцах жийдинской серии. В породах майтубинской и боздакской серий он составляет до 20%. Эти цирконы близки к обломочным цирконам кристаллических сланцев бектурганской серии.

Другой вид обломочных цирконов наиболее обычен в породах майтубинской и боздакской серий (до 50%). В серицито-кварцитовых сланцах жийдинской серии его количество не превышает 30%. Эти цирконы представляют собой светлоокрашенные или бесцветные разности с коэффициентом удлинения 1,4—1,7. Они отличаются от выше рассмотренных цирконов сложностью внутреннего строения. Светлые цирконы содержат многочисленные включения разнообразной формы: игольчатые, каплевидные и т. д. Часто встречаются ореолы мелких «капель» вокруг крупных включений. Отмечаются изменения по трещинам, по зональности, псевдодря. Внутреннее строение данного вида цирконов имеет много общих черт со строением магматогенных кристаллов, что позволяет связывать происхождение обломочных зерен подобного типа с размывом толщ кислых вулканитов. В количестве 5—30% рассмотренные цирконы дополняются мутными малаконоподобными зернами циркона неясной природы, может быть, также обломочными.

Этой группе пород близки цирконы blastopсаммитовых серицито-кварцитовых сланцев уштинской свиты, изучавшиеся в 4 пробах. Среди них выделяются две разновидности — окрашенные и бесцветные. Малиновые, лиловые цирконы составляют 20—30% от всего аксессуарного циркона и имеют коэффициент удлинения 1,3. Количество бесцветных и светлоокрашенных зерен, богатых включениями, определяется в 50—75%. Коэффициент удлинения их 1,5. Кроме обломочных реликтовых цирконов присутствуют мутные малаконоподобные зерна (5—10%).

Обломочные цирконы пород второй группы изучались на примере 11 проб, взятых из разных районов Центрального Казахстана. Типичными для этой группы являются пробы цирконов из кварцитов ниязской свиты кокчетавской серии северо-востока Центрального Казахстана (6 проб). Обломочные цирконы имеют преимущественно светлую розоватую, желтоватую окраску. Коэффициент удлинения 1,2—1,3, встречаются шаровидные зерна. Цирконы прозрачны и полупрозрачны. Для их внутреннего строения характерны разнообразные, но обычно немногочисленные включения, внутренние каналы, зональность (см. фиг. 3). Встречены зерна со следами вторичных изменений в виде помутнений по трещинам и псевдодря. Отмечены выросты новообразованного материала. Хорошей сортированностью и окатанностью эти цирконы отличаются от обломочных цирконов пород первой группы.

Среди цирконов порфиридов и первично обломочных пород в виде примеси установлены идиоморфные чистые прозрачные бесцветные кристаллы, имеющие часто гладкую поверхность граней и укороченный габитус (коэффициент удлинения меньше 1,8). Для внутреннего строения этих кристаллов характерна зональность, разнообразные, но немногочисленные включения. Они составляют около 10% в породах первой группы и до 1% во второй. В единичных пробах кварцитов идиоморфный циркон оказывается преобладающим. Иногда устанавливается принадлежность кварцитов с таким цирконом к контактовым образованиям. Но близкие по облику цирконы присутствуют в количестве первых процентов практически в каждой пробе регионально-метаморфизованных пород, что трудно связать только с контактовым метаморфизмом. Повидимому, идиоморфные цирконы неоднотипны и еще требуют расшифровки.

Цирконы гранитоидов жаункарского комплекса представлены двумя разновидностями — прозрачными розоватыми кристаллами и мутными желтовато-серыми, коричневатыми кристаллами. Отмечается развитие желтоватых мутных цирконов по прозрачным чистым. Цирконы содержат темные изометрические и игольчатые включения (см. фиг. 13). На поверхности видны мельчайшие углубления различной формы, трещины дробления, отпечатки кристаллов. Для цирконов гранитоидов жаункарского комплекса характерны вторичные изменения — помутнения, псевдодря.

Цирконы гранито-гнейсов содержат бесцветные, светло-розовые и прозрачные кристаллы, часто имеющие зональное строение, причем отмечается приуроченность зональности к центральным частям кристалла. Включения ориентированы согласно с границами зон. Часть цирконов несет следы вторичного изменения (псевдодря). Очень редко кристаллы содержат внутренние ядра округлой формы реликтового происхождения.

3. Цирконы неметаморфизованных пород докембрия

Из этой группы изучались цирконы вулканических пород коксуйской серии и гранитов актасского комплекса.

Данные по трем пробам *циркона из порфиров лакбайской свиты коксуйской серии* показали, что он представлен кристаллами бесцветными, бледно-розовыми, четко идиоморфными. Наиболее развиты грани (111), (110), (100), реже (311) и (331). Кристаллы характеризуются призматическим, часто короткопризматическим габитусом (коэффициент удлинения — от 2,2 до 1,5). Для внутреннего строения свойственно обилие игольчатых включений. В виде включений встречаются каплевидные, нитевидные тела. Включения иногда переходят в трещины, т. е. образование их связано с перекристаллизацией микротрещин, часты полости и каналы. Отмечаются кристаллы с зональным строением. Поверхность граней блестящая, гладкая, иногда слабощероховатая и тогда несет ярко выраженные ступенчатые следы роста (см. фиг. 36).

Отличительной особенностью магматогенных цирконов из пород неметаморфизованной части разреза является их чистота и неизменность, а также отсутствие следов растворения и регенерации.

Цирконы гранитов актасского комплекса представлены короткопризматическими и призматическими кристаллами, бесцветными, розоватыми. Характерна асимметричная, иногда уплощенная форма (см. фиг. 1, 12). Отмечаются включения и внутренние полости. В некоторых зернах циркона центры кристаллизации смещены по отношению к центру кристалла, что говорит о росте последнего на поверхности других более ранних образований. Поверхность граней гладкая, блестящая. На цирконах присутствуют разноориентированные головки-выросты. Цирконы

жильных гранитов этого же комплекса, отличающиеся высокой альфа-активностью, несут следы вторичного помутнения по зонам роста, трещинам и каналам.

* * *

Цирконы докембрийских пород Центрального Казахстана многообразны. Среди них установлены следующие генетические типы: 1 — обломочный реликтовый циркон нескольких разновидностей; 2 — магматогенный реликтовый циркон первично-вулканогенной и интрузивной природы; 3 — новообразованный метаморфогенный циркон; 4 — новообразованный циркон, связанный с контактовым воздействием молодых интрузий и другими поздними наложенными процессами. Реликтовый циркон присутствует во всех породах докембрийского метаморфического разреза, преобладает над метаморфогенным в слабометаморфизованных разностях. Метаморфогенный циркон преимущественно развит в породах комплекса кристаллических сланцев.

Почти все типы цирконов метаморфических пород, включая и метаморфогенный тип, несут следы вторичных изменений, сильнее проявленные в цирконах из более древних толщ. Особенно необходимо отметить явления регенерации, растворения, перекристаллизации, разрушения и помутнения зерен циркона, с которыми связаны искажения цифр радиологического возраста.

При определении возраста пород по циркону, особенно в метаморфических толщах, требуется учитывать степень разнородности и вторичной измененности циркона.

ЛИТЕРАТУРА

- Богатырева Н. А., Зайцев Ю. А., Зыков С. И., Краснобаев А. А., Ступникова Н. И., Траянова М. В., Филатова Л. И., Филиппович И. З.* Результаты радиогеохронологических исследований метаморфических комплексов Южного Улутау (Центральный Казахстан).— Материалы Карагандинского стратиграфического совещания, сентябрь, 1969 г. М., Изд-во МГУ, 1971.
- Богатырева Н. А., Вайтекунас А. К.* Генетические типы акцессорных цирконов в породах докембрия.— Докл. АН СССР, 1972, т. 202, № 4.
- Краснобаев А. А.* Морфологические особенности и α -свинцовый возраст цирконов из различных геологических образований Урала.— Тр. XIII сессии Комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций. М., «Наука», 1966.
- Краснобаев А. А.* Зональность цирконов.— Зап. Всерос. минералог. о-ва, 1970, ч. 99, вып. 4.
- Краснобаев А. А., Сплошнова Н. С.* Микроморфологический анализ кристаллов циркона. Вопросы геологии и магматизма Урала.— Тр. I Уральской конференции молодых геологов и геофизиков. Свердловск, 1970.
- Филатова Л. И.* Стратиграфия метаморфических толщ Центрального Казахстана (в связи с разработкой корреляционной схемы докембрия).— Вестн. Моск. ун-та, 1970, № 2.

Московский госуниверситет

Дата поступления
23.III.1978

УДК 553.32 : 551.736(470.5)

РУДОПРОЯВЛЕНИЕ МАРГАНЦА В НИЖНЕПЕРМСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ СРЕДНЕГО УРАЛА

Г. А. МИЗЕНС

На Урале среди пермских отложений известно одно месторождение марганца — Улутелякское кунгурского возраста (Страхов и др., 1968; Макушин, 1975). Нами на р. Юрюзани было обнаружено рудопроявление

ние марганца в ассельских отложениях. Оно приурочено к новокуркинской свите, которая обнажается в районе устья левого притока р. Юрюзани — р. Усть-Канды. Упомянутая свита относится к нижней и средней зонам ассельского яруса нижней перми (Унифицированная и корреляционная стратиграфическая схема Урала, 1968). Разрез ее представлен чередующимися алевролитами, аргиллитами и песчаниками, местами с прослоями детритовых известняков. Марганцевые руды здесь в отличие от Улу-Теляка находятся среди терригенных пород, в пачке глинистых алевролитов и аргиллитов с мощными прослоями детритовых известняков. Рудное тело имеет форму пласта мощностью до 70 см и залегает на размытой поверхности самого нижнего слоя детритового известняка. Верхняя граница рудного пласта нечеткая. Алевролиты с рудой постепенно и неравномерно переходят в безрудные породы. В незначительных количествах выделения окислов марганца прослеживаются и выше этого тела.

Руда заполняет густую сеть трещинок, на которые разбит тонкослоистый глинистый алевролит. Трещинки преимущественно субгоризонтальные, извилистые, реже наклонные и вертикальные. Ширина их в среднем 0,5—0,6, иногда до 2 см, длина от 1—2 до 10—20 см. В меньшей степени руда представлена небольшими округлыми бобовинами и стяжениями неправильной формы. Рудное вещество плотное, черное, с матовым блеском. В некоторых трещинках наблюдаются прожилки вещества с металлическим блеском.

Усредненный образец породы из рудного тела имеет следующий химический состав: MnO — 12,8%; SiO_2 — 42,4%; TiO_2 — 0,66%; Al_2O_3 — 9,65%; Fe_2O_3 — 6,43%; FeO < 0,10%; MgO — 5,38%; CaO — 7,47%; Na_2O — 0,20%; K_2O — 1,64%; P_2O_5 — 0,33%; CO_2 — 5,87%; п. п. п. — 12,7%. Чистая руда содержит 27,5% MnO . (Химический анализ произведен в лаборатории химического анализа Института геологии и геохимии УНЦ АН СССР.)

Изучение двух образцов руды на рентгеновском дифрактометре ДРОН-0,5 в Си-излучении, проведенное Г. В. Пальгубовой, показало, что в образцах присутствует несколько марганцеворудных минералов: манганит, тодорокит, псиломелан. Кроме того, на дифрактограммах наблюдаются линии нерудных минералов — кальцита, хлорита, кварца.

Рудопроявление приурочено к морским, шельфовым отложениям, накопление которых не связано с вулканической деятельностью. Источником марганца, по-видимому, могли быть древние толщи Каратауского поднятия, которые, по мнению А. А. Макушина (1975), поставляли марганец и для Улутелякского месторождения.

Перераспределение и концентрация окислов марганца происходили в стадии диагенеза, на что указывает выделение руды по трещинкам, возникшим в результате уплотнения породы.

Таким образом, описанное рудопроявление относится к мелководноморскому седиментационно-диагенетическому типу, по классификации Н. М. Страхова (1968), т. е. к такому же типу, к которому относятся богатые олигоценые месторождения юга СССР.

ЛИТЕРАТУРА

- Макушин А. А. Закономерности распределения марганца в отложениях улутелякской свиты (Башкирское Приуралье).— Литол. и полезн. ископ., 1975, № 2.
Страхов Н. М., Штеренберг Л. Е. и др. Геохимия осадочного марганцеворудного процесса.— Тр. ГИН АН СССР, 1968, вып. 185.
Унифицированная и корреляционная стратиграфическая схема Урала. Л., «Недра», 1968.

ХРОНИКА

УДК 553.64 : 551.71/72

РАБОЧЕЕ СОВЕЩАНИЕ ПО ПРОЕКТУ «ФОСФОРИТЫ ПРОТЕРОЗОЯ И КЕМБРИЯ» В АВСТРАЛИИ (август, 1978 г.)

Ю. Н. ЗАНИН

Древние фосфориты, связанные с осадочными толщами протерозойского или кембрийского возраста, распространены на большинстве континентов — они известны в Австралии, Азии, Африке, Америке, а также в Европе, крупные месторождения фосфоритов этого возраста есть и в нашей стране. Этим объясняется интерес исследователей различных стран к проекту 156 Международной программы геологической корреляции (МПК) «Фосфориты протерозоя и кембрия», возглавляемой австралийскими геологами П. Куком и Дж. Шерголдом. В осуществлении этой программы принимают участие и советские геологи, имея в виду, в частности, перспективность поисков месторождений таких фосфоритов в Сибири и на сопредельных территориях¹.

В августе 1976 г. в Австралии состоялось рабочее совещание по проекту 156, в котором приняли участие представители Франции, Великобритании, США, Индии, Новой Зеландии, Малайзии, Пакистана, Таиланда и некоторых других стран. В состав советской делегации входили акад. А. Л. Янин, Э. А. Еганов, Ю. Н. Занин и переводчица И. Н. Лозовая. Это совещание, сравнительно немногочисленное (59 участников), собрало тем не менее большинство зарубежных исследователей, активно работающих в фосфатной геологии, и фактически явилось первой представительной международной встречей специалистов в этой области.

Совещание проходило в два этапа — полевые экскурсии и семинар. Участники полевых экскурсий (15—19 августа) посетили ряд месторождений фосфоритов бассейна Джорджина в северо-западном Квинсленде и ознакомились с разрезом протерозойских отложений фундамента в районе полиметаллического месторождения Маунт-Айза. Фосфориты Северо-Западного Квинсленда входят в состав формации Битл-Крик, включающей наряду с фосфоритами алевролиты, аргиллиты, песчаники, кремни и тонкие прослои известняков. Мощность формации колеблется от первых десятков до 100—150 м. Австралийские геологи относят эту формацию к среднему кембрию, но, исходя из присутствия в ее породах трилобитов рода *Redlichia*, не исключается и нижнекембрийский возраст формации.

Месторождения фосфоритов (всего их выявлено более 15) размещены вдоль восточной окраины бассейна Джорджина и порой приурочены к изолированным, сохранившимся от эрозии пятнам кембрийских отложений в пределах поля развития дислоцированных докембрийских пород, обрамляющих с востока бассейн Джорджина. Из пяти более детально изученных месторождений (Дачес, Ардмор, Леди Анни, Леди Джейн, Д-трин) маршруты полевых экскурсий включали первые три. На месторождениях, расположенных в южной части фосфатной площади, — Дачес и Ардмор — продуктивный горизонт представлен зернистыми фосфоритами, которые австралийские геологи называют пеллетными, и глиноподобными коллофановыми фосфоритами, переслаивающимися с фосфатизированными алевролитами, реже аргиллитами, а также с кремнями. Продуктивный горизонт месторождения Ардмор складывается главным образом зернистыми фосфоритами с небольшим количеством слоев глиноподобного коллофанового фосфорита. Мощность продуктивного горизонта на месторождении Дачес 11—13 м, на месторождении Ардмор 6—8 м. Среднее содержание P_2O_5 по продуктив-

¹ А. Л. Янин. Перспективы и научные проблемы поисков сырья для производства минеральных удобрений в Сибири. — Бюл. МОИП, 1964, т. 39, вып. 5.

ному горизонту (для обоих месторождений) составляет 18,3%, но выделяются слои с содержанием P_2O_5 , превышающим 31%. На месторождении Леди Анни, расположенном в средней части фосфатноносной области, развиты, как и на первых двух месторождениях, зернистые и глиноподобные коллофановые фосфориты, но роль последних здесь значительно больше. Суммарная мощность пластов зернистых фосфоритов достигает 17,5 м, глиноподобных — 29 м. При этом пеллетные фосфориты развиты главным образом в западной части месторождения, непеллетные — в северной и южной.

Фосфатноносная формация Битл-Крик подстилается известняками и доломитами Торнтония, мощность которых на рассмотренных месторождениях составляет или несколько превышает 15—16 м, и перекрывается глинистыми сланцами, алевролитами, а также известняками формации Инка. Залегание фосфоритов близко к горизонтальному или пологоволнистому; наблюдаются дизъюнктивные нарушения.

Австралийские геологи рассматривают фосфориты формации Битл-Крик как мелководные образования и устанавливают выклинивание их к западу в направлении внутренних областей бассейна Джорджина.

Для нас несколько необычным был осветленный (порой до белого) цвет фосфоритов — явно следствие выветривания. Особенно это относится к глиноподобным фосфоритам месторождения Леди Анни, что сближает их с некоторыми разновидностями карстовых фосфоритов Сибири, а также так называемыми вольскими фосфоритами. Непривычна и тонкоплитчатая структура продуктивного горизонта, особенно ярко выраженная на месторождении Дачес. Сравнительно небольшие мощности кембрийских отложений района, не достигающие или незначительно превышающие 1000 м, слабая их дислоцированность, отсутствие магматической деятельности указывают на платформенный режим накопления данных образований.

В существующих классификациях фосфориты бассейна Джорджина включаются в группу микрозернистых вместе с фосфоритами формации Фосфория, бассейна Каратау и некоторыми другими, располагающимися в пределах миогеосинклиналей или весьма подвижных участков платформ (как месторождения Южного Китая). Это обстоятельство определило направление поисков фосфоритов данного типа в складчатых областях, в частности в пределах складчатого горного пояса юга Сибири. С учетом материалов по геологии месторождений северо-западного Квинсленда следует рассмотреть возможность поисков подобных фосфоритов в окраинных районах самого платформенного чехла, в первую очередь Сибирской платформы.

Вторая часть совещания — семинар состоялся с 21 по 23 августа на о. Магнетик (близ Таунсвилля). Общий обзор распространения ресурсов докембрийских и кембрийских фосфоритов был дан А. Нотолтом (Великобритания). Р. П. Шелдон (США) в докладе «Фосфогенические провинции области тихоокеанского кольца» выделил четыре такие провинции: Северной Америки, Южной Америки, Австралийско-Азиатскую и островных фосфоритов Океании. П. Дж. Кук и М. В. Макелхин (Австралия) рассмотрели пространственное и временное распространение фосфоритов в свете плитной тектоники. Отмечено, что фосфатообразование связано главным образом с низкими широтами, а отчасти — и средними широтами, в интервале 30—50° (с учетом плитной тектоники); вторым ведущим фактором фосфоритообразования является апвеллинг². Роль апвеллинга в фосфатообразовании с учетом плитной тектоники была рассмотрена также Ф. Зиглером (США). Х. Х. Вийх (Австралия) выделил следующие факторы современного фосфоритообразования: высокая органическая продуктивность, связанная с интенсивным апвеллингом, бедные кислородом воды (менее 1 мл O_2/l) в непосредственной близости от морского дна; обогащенность осадка органикой в мелководных условиях (менее 500 м); расположение в пределах экваториальной зоны до 30° северной и южной широты. Р. А. Хендерсон, К. Каф и П. Н. Саусгейт (Австралия) проанализировали связь фосфоритов с эвапоритами; ими подчеркнута роль диагенетического перемещения фосфора и замещения фосфатами карбонатов кальция при формировании фосфоритов. Э. А. Еганов остановился на роли цикличности седиментации в формировании фосфатных месторождений позднекембрийского и нижнекембрийского возраста. По его представлениям, наиболее мелководная часть цикла сложена доломитами и обломочными породами, более глубоководная — кремнистыми породами; фосфориты являются еще более глубоководными образованиями. Обстановке наибольших глубин отвечают в цикле кремнистые сланцы и черные известняки.

Стратиграфии кембрийских отложений бассейна Джорджина, условиям фосфатонакопления здесь, характеристике фосфоритов некоторых площадей района были посвящены доклады австралийских геологов Дж. Н. Шерголда, Р. Н. Саусгейта, П. Ф. Ховарда и Д. Нэкетта. А. Р. Палмер (США) дал сравнительный анализ лито- и биофаций кембрийских отложений Квинсленда и западных областей США, где им намечено три концентрических литофациальных пояса — внутренний песчаников и алевролитов, часто с глауконитом, более периферический пояс мелководных карбонатных пород, и внешний пояс кремнистых тонкоплитчатых известняков, тонкозернистых терригенных пород, отчасти кремней. Подобное же распределение фаций, по его мнению, характерно для площадей распространения кембрийских отложений в северной и во-

² Апвеллинг или подъем — это процесс вертикального движения вод в море, в результате чего глубинные воды поднимаются к поверхности (Океанографическая энциклопедия, 1974, Гидрометеониздат, Ленинград, с. 20).

сточной частях Сибирской платформы. Фосфоритсодержащая формация Битл-Крик, как и перекрывающая ее формация Инка, принадлежит к внешнему кремнистому поясу или внешней части карбонатного пояса.

П. А. Трудингер (Австралия), рассмотрев биологический контроль фосфатонакопления, отметил, что из нескольких существующих гипотез о роли организмов в фосфатообразовании подкреплены доказательствами лишь представления об аккумуляции фосфата фитопланктоном с последующим переходом его в осадок, освобождением и накоплением фосфора. Для этого процесса особенно благоприятны зоны апвеллинга. *С. Р. Риггс*, рассматривая условия формирования миоценовых фосфоритов Флориды, акцентировал внимание на роли куполов Окала и Санфорт, вокруг которых располагались фосфогенические пояса.

Ряд докладов был посвящен характеристике древних фосфоритов Индии (*Д. М. Банерджи, В. Н. Сант* и др.), Пакистана (*Н. А. Бхатти*), Европы (*А. Нотолт*), Западной Африки (*М. Слански*), Бразилии (*Дж. Кэткарт*).

Фосфориты современных океанических бассейнов были освещены в докладах *Д. Дж. Галлена* (Новая Зеландия), рассмотревшего фосфаты и ассоциирующиеся с ними глаукониты с поднятия Чэтем, к востоку от Новой Зеландии; *Дж. М. Бремнера* (ЮАР), давшего детальную характеристику фосфоритов шельфа Юго-Западной Африки, возраст которых, как и совместно встречающегося глауконита — от позднего миоцена до четвертичного; *В. К. Барнетта* (США), рассмотревшего современные фосфориты вдоль побережья Перу — Чили и условия их образования.

Биохимическим аспектам образования фосфоритов был посвящен доклад *М. Сланского* (Франция).

Доклад *А. Л. Яншина* был посвящен характеристике верхнедокембрийского нижнепалеозойского фосфатонакопления в СССР. *Ю. Н. Заниным* были рассмотрены катагенетические преобразования осадочного фторкарбонатапатита, характеризующиеся выносом из кристаллической решетки минерала карбонат-иона, натрия и структурно-связанной воды, которым подвергались в той или иной мере все древние фосфориты докембрийского и кембрийского возраста. Хотя во многих докладах подчеркивалась роль апвеллинга в фосфатообразовании, в некоторых из них (*А. Л. Яншина*) и в выступлениях на заключительной дискуссии подчеркивалось, что к этим представлениям следует подходить критически. Среди факторов, влияющих на фосфатообразование, которые должны быть подвергнуты дальнейшему анализу, были отмечены такие, как роль океана в этом процессе (в частности, апвеллинга), периодичность, источник фосфора, глубины фосфатообразования (и палеогеография в более широком смысле), механизм фосфоритообразования (в том числе формирования пеллет), литология фосфоритоносных отложений, позднейшие преобразования фосфоритов.

Следующее совещание по проекту 156 по приглашению индийских геологов намечено провести в этой стране.

В заключение следует отметить безупречную подготовку семинара, внимание, проявленное организаторами ко всем участникам, и исключительно непринужденную обстановку, во многом способствовавшую его успешному проведению.

Институт геологии и геофизики
СО АН СССР, Новосибирск

Дата поступления
17.I.1979

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

Г. И. БУШИНСКИЙ (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, В. Н. ХОЛОДОВ (зам. главного редактора)

EDITORIAL BOARD:

G. I. BUSHINSKY (Chief Editor), G. A. KALEDA, A. G. KOSSOVSKAJA,
G. F. KRASHENINNIKOV, A. P. LISITZIN, A. K. LISITZIN,
O. I. LUNEVA, B. M. MICHAILOV, A. B. RONOY, A. S. SOKOLOV, V. A. TENJAKOV,
P. P. TIMOFEEV, I. V. KHVOROVA, V. N. KHOLODOV (Assistant Editor-in-chief)

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 2.08.79 Подписано к печати 27.09.79 Т-13553 Формат бумаги 70×108^{1/16}
Высокая печать Усл. печ. л. 14,0+1 вкл. Уч.-изд. л. 15,9 Бум. л. 5,0 Тираж 1305 экз. Зак. 4674

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

В МАГАЗИНАХ «АКАДЕМКНИГА»

имеются в продаже:

Кузнецова А. А., Голицын М. В. и Крылова Н. М. АТЛАС ПАЛЕОЗОЙСКИХ УГЛЕЙ КАРАГАНДИНСКОГО БАССЕЙНА. 1976. 104 с. 2 р. 21 к.

В Атласе приведены краткие сведения о геологическом строении и угленосности Карагандинского бассейна. Подробно изложены вопросы петрологии палеозойских углей, дана классификация и описание слагающих их микрокомпонентов, охарактеризованы минеральные примеси углей.

Работа представляет собой справочник и практическое руководство для геологов, горняков и технологов по переработке.

РИФЕЙСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ И ПРИЛЕГАЮЩИХ СКЛАДЧАТЫХ СООРУЖЕНИЙ. 1973. 206 с. 1 р. 85 к.

Монография посвящена характеристике состава вулканогенно-осадочных и осадочных пород Сибирской платформы, Игарского района, Туруханского поднятия, Енисейского края, Прибайкалья, Патомского нагорья, Юдомо-Майского прогиба. В работе также рассматриваются факторы, определяющие особенности осадконакопления (состав атмосферы, рельеф, климат, состав морской воды и т. д.), источники материала (дорифейские породы, продукты выветривания, вулканизм и термальные воды), детально описываются условия рифейской седиментации, в том числе и доломитообразование. В заключение определяется место рифейского этапа в общей эволюции седиментогенеза.

Книга рассчитана на литологов и геологов, занимающихся вопросами докембрийского седиментогенеза.

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

480091 Алма-Ата, 91, ул. Фурманова, 91/97; 370005 Баку, 5, ул. Джапаридзе, 13; 734001 Душанбе, проспект Ленина, 95; 252030 Киев, ул. Пирогова, 4; 443002 Куйбышев, проспект Ленина, 2; 197110 Ленинград, П-110, Петрозаводская ул., 7; 220012 Минск, Ленинский проспект, 72; 117192 Москва, В-192, Мичуринский проспект, 12; 630090 Новосибирск, 90, 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; 310003 Харьков, Уфимский пер., 4/6.