

Литология *и* ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

1966

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»



Главный редактор Н. М. СТРАХОВ

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

Г. И. БУШИНСКИЙ, Б. М. ГИММЕЛЬФАРБ, Т. Н. ДАВЫДОВА, А. Г. КОССОВСКАЯ,
Г. Ф. КРАШЕНИННИКОВ, А. П. ЛИСИЦЫН, А. В. СИДОРЕНКО,
Л. М. СИБИРКИНА (ответственный секретарь), И. В. ХВОРОВА,
В. С. ЯБЛОКОВ (заместитель главного редактора)

Chief Editor N. M. STRAKHOV

EDITORIAL BOARD:

G. I. BUSHINSKY, B. M. GIMMELFARB, T. N. DAVYDOVA, A. G. KOSSOVSKAJA,
G. F. KRASHENINNIKOV, A. P. LISITZIN, A. V. SIDORENKO,
L. M. SIBIRKINA (Secretary), I. V. KHVOROVA,
V. S. YABLOKOV (Assistant Chief Editor)

ЖУРНАЛ ВЫХОДИТ ШЕСТЬ РАЗ В ГОД

Адрес редакции: Москва, Ж-17, Пыжевский пер., 7. ГИН АН СССР

ЛИТОЛОГИЯ и ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

№ 6, 1966 г.
НОЯБРЬ — ДЕКАБРЬ

СОДЕРЖАНИЕ

Е. М. Емельянов. Титан в осадках Средиземного моря	3
И. В. Хворова, Э. С. Залманзон. О составе туфогенных пелитоморфных пород из морских девонских толщ Южного Урала	19
М. М. Мстиславский, В. И. Муравьев, <u>А. С. Свешников</u> . О верхнетриасовых туфах горного Мангышлака	35
Д. Д. Теннер, В. С. Яблоков. О некоторых карбонатных породах Непала	48
Е. С. Ларская. Роль геологических и геохимических факторов в накоплении рассеянного органического вещества в мезо-кайнозойских отложениях Западного Предкавказья	65
С. С. Савкевич. Об условиях образования балтийского янтара (сукцинита) и о некотором влиянии особенностей фоссилизации на свойства ископаемых смол	78
<u>В. И. Малюга</u> , М. И. Проскуряков, Т. Н. Соколова. К вопросу о распределении экзогенных концентраций меди в Приуралье	89
Л. С. Белокрыс, В. Н. Макаров. Осадочный магнезиальный хлорит из сармата Тарханкута (Крым)	101

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

С. П. Горшков. О составе и закономерностях формирования континентальных неаллювиальных отложений северо-западной части Восточного Саяна	109
Н. А. Лисицина, И. Ю. Лубченко. Некоторые данные о влиянии вторичной минерализации на распределение элементов в коре выветривания основных пород	117
А. К. Лисицин. Гидрогеологические предпосылки экзогенного эпигенетического рудообразования с участием пластовых вод	122
А. Е. Лукин. Эпигенез каменноугольных отложений северо-западной части Днепровско-Донецкой впадины	128
Л. В. Травин. Об эпигенетическом кальците в породах сакуканской свиты Олекмо-Витимской горной страны	131
И. Н. Семашева, И. С. Софиев. Сорбционные свойства компонентов бурого угля и накопление германия	134
П. В. Ивашов. Акцессорные химические элементы в песках среднеюрских континентальных отложений Вятско-Камской впадины Русской платформы	137
Ю. А. Потапенко. К литологии докембрийской толщи вулканокластических пород руч. Шиджатмаз (Северный Кавказ)	142

ХРОНИКА

Р. Г. Матухин. Первое совещание Сибирского отделения Комиссии по осадочным породам при ОНЗ АН СССР	146
От редакции	148
Библиография	149
Содержание журнала за 1966 год	157

LITHOLOGY and MINERAL RESOURCES

№ 6, 1966
NOVEMBER — DECEMBER

CONTENTS

E. M. Emelianov. Titanium in Mediterranean Sea sediments	3
I. V. Khvorova, E. S. Zalmanzon. On the composition of tuffogene pelito- morphic rocks from marine Devonian deposits of Southern Urals	19
M. M. Mstislavsky, V. I. Muraviev, <u>A. S. Sveshnikov</u> . On upper Triassic tuff of mountainous Mangyshlak	55
D. D. Tenner, V. S. Yablokov. On certain carbonate rocks of Nepal	48
E. S. Larsskaia. The role of geological and geochemical factors in the accumu- lation of disseminated organic matter in the Meso-Cenozoic deposits of the western Precaucasia	65
S. S. Savkevich. On the formation conditions of Baltic amber (succinite) and certain influence of the fossilisation peculiarities on the properties of fossil resins	78
<u>V. I. Maliuga</u> , M. I. Proskuriakov, T. N. Sokolova. To the problem of the distribution of endogenetic copper concentrations in the Ural region	89
L. S. Belokrysov, V. N. Makarov. Sedimentary magnesian chlorite from Sar- matian deposits of Tarkhankut (Crimea)	101

SHORT NOTES

S. P. Gorshkov. On the composition and formation regularities of continental non-alluvial deposits of the north-western part of the east Sayan	109
N. A. Lisitzina, I. Yu. Lubchenko. Some data on the effect of secondary mineralization on the distribution of elements in the crust of weathering of basic rocks	117
A. K. Lisitzin. Hydrogeological causes of an exogenic epigenetic ore formation with the participation of stratal water	122
A. E. Lukin. Epigenesis of Carboniferous deposits in the north-western part of Dnieper-Donetz depression	128
L. V. Travin. On epigenetic calcite in the rocks of Sakukansk suite of Olekmo- vitim mountainland	131
I. N. Semasheva, I. S. Sofiev. Sorption properties of brown coal compo- nents and the accumulation of germanium	134
P. V. Ivashov. Accessory chemical elements in the sands of Middle Jurassic con- tinental deposits of the Viatka—Kama depression on the Russian platform	137
Yu. A. Potapenko. To the lithology of a Precambrian rock mass of volcano- clastic rocks of Shitdzhaltmaz creek (Northern Caucasus)	142

CHRONICLE

R. G. Matukhin. First conference of the Siberian division of the Commission on sedimentary rocks of the Division of Earth Sciences, Academy of Sciences of the USSR	146
From the editorial staff	148
Bibliography	149
The contents of the journal of 1966	157

Технический редактор *Е. И. Гришина*

Т-15714	Подписано к печати 17/XI-1966 г.	Тираж 1350 экз.	Зак. 6413
Формат бумаги 70×108/16	Печ. л. 14,0+1 вкл.	Бум. л. 5,0	Уч.-изд. листов 16,0

2-я типография издательства «Наука». Москва, Шубинский пер., 10

УДК 546.82(262)

ТИТАН В ОСАДКАХ СРЕДИЗЕМНОГО МОРЯ

Е. М. ЕМЕЛЬЯНОВ

1. ВВЕДЕНИЕ

В последнее время появился ряд работ (Бушинский, 1963; Момджи, 1964; Ронов и Мигдисов, 1965), детально освещающих поведение титана в осадочном процессе. К сожалению, в них, а также во многих других публикациях, прямо или косвенно затрагивающих вопросы геохимии этого элемента, основные черты его распределения в осадках современных морских водоемов и океанов и минералогические формы не получили должного освещения. На примере современных осадков Средиземного моря автор делает попытку продолжить выяснение характера поведения титана в осадочном цикле и проследить его судьбу во время перераспределения в водной толще и в верхнем слое донных осадков. Выбранный бассейн удобен для освещения данного вопроса по многим причинам.

1. Средиземное море по своим размерам и очень сложному строению дна является переходным бассейном между океанами и морями. Оно расположено на границе стабильной Африканской платформы (на юге) и тектонически очень активной зоны альпийской складчатости (на севере и западе) (Емельянов и др., 1964).

2. Водосборный бассейн моря находится в двух климатически разных зонах: северная и западная его части — в зоне гумидного климата с хорошо развитой в равнинных областях корой выветривания, южная часть — в зоне аридного климата с характерным для нее физическим выветриванием. Кроме того, верховья Нила расположены в субэкваториальной зоне, характеризующейся высокой влажностью и глубоким разложением пород суши.

3. В Средиземном море возможно проследить влияние современного вулканизма на распределение титана (в этом бассейне действующими вулканами являются Везувий, Стромболи, Этна, Санторин и др.).

4. Активное накопление органогенных и хемотрогенных карбонатов в современных осадках моря позволяет определить степень участия титана в аутигенном минералообразовании и изменение его концентраций в различных типах осадков.

Перечисленные геологические и климатические особенности водоема ярко отражены в гранулометрическом и вещественном составе осадков (Емельянов, 1961, 1964, 1966, 2). Донные отложения в Средиземном море представлены главным образом слабоизвестковыми, известковыми и сильноизвестковыми глинистыми и алевроито-глинистыми илами и раковинными (в меньшей степени оолитовыми) песками. В районах вулкана Стромболи, Неаполитанского залива и о. Санторин значительную часть осадков составляет вулканогенный материал.

Терригенные осадки (особенно грубозернистые) для данного водоема не характерны.

Химическое определение титана в осадках проводилось колориметрическим методом с перекисью водорода¹. Всего было изучено 180 проб. Кроме того, Н. М. Страховым и Г. Ю. Бутузовой в распоряжение автора были предоставлены химические данные по титану в 37 пробах, отобранных непосредственно в районе о. Санторин.

Титансодержащие минералы определялись иммерсионным методом в тяжелой (уд. вес $> 2,9$) мелкопесчаной и крупноалевритовой подфракциях (220 проб) и в мазках (40 проб.). Под поляризационным микроскопом просматривалась мелкоалевритовая фракция осадков и пробы морской взвеси (около 200 проб), взятые методом мембранной ультрафилтрации на фильтры № 3 (перед просмотром они просветлялись в канадском бальзаме; Емельянов, 1962).

Данные зарубежных ученых о содержании титана в осадках Средиземного моря в работе не использованы, так как они в литературе почти отсутствуют.

3. ТИТАН В ВОДАХ, ОРГАНИЗМАХ, ПОРОДАХ И ПОЧВАХ

Титан принадлежит к группе элементов, способных давать нерастворимые осадки — гидролизаты. Эти элементы (Ti, Ga, Zr, Hf, Nb, Ta и Th) являются спутниками алюминия и обладают очень близкими химическими свойствами (зарядом, ионным радиусом, ионным потенциалом и низким рН гидролиза) (Ронов и Мигдисов, 1965). Следовательно, соединением титана присущи слабые растворимость и способность накапливаться при глубоком разложении пород в элювии. Поэтому его содержание в природных водах очень низко и составляет в среднем $0,1 \cdot 10^{-8}\%$ и лишь в кислых водах оно может повышаться до $6 \cdot 10^{-6}\%$ (Виноградов, 1957). Иногда титан в водах отсутствует совсем.

Организмы, хотя и концентрируют титан относительно воды в сотни и даже тысячи раз (Виноградов, 1957), но его содержание в них редко превышает $n \cdot 10^{-2} — n \cdot 10^{-4}\%$, т. е. даже максимальные скопления титана в организмах значительно ниже его средних содержаний в земной коре (табл. 1). Однако несмотря на такие низкие концентрации, диатомовые водоросли, фораминиферы и частично копеподы способны переносить в осадки значительную часть рассеянного титана (Лисицын, 1964).

В породах содержание титана варьирует в широких пределах. Наиболее обогащены им основные породы (0,9%; см. табл. 1). По данным А. Б. Ронова и А. А. Мигдисова (1965), содержание титана в них может достигать 2% и более. В кислых породах его содержится до 0,2—0,4%, а в ультраосновных — следы.

Титан наблюдается только в виде четырехвалентных соединений. «Радиус катиона Ti^{4+} (0,68 Å) близок к радиусам катионов многих химических элементов, слагающих пороодообразующие минералы, а с важнейшим из них — кремнием титан находится в одной группе и образует катионы равной валентности (Момджи, 1964, стр. 199). Этим объясняется вхождение Ti в кристаллическую решетку почти всех пороодообразующих минералов с образованием изоморфных смесей. Титан тяготеет к минералам, богатым двух- и особенно трехвалентным железом с близким ионным радиусом (0,64 Å для Fe^{3+}). При разрушении соединений титана химическим выветриванием титан высвобождается в виде нерастворимого окисла TiO_2 (Момджи, 1964).

Титан, как и другие элементы-гидролизаты, в коре выветривания находится в двух основных формах: в виде кристаллических зерен титансо-

¹ Аналитик Р. Д. Николаева, руководители В. С. Соколов и В. Ф. Севастьянов; химико-аналитическая лаборатория ЧЭНИС Ин-та океанологии АН СССР.

Средние содержания титана в породах, почвах, организмах и в морской воде

Вещество	Место отбора проб	Содержание	Автор
Изверженные породы			
Основные		0,9	Виноградов, 1956, 1957
Средние		0,8	»
Кислые		0,23	»
Порфирит	о. Серифос (Эгейское море)	0,58	Емельянов Е. М.
Порфирит:	Побережье Туниса	0,17	»
Вулканогенный материал			
Лава	о. Санторин (Эгейское море)	0,34	Емельянов Е. М.
Обсидиан	Флегрейские поля (Тирренское море)	0,10—0,60	Norin, 1958
Лава	Везувий, доисторическое извержение	0,10	»
Лава	Везувий, извержение 79 г. н. э.	0,17	»
Пемза черная	Тирренское море	0,04	Емельянов Е. М.
Осадочный материал			
Карбонатная порода		0,04	Turekian, Wedepohl 1961
Песчаная порода		0,15	»
Глинистые известняки	Франция	0,18	Савеух, 1935
Глины, сланцы		0,45	Виноградов, 1956, 1957
Почвы		0,46	Виноградов, 1956, 1957
Глубоководный ил		0,46	Turekian, Wedepohl, 1961
Карбонатный глубоко-водный ил		0,08	»
Песок титаномагнетитовый, черный:	Южный берег о. Санторин (Эгейское море)		
а) общая проба		4,41	Емельянов Е. М.
б) немагнитная фракция		1,92	»
в) магнитная фракция		6,92	»
Фракция 0,1—0,05 (преобладает вулканический пепел)	Подводный конус Стромболи (гл. 1830 м)	0,58	»
Шлак судовой (?)	Море Леванта (гл. 2 км)	0,75	»
Наносы Нила	Берег реки в 30 км от устья	1,38	»
Известковые стяжения	Осадки залива Б. Сирт	0,08—0,14	»
Известковые корки	Осадки лагуны о. Санторин	0,04	»
Минералы			
Полевые шпаты		Следы	Соловьев, 1952
Мусковит		0,24—0,54	»
Биотит		1,50—3,12	»
Роговая обманка			
а) обыкновенная		0,06—0,72	Бетехтин, 1961
б) базальтическая		1,85	Чирвинский, 1953
Магнетит, титаномагнетит, ильменит		2,7—31,6	Бетехтин, 1961; Ронов, Мигдисов, 1965
Сфен		18,9—19,5	Ронов, Мигдисов, 1965
Пироксены		0,35—1,42	»

Таблица 1 (продолжение)

Вещество	Место отбора проб	Содержание	Автор
Органогенный материал			
Организмы		$n \cdot 10^{-4}$	Вернадский, 1960
а) диатомовые водоросли		0,0013—0,031	по А. П. Виноградову, Дж. Гриллу и Р. Робинсону (Лисицын, 1964)
б) фораминиферы		0,030—0,054	Емельянов Е. М.
Известковый раковинный материал с преобладанием кораллов	Осадки района о. Родос (море Леванта)	0,04	Вернадский, 1960
	Морская вода	$n \cdot 10^{-6}$ $n \cdot 10^{-8}$	Гольдберг, 1963

держащих минералов, концентрирующихся в песчано-алевритовых фракциях, и в виде коллоидальной двуокиси, рассеянной в глинистой части продуктов выветривания (Бушинский, 1963; Момджи, 1964; Ронов и Мигдисов, 1965).

Акцессорные минералы (рутил, анатаз, брукит, сфен) в процессе выветривания в силу большой крупности зерен не выносятся из почв, а почти неизменными остаются в элювии. Рудные минералы (ильменит, титаномагнетит, магнетит) менее устойчивы и постепенно переходят в коллоидальную форму титана — лейкоксен. Поэтому титан в виде мельчайших обломков лейкоксена и других пелитоморфных соединений значительно легче выносятся из элювия, чем рутит — сфен. То же происходит и с титаном, входящим в решетки других минералов (слюды, амфиболы, пироксены, гранаты, полевые шпаты). Титан освобождается при их разложении с образованием тонкорассеянных форм или небольших агрегатов лейкоксена (Бушинский, 1963).

В силу этих обстоятельств титан накапливается (до 1,0—1,6%) в глинах коры выветривания. В среднем его содержание там составляет 0,45%, в то время как в песчаных и карбонатных породах — всего лишь 0,40—0,15%.

В коренных породах Средиземноморья содержится незначительное количество титана (см. табл. 1). Его концентрация повышена в вулканогенном материале: в обсидиане до 0,60, в пеплах до 0,58%. Высокое содержание титана обнаружено в титаномагнетитовых песках о. Санторин (4,41%) и в илах Нила (1,38%). В последних он связан с пелитовой фракцией.

Таким образом, в водосборном бассейне Средиземного моря, по данным изучения осадочного материала, не наблюдается пород или площадей, обогащенных титаном. Титаномагнетитовые пески распространены лишь на южном берегу о. Санторин и не могут влиять на его накопление в осадках на сколько-нибудь большой площади. Но в силу глубокого химического выветривания пород суши в почвах гумидной и субэкваториальной зон (глины терра-роса, алюмосиликатные почвы) должно происходить накопление титана с последующим его выносом в море в виде тонких твердых взвесей. Это хорошо заметно на примере р. Нил. Установлено, что обогащенные этим элементом наносы Нила распространяются главным образом лишь в областях Египта и Ливии и в открытые части водоема поступают в ограниченном количестве. То же самое можно сказать и о наносах других рек. Биогенный раковинный и хемогенный известковый материал, обедненный титаном и усиленно накапливающийся в данном водоеме, должен заметно понижать концентрацию этого элемента в донных отложениях.

4. ТИТАН ВО ВЗВЕСИ

Аналитических определений титана во взвеси очень мало вследствие трудности отбора необходимого для химического анализа количества материала. Для Средиземного моря имеется одно определение этого элемента (Лисицын, 1964), в сепарационной взвеси из поверхностного слоя вод Левантийского моря, которое составляет 0,5%. Очевидно, и в других областях моря должны быть аналогичные концентрации.

Под поляризационным микроскопом на мембранных ультрафильтрах нами ни разу не были обнаружены акцессорные титансодержащие минералы. Это подтверждает сказанное о том, что эти минералы выносятся из почв суши в небольших количествах. Отдельные зерна, попав в море, быстро осаждаются на дно и обнаружить их в небольшой пробе воды удастся очень редко.

Ильменит, титаномагнетит, магнетит во взвешенном состоянии на мембранных фильтрах с поверхности и с различных глубин моря встречаются довольно часто, но в единичных зернах. Лишь в Эгейском море их содержание доходит до 1—2% общего количества взвешенных частиц, а их размеры достигают 0,17 мм.

Чаще всего среди минералов взвеси в Средиземном море отмечаются бесцветные слюды и желтый биотит (Емельянов, 1962), составляющие иногда 1—5% всех взвешенных частиц крупнее 3 микрон. Нередки также обломки пород и неопределимые из-за малых размеров зерна (это, видимо, сильно измененные амфиболы, полевые шпаты, частицы лейкоксена и др.).

Амфиболы и пироксены во взвеси обнаружены в единичных зернах и лишь на нескольких станциях, а вулканическое стекло встречено только один раз. (Основную массу взвеси размером более 3 микронов составляет органогенный детрит.)

Таким образом, из взвешенного материала лишь слюды, рудные минералы и обломки пород могут поставлять более или менее ощутимые количества титана в осадки, в то время как роль акцессориев, пироксенов, амфиболов и вулканогенного материала сводится к минимуму. Данные по минералогии взвеси свидетельствуют о том, что взвешенный материал размером более 3 микронов (более мелкие частицы под микроскопом разделить крайне трудно) играет незначительную роль в общем балансе титана. Следовательно, этот элемент должен переноситься с тонким пелитовым материалом, образующимся в коре выветривания (к сожалению, этот материал минералогически остался пока неизученным).

5. ТИТАН В ОСАДКАХ

В современных осадках Средиземного моря титан составляет в среднем 0,2—0,4%, т. е. значительно меньше, чем в глинистых породах, взвеси или в глубоководных глинистых илах Мирового океана. Лишь в принильском районе и в южной части Алжиро-Прованского бассейна отмечаются несколько повышенные его количества — до 0,94 и 0,47% соответственно (фиг. 1). В первом районе, как известно, отлагается главная масса тонких выносов Нила, во втором — тонкий пелитовый материал, сносимый в море из гумидной зоны Туниса — Алжира (Емельянов, 1966).

В аридной (особенно мелководной) зоне, в Эгейском море и в некоторых других областях титана содержится от следов до 0,2%. О распределении титана в различных типах осадков можно судить по данным, приведенным в табл. 2. В терригенных осадках отмечается его приуроченность к наиболее тонким гранулометрическим типам отложений. В слабо- и сильноизвестковых их разностях концентрация этого элемента постепенно нивелируется и мы можем говорить лишь о приуроченности титана к тонким разностям осадков. Это указывает на то, что одно-

Таблица 2

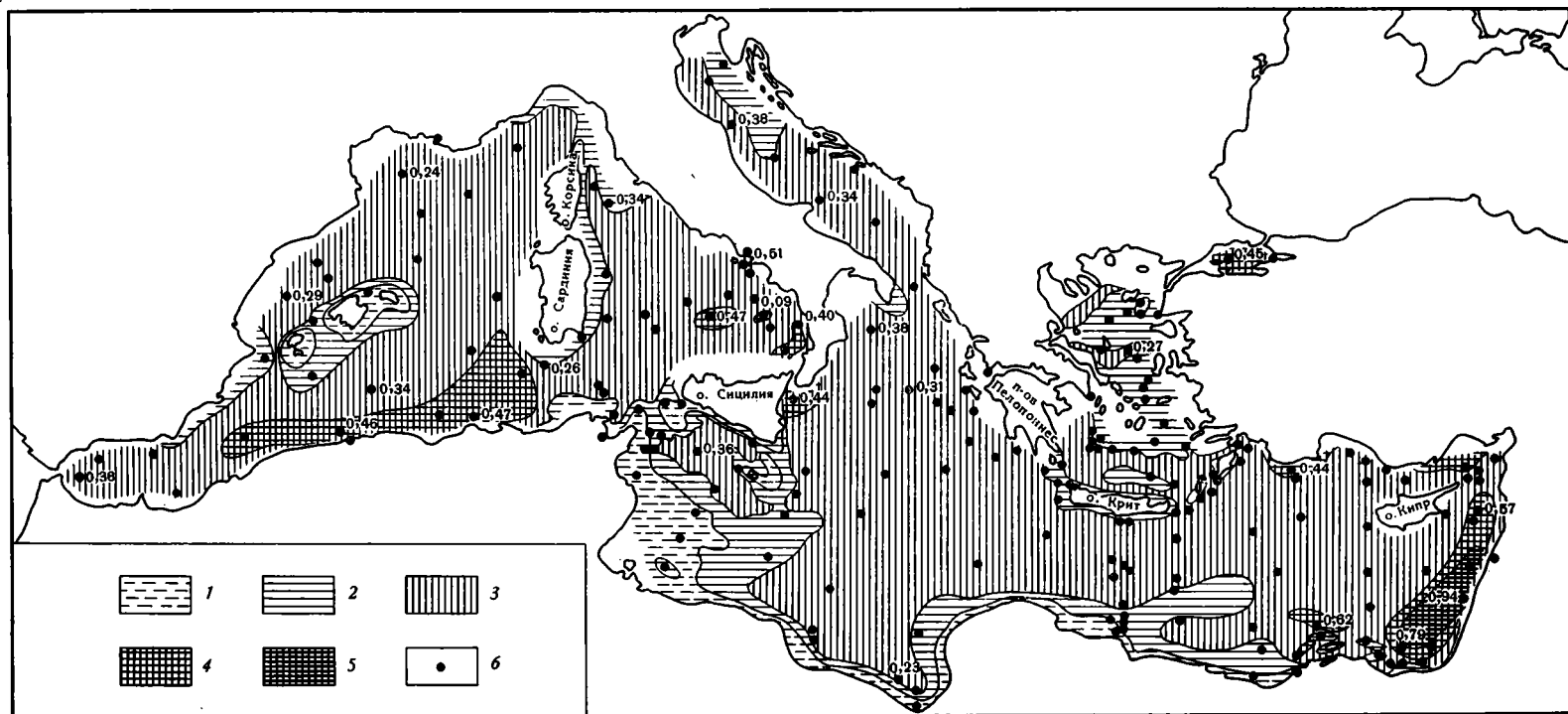
Средние содержания титана в современных осадках Средиземного моря
(% воздушно-сухой навески)

Тип осадков	Степень карбонатности осадков (CaCO ₃ , %)									
	<10		10—30		30—50		> 50			
	среднее	количество образцов	колебания	среднее	количество образцов	колебания	среднее	количество образцов	колебания	среднее
а) пески (кварцево-полевощпатовые и раковинные)	0,11	1	0,14—0,28	0,21	2	—	0,19	1	Следы—0,20	0,08
б) пески оолитовые	—	—	—	—	—	—	—	—	Следы—0,02	0,01
в) пески марганцовистые (Mn 9,11%)	—	—	—	0,11	1	—	—	—	—	—
Крупные алевроиты	0,42	1	—	0,13	1	0,25—0,29	0,22	1	—	0,05
Илы мелкоалевритовые	—	—	—	0,40	9	0,17—0,42	0,27	2	0,14—0,57	0,25
Илы алевроито-глинистые	0,65	2	0,23—0,62	0,38	23	0,17—0,47	0,26	18	0,11—0,45	0,22
Илы глинистые	0,94	1	0,09—0,78	—	—	—	0,27	34	0,14—0,28	0,20

образной картины распределения титана в гранулометрическом спектре осадка не наблюдается, что полностью подтвердилось и химическими анализами фракций (табл. 3). Можно лишь отметить тенденцию роста содержания титана с измельчением материала. Более четкая зависимость содержания этого элемента наблюдается от содержания пелита в осадках (фиг. 2). В этом случае увеличение его концентрации с переходом от песков (минимальное содержание пелита) к глинистым илам (максимум пелита) очевиден.

Значительный разброс точек на графике обусловлен главным образом неодинаковой известковистостью отдельных фракций и осадков в целом. Известковый материал, обедненный титаном, сильно понижает его концентрацию. Выявлена четкая связь между содержанием титана и известковистостью (фиг. 3). Она еще резче проявляется, если рассматривать не весь водоем, а отдельные его участки (фиг. 4). При увеличении известковистости на 20% содержание титана уменьшается на 0,1%. Исключение составляет лишь приныйский район, где содержание титана почти в два раза выше, чем в других областях моря, а кривая на графике значительно круче.

Если же пересчитать содержание титана в осадках на бескарбонатное вещество, то картина его распределения существенно меняется (фиг. 5). В среднем его концентрация повышается до 0,4—0,5% (т. е. до значений, которые можно было предположить при изучении осадочного материала водосбора и во взвеси), в Алжиро-Прованском бассейне она достигает 0,63%, в Ионическом море — 0,58%. Максимальное значение (1,03%) отмечено в приныйском участке. В прибрежной части моря, особенно в аридной зоне, наблюдаются минимальные количества титана (0,3% — следы).



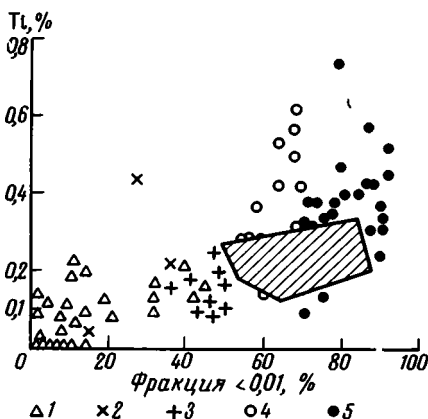
Фиг. 1. Распределение титана в верхнем слое (0—5 см) осадков Средиземного моря (% к воздушно-сухой пробе)
 1 — <0,1; 2 — от 0,1 до 0,2; 3 — от 0,2 до 0,4; 4 — от 0,4 до 0,8; 5 — >0,8; 6 — изученные станции. Цифры на схеме — максимальные содержания титана для данных участков моря

Содержание титана (в % к весу воздушно-сухой пробы) в различных фракциях современных (горизонт 0—2, 0—12 см) осадков Средиземного моря

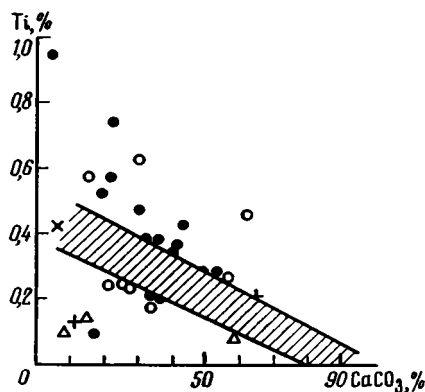
Местоположение пробы	Размер фракций, мм					тип осадка
	всего в осадке	0,1—0,05	0,05—0,01	0,01—0,001	<0,001	
Гибралтарский пролив (ст. 480, глуб. 668 м)	0,38 (а)	Не опред.	0,53	0,58	0,52	Ил глинистый
	0,56 (б)	»	0,71	0,84	0,72	CaCO ₃ 15,5%
Район южнее о. Сардиния (ст. 490, глуб. 597 м)	0,25 (а)	0,13	0,31	0,28	0,29	Ил алеврито-глинистый
	0,66 (б)	0,44	0,64	0,80	0,60	CaCO ₃ 50,9%
Материковый склон Киренаики (ст. 529, глуб. 1328 м)	0,20 (а)	0,20	0,25	0,17	0,31	Ил алеврито-глинистый
	0,68 (б)	0,53	0,74	0,98	0,69	CaCO ₃ 60,0%
Южный склон о. Крит (ст. 539, глуб. 2750 м)	0,19 (а)	0,20	0,29	0,28	0,31	Ил алеврито-глинистый
	0,48 (б)	0,54	0,61	0,83	0,59	CaCO ₃ 51,2%

Примечание: а— в натуральном осадке; б— в пересчете на R₂O₃+нерастворимый остаток в 2% (по весу) солянокислой вытяжке. Выделены максимальные значения.

Такое размещение титана объясняется его распределением в гранулометрическом спектре осадков и минералогическими провинциями. При уменьшении размерности частиц его содержание (в пересчете на бескарбонатный остаток) резко повышается от 0,40—0,50% в крупноалевритовой (и песчаной) фракции до 0,8—1,0% во фракции 0,01—0,001 мм.



Фиг. 2



Фиг. 3

Фиг. 2. Зависимость содержания титана от содержания фракции <0,01 мм
1 — пески; 2 — крупные алевриты; 3 — илы мелкоалевритовые; 4 — илы алеврито-глинистые; 5 — илы глинистые. Заштрихован участок максимального скопления точек (100—150) для всех типов осадков (от песков до глинистых илов)

Фиг. 3. Зависимость содержания титана от содержания CaCO₃ (для всего Средиземного моря)

Условные обозначения те же, что на фиг. 2

В субколлоидном материале количество титана понижается до 0,55—0,70% (см. табл. 3). Таким образом, наиболее обогащенными титаном являются крупно- и среднепелитовые фракции: в них содержание титана в 1,5—2 раза превышает его содержание в крупных фракциях или валовой пробе.

Для осадков всего Средиземного моря такой четкой приуроченности к пелиту не наблюдается. От берега в глубь моря содержание титана

закономерно увеличивается до полосы залегания мелкоалевритовых илов. В областях же с высоким содержанием пелита ($>50\%$) четкость распределения титана нарушается: в одних случаях оно стоит на среднем для всего моря уровне, в других — резко повышается. Это повышение уже нельзя объяснить увеличением содержания пелита, так как оно всюду примерно равное. Обусловлено оно неодинаковым содержанием титана в приносимом в водоем исходном пелитовом материале. Так, обогащение титаном донных отложений приливной области обязано его высокой концентрации в наносах Нила, выносимых из субэкваториальной зоны Африканского континента. Видимо, пелитовый материал, сносимый с Атласских гор в южную часть Алжиро-Прованского бассейна, также сравнительно обогащен титаном.

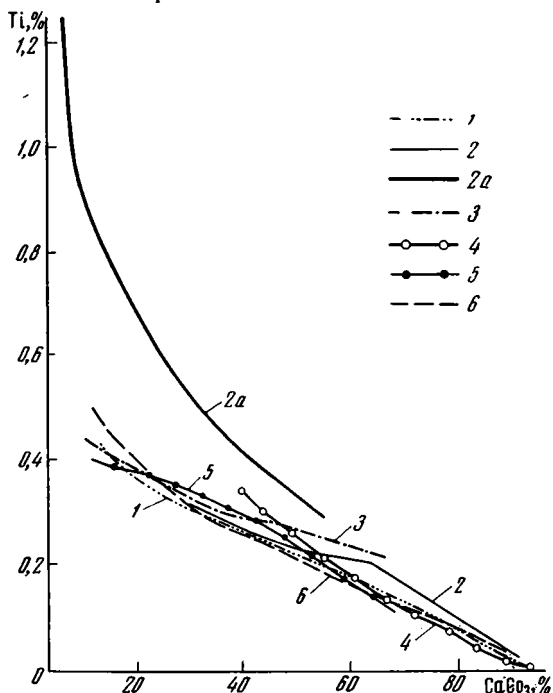
6. МИНЕРАЛЬНЫЕ ФОРМЫ ТИТАНА В ОСАДКАХ

А. В песчаных фракциях осадков Средиземного моря чаще всего встречаются рудные минералы (ильменит, магнетит, титано-магнетит). В пляжевых и прибрежных песках они иногда составляют до 50% тяжелой подфракции. Но уже на небольшом расстоянии от берега их количество обычно резко снижается. Так, в кварцевых песках авандельты Нила (10—15 км от берега) на долю ильменита и магнетита падает всего лишь 0,8—1,4% тяжелой подфракции, а в глубоководных осадках рудные минералы в песчаном материале либо совсем отсутствуют, либо встречены (по данным шлихового анализа) в единичных зернах.

Из акцессорных минералов в крупных фракциях чаще присутствуют рутил, сфен и анатаз. В мелководных осадках Алжиро-Прованского бассейна и Африкано-Сицилийского порога они составляют до 4% тяжелой подфракции (Berthois, 1939), однако уже в осадках средних глубин их роль (подобно рудным минералам) сводится к минимуму или к нулю.

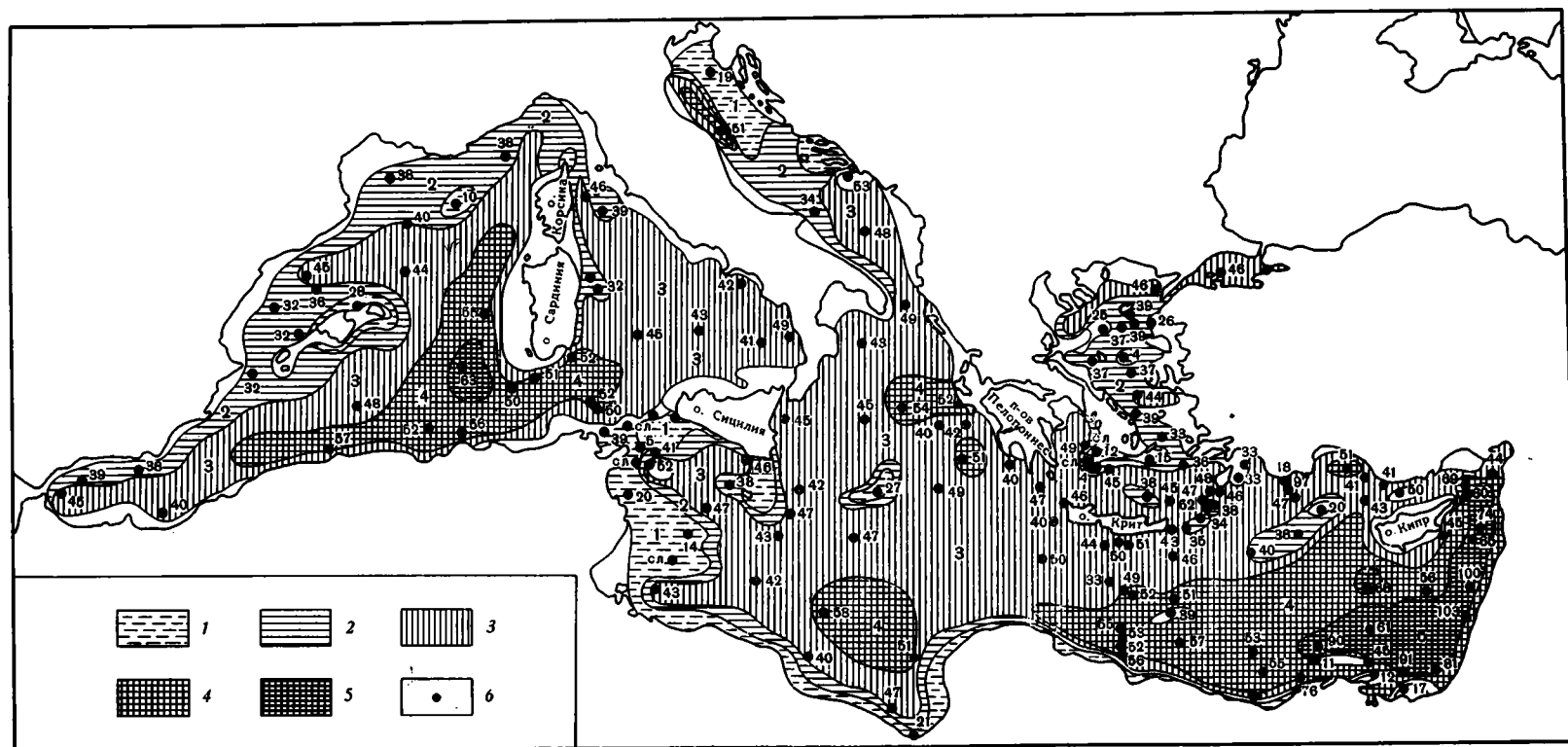
Б. В крупноалевритовой фракции из всех тяжелых минералов наиболее распространены рудные. Магнетит, ильменит и лейкоксенированные зерна составляют в среднем около 18% тяжелой подфракции. Широко распространены также слюды, пироксены, амфиболы.

Акцессорные титаносодержащие минералы (рутил, анатаз, брукит) в осадках присутствуют, хотя и в небольших количествах, но повсеместно. В среднем они составляют 1,6% тяжелой подфракции. Сравнительно редко и в единичных зернах они встречаются лишь в Адриатическом море. Высокие содержания титаносодержащих минералов отмечаются в Алжиро-Прованском бассейне, где в среднем по 24 станциям они составляют 4,8% и иногда (станция 467 севернее г. Алжира) их содержание

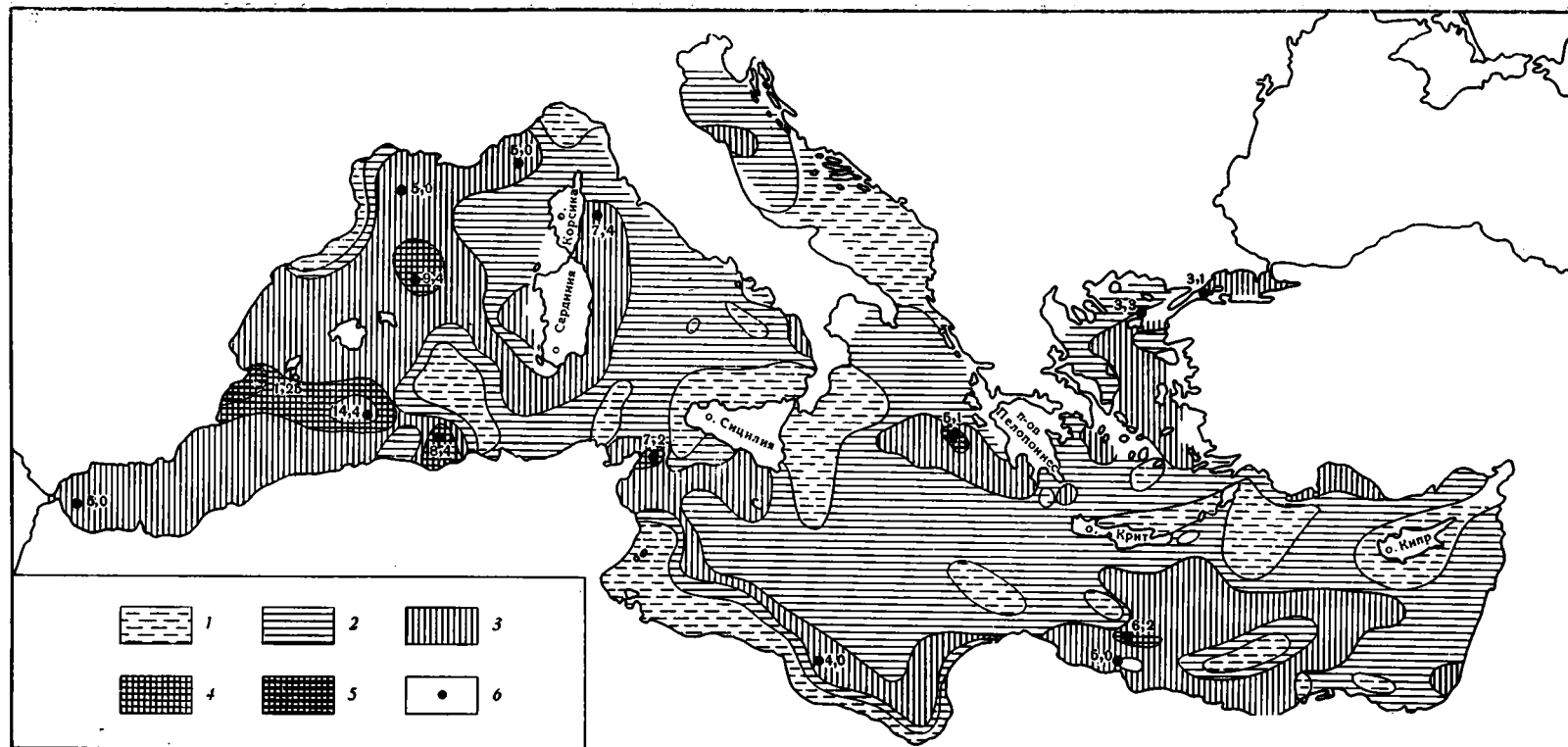


Фиг. 4. Зависимость содержания титана от содержания CaCO_3 для разных участков Средиземного моря

1 — Эгейское море; 2 — море Леванта (2a — Принильский р-н в Левантском море); 3 — Ионическое море; 4 — Африкано-Сицилийский порог; 5 — Тирренское море; 6 — Алжиро-Прованский бассейн



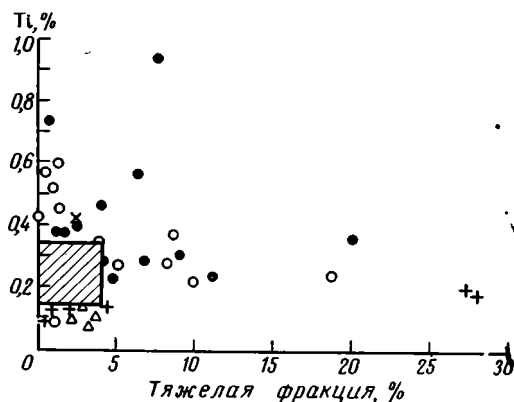
Фиг. 5. Распределение титана в верхнем слое осадков Средиземного моря (в пересчете на бескарбонатное вещество, в 10-2%)
 1 — 30; 2 — от 30 до 40; 3 — от 40 до 50; 4 — от 50 до 60; 5 — >60; 6 — изученные станции (цифрами даны фактические содержания титана)



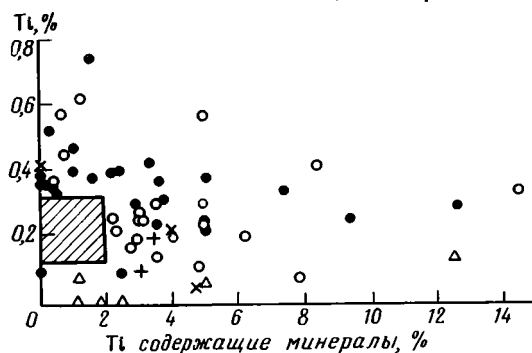
Фиг. 6. Распределение аксессуарных титансодержащих минералов (рутила, брукита, анатаза) в тяжелой крупноалевритовой (0,1—0,05 мм) под-
 фракции верхнего слоя осадков Средиземного моря (%)
 1 — не обнаружено; 2 — < 1; 3 — от 1 до 5; 4 — от 5 до 10; 5 — > 10; 6 — изученные станции (всего 220 проб). Цифры на схеме — максимальные содержания для
 данных участков моря

достигает 14,4%. Минералы этой группы распределены по площади сравнительно неравномерно (фиг. 6). Так, в Алжиро-Прованском бассейне отмечается четыре участка, на которых их содержание превышает 5%. Такие участки обнаружены также в Корсиканском проливе, у г. Туниса и в некоторых других районах. Титаносодержащие минералы не обнаружены в районе Кипра, в южной части Адриатического моря, в районе Мессинского пролива, в южной части Алжиро-Прованского бассейна.

Таким образом, наиболее богатые рутилом, анатазом и брукитом провинции приурочены к мелководным и глубоководным областям моря, прилегающим к платформам (Африка, Испания). Это южные части Ле-



Фиг. 7. Зависимость содержания титана от содержания тяжелой (уд. вес. > 2,9) крупноалевритовой (0,1—0,05 мм) подфракции
Условные обозначения те же, что на фиг. 2



Фиг. 8. Зависимость содержания титана от содержания титаносодержащих минералов во фракции 0,1—0,05 мм
Условные обозначения те же, что на фиг. 2

вантийского и Ионического морей, Африкано-Сицилийский порог и вся западная часть Алжиро-Прованского бассейна. В эти области титаносодержащие минералы заносятся либо ветрами из пустынь Африки, либо морскими течениями с берега.

Рутил и брукит — чаще всего золотисто-желтые и желто-коричневые, реже красные сигарообразные зерна и их неправильные обломки. Они обычно (особенно в западной части Средиземного моря) хорошо окатаны. Анатаз представлен правильными квадратными или призматическими зернами или их обломками иногда с ровно обрезанными одним или двумя углами. Для него характерна штриховка в одном или двух перпендикулярных друг другу направлениях, параллельных граням, и очень низкое двупреломление, благодаря которому анатаз часто кажется изотропным.

Сфен по внешнему облику и оптическим свойствам легко отличается от всех остальных. Это бесцветный или слабо-желтоватый минерал преимущественно овальных или округлых очертаний. Он редко

наблюдается в виде хорошо ограненных кристаллов или неправильных обломков. Как и другие минералы подгруппы титаносодержащих минералов, в небольших количествах он рассеян по всему морю, довольно широко распространен в Адриатическом море, куда поступает за счет разрушения вулканогенных пород Апеннинского п-ва, в районе островной дуги Крит — Родос и в южной части моря Леванта. Нередок он и в осадках участка Алжиро-Прованского бассейна, прилегающего к Испании (до 4,8% восточнее мыса Нао). Следовательно, сфен не всегда ассоциирует с остальными устойчивыми минералами (в том числе с рутилом, брукитом и анатазом).

В. В мелкоалевритовой фракции отмечены те же минеральные виды, что и в крупноалевритовой, но в значительно меньших количествах.

Несмотря на то, что акцессорные и другие титансодержащие терригенные минералы встречаются почти повсеместно во фракциях крупнее 0,01 мм, они как в сумме, так и каждый в отдельности не могут составлять сколько-нибудь значительной части от общего содержания титана в осадках (фиг. 7, 8). Эти минералы, особенно рутил, брукит, анатаз, сфен, обычно рассеяны в поверхностном слое осадков в незначительных количествах. Если упомянутые минералы и составляют иногда значительный процент в песчаной и крупноалевритовой фракциях, то абсолютное их количество настолько мало, что в итоге составляет не более нескольких процентов или долей процента всего титана, содержащегося в осадках.

Г. Выше указывалось, что пелитовые фракции обычно наиболее обогащены титаном. Следовательно, основная его часть связана с минералами именно этой размерности (особенно с фракцией 0,005—0,001 мм). Пелит на громадной площади дна моря составляет от 50 до 85% осадка.

Анализ пелитового материала под поляризационным микроскопом показал, что акцессории, ильменит, магнетит, пироксены, амфиболы и другие минералы, более или менее обогащенные этим элементом, составляют лишь ничтожную долю тонкой фракции осадка. Следовательно, их роль в балансе титана также мала. Основная часть этого элемента рассеяна в осадке в виде тончайших лейкоксовых и других пелитоморфных частиц. К сожалению, отличить лейкоксовые частицы под микроскопом от всех остальных (особенно от обломков пород и глинистых минералов) крайне трудно.

В пелите почти повсеместно и иногда в значительных количествах (особенно в тонких терригенных и слабоизвестковых илах) обнаружены тончайшие иголки рутила, нередко достигающие 3—4 микронов в длину. Они буро-красного цвета и высокодвупреломляющие. По мнению И. А. Шамрая, иголки могут иметь сингенетическое происхождение. Автор же, не отрицая сингенетического и диагенетического их образования, склонен считать, что накопление большей их части в элювии и в осадках обязано разложению слюд и кварца (сагенит), часто пронизанных длинными иголочками рутила. По нашим наблюдениям, многие пластинки желтого биотита содержат до нескольких десятков (иногда даже до сотен) иголок. Несомненно, что они после разложения чешуек слюды попадают в осадок, обогащая тонкую его часть титаном.

7. ТИТАН И ВУЛКАНИЗМ

Выше указывалось, что вулканогенный материал Средиземноморья содержит средние для земной коры количества титана — 0,10—0,60%. Это связано с кислым составом лав, о чем свидетельствуют сравнительно высокое содержание в них кремнезема (53—65% SiO_2 ; Norin, 1958) и низкие показатели преломления вулканического стекла района Санторин (1,495—1,507) и Тирренского моря (1,510—1,543, редко выше).

Черные титаномagnetитовые пески имеют строго локальное распространение и залегают лишь на пляже южной (внешней) части о. Тира (Санторин). В осадках, удаленных от данного района, титаномagnetит встречается в единичных зернах. Отсюда можно сделать вывод, что морские отложения областей современного вулканизма Средиземного моря не должны содержать повышенных количеств титана, что и подтверждается полученными данными. Так, в районе Стромболи и Неаполитанского залива концентрация этого элемента колеблется в средних для осадков данного моря пределах — 0,4—0,5% (в пересчете на бескарбонатное вещество). Не чувствуется его накопления и в вулканогенных осадках лагуны о. Санторин: он здесь составляет в среднем 0,3—0,4% натурального осадка, а пределы их колебаний, по данным 37 проб, — 0,19—0,45%. Почти аналогичные значения можно указать и для бескарбонатной части осадков лагуны — 0,20—0,51% (среднее около 0,4%).

По нашим данным, титан в крупнозернистых фракциях осадков лагуны о. Санторин представлен почти теми же минеральными видами, что и в других областях. Это ильменит, магнетит, титаномagnetит, лейкоксен, моноклинные и ромбические (гиперстен) пироксены, пирокластический материал и некоторые другие.

8. ТИТАН В ОСАДКАХ СРЕДИЗЕМНОГО МОРЯ И ДРУГИХ ОБЛАСТЕЙ МИРОВОГО ОКЕАНА

Если сравнить осадки Средиземного моря с осадками других участков Мирового океана, связанных с активным проявлением современного вулканизма, то в распределении титана между ними заметны резкие различия. Так, в осадках Охотского моря содержание титана колеблется в значительно больших пределах, чем в Средиземном море, и достигает 1,7% (Отроумов, Петелин, 1961). В осадках Датского пролива (Атлантический океан, 19 образцов) нами определены примерно такие же содержания (от 0,42 до 1,65%). Максимальные концентрации этого элемента в осадках перечисленных областей почти в два раза превышают наибольшие значения в Средиземном море и более чем в три раза — в осадках Санторина и Стромболи.

Эти области различаются и размещением титана по площади в granulометрическом спектре осадков и по минеральным формам. Так, в Охотском море (и в Датском проливе) максимальные его содержания приурочены не к мелкозернистым, а к грубозернистым фракциям (и осадкам), а минимальные — к мелкозернистым. Это обуславливает тяготение титана не к центральным областям моря (или к глубоководным участкам Датского пролива), где залегают тонкозернистые осадки, а к его периферии, где залегают гравийно-песчаные и алевритовые отложения (в Охотском море и в Датском проливе отмечается инверсионное по сравнению со Средиземным морем размещение этого элемента по площади).

Такие различия в распределении титана объясняются климатическими и петрографическими особенностями бассейна. Выше уже указывалось, что благодаря глубокому разложению пород суши в Средиземном море накапливаются главным образом пелитовые фракции. В Датском же проливе и в Охотском море (Безруков, 1960) благодаря холодному климату и преобладающему на их водосборах физическому выветриванию наибольшее развитие в осадках получили песчано-алевритовые фракции. Следовательно, минералы этих размерностей и должны являться основными поставщиками титана, что и наблюдается на самом деле. В Охотском море это, в первую очередь, магнетит, пироксены, амфиболы, обломки преобладающих здесь средних и основных пород и т. д. Подобный состав титансодержащих минералов отмечен А. В. Солдатовым и в осадках Датского пролива. В Средиземном же море эти минералы составляют незначительную часть. Основная его масса здесь связана с пелитоморфным материалом.

9. ТИТАН И ДРУГИЕ КОМПОНЕНТЫ В ОСАДКАХ

Мы уже говорили, что титан находится как бы в антагонистических отношениях с карбонатами: повышение содержания последних постоянно влечет понижение концентрации титана и наоборот. То же самое можно сказать и об аморфном кремнеземе. Не ассоциирует титан и с органическим веществом, фосфором и марганцем. Так, в марганцовистых песках Тирренского моря обнаружено 9,11% (он представлен здесь главным образом конкрециями песчано-алевритовой размерности), в то время как TiO_2 составляет всего лишь 0,11%.

С железом же (фиг. 9) распределение титана находится в тесной связи: при повышении содержания первого на 1% концентрация второго (независимо от типа осадков) увеличивается примерно на 0,1—0,08%. Их отношение в осадках Средиземного моря равно 12:1. Довольно сход-

ны и картины их распределения по площади моря. Такое сходство этих двух элементов объясняется как близостью химических свойств (близостью ионных радиусов), так и примерно таким же их соотношением в земной коре и их приуроченностью к тонким фракциям терригенного материала.

10. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. В натуральных осадках Средиземного моря титан содержится в несколько меньшем количестве (0,2—0,4), чем его средние значения в земной коре. Минимальные концентрации установлены в песках (следы), максимальные — в тонких глинистых илах (0,94%). В бескарбонатном остатке средняя концентрация титана повышается до 0,4—0,5% (максимум до 1,03%), т. е. находится в пределах кларка.

2. Установлена четкая зависимость концентрации титана от известковистости осадков: повышение карбонатности на 20% влечет за собой понижение содержания Ti на 0,1%. Минимальное его количество отмечено в сильноизвестковых осадках, максимальное — в бескарбонатных (особенно в илистых) осадках.

3. Аутигенное минералообразование (биогенные и хемогенные карбонаты, биогенный кремнезем, марганцовистые осадки) в Средиземном море всегда вызывает понижение концентрации титана в осадках, сводя ее иногда до следов.

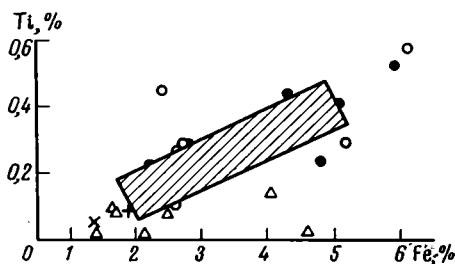
4. Повышенных содержаний титана в осадках районов современного вулканизма Средиземного моря не обнаружено.

5. Титан и железо находятся в тесной и прямой связи друг с другом: изменение концентрации одного из этих элементов в ту или другую сторону сопровождается изменением содержания другого.

6. Рутил, брукит, анатаз, сфен, рудные и другие минералы, обогащенные титаном, хотя и встречаются повсеместно (что является характерной чертой минералогической провинции Средиземного моря) в осадках и иногда достигают значительных концентраций, больших количеств титана они не составляют и (в отличие от осадков Охотского моря и Датского пролива) в его балансе играют второстепенную роль.

7. Установлена четкая приуроченность этого представителя группы элементов-гидролизатов к крупно- и среднепелитовым фракциям осадка (см. табл. 3). Именно этой размерности титансодержащие минералы (а они представлены иголочками рутила, лейкоксеновым и другим пелитоморфным веществом) составляют основную массу титана в осадках Средиземного моря.

8. В конечном водоеме стока — море происходит дальнейшее разделение разных форм титана, начавшееся в коре выветривания. Акцессорные, рудные и другие крупнозернистые минералы либо остаются в почвах, либо в небольших количествах выносятся в море и отлагаются в прибрежных отложениях. Основные же массы пелитоморфного титана, наоборот, выносятся из элювия в конечный водоем стока и отлагаются в глубоководных придельтовых его областях. По мере продвижения в глубь моря его концентрация в осадках нивелируется и находится в средних для земной коры значениях. Это указывает на то, что титан как типично терригенный элемент можно использовать в палеогеографических целях для восстановления питающих провинций и гидродинамического режима морских водоемов геологического прошлого.



Фиг. 9. Зависимость содержания титана от содержания Fe в верхнем слое (0—5 см) осадков Средиземного моря
Условные обозначения те же, что на фиг. 2

9. В распределении титана и его минералов отражены некоторые геологические и климатические особенности водосборного бассейна. Максимальные его значения в осадках приурочены к глубоководным участкам моря, расположенным в областях наиболее активного поступления тонкого материала с суши (зоны теплого и влажного климата).

Акцессорные титансодержащие минералы тяготеют главным образом к платформенным участкам бассейна, в то время как в осадках геосинклинальной части моря их довольно мало.

10. В Средиземном море концентрация и размещение титана по гранулометрическому спектру осадков и по площади дна сильно отличаются от концентрации в Охотском море и Датском проливе.

Автор считает своим долгом выразить глубокую благодарность коллективу Черноморской экспериментальной научно-исследовательской станции Института океанологии АН СССР, где был собран и обработан данный материал. Н. М. Страхову и Г. Ю. Бутузову — за предоставление сведений о распределении титана в осадках лагуны Санторин и А. П. Лисицыну, под научным руководством которого была выполнена настоящая работа.

ЛИТЕРАТУРА

- Безруков П. Д. Донные отложения Охотского моря. Тр. Ин-та океанол. АН СССР, т. 32, 1960.
- Бетехтин А. Г. Курс минералогии. Госгеолтехиздат, 1961.
- Бушинский Г. И. Титан в осадочном процессе. Литология и полезн. ископаемые. № 2, 1963.
- Вернадский В. И. Избранные сочинения, т. 5. Изд-во АН СССР, 1960.
- Виноградов А. П. Закономерности распределения химических элементов в земной коре. Геохимия, № 1, 6, 1956.
- Виноградов А. П. Геохимия редких и рассеянных элементов в почвах. Изд-во АН СССР, 1957.
- Гольдберг Эд. Д. Геохимия моря. Сб. «Геохимия литогенеза». Изд. иностр. лит., 1963.
- Емельянов Е. М. Новые данные по осадкам Средиземного моря. Докл. АН СССР, т. 137, № 6, 1961.
- Емельянов Е. М. Некоторые данные по взвеси Черного и Средиземного морей. Океанология, № 4, 1962.
- Емельянов Е. М. Особенности современного осадкообразования в Средиземном море. Автореферат на соискание уч. степени кандидата наук. Ин-т океанол. АН СССР, 1964.
- Емельянов Е. М. Гранулометрический состав современных донных отложений и некоторые черты их образования в Средиземном море. Сб. «Основные черты геологического строения, гидрологического режима и биологии Средиземного моря». Изд-во «Наука», 1966.
- Емельянов Е. М. Карбонатность осадков Средиземного моря. Сб. «Основные черты геологического строения, гидрологического режима и биологии Средиземного моря». Изд-во «Наука», 1966.
- Емельянов Е. М., Михайлов О. В., Москаленко В. Н., Шимкус К. М. Основные черты тектонического строения дна Средиземного моря. Сб. «Доклады советских геологов. XXII сессия Геологического конгресса в Дели». Изд-во АН СССР, 1964.
- Лисицын А. П. Распределение и химический состав взвеси в водах Индийского океана. Результаты исследований по программе МГГ. Океанология, № 10, 1964.
- Момджи Г. С. Титан. Сб. «Металлы в осадочных породах». Изд-во «Наука», 1964.
- Остроумов Э. А., Петелин В. П. Геохимия донных осадков Охотского моря. Сб. «Современные осадки морей и океанов». Изд-во АН СССР, 1961.
- Ронов А. Б., Мигдисов А. А. Основные черты геохимии элементов-гидролизатов в процессе выветривания и осадкообразования. Геохимия, № 2, 1965.
- Соловьев С. П. Распределение магматических пород в СССР. Госгеолтехиздат, 1952.
- Чирвинский П. Н. Средний химический состав главных минералов, изверженных метаморфических и осадочных пород. Изд. Харьковск. гос. ин-та, 1953.
- Berthois L. Contributions à l'étude des sédiments de la Méditerranée occidentale. Annales de l'Institut oceanogr. t. XX, fasc. I, Paris, 1939.
- Cayeux L. Les roches sédimentaires de France. Roches siliceuses. Mem. serv. Carte Geol. de Fr., 1929.
- Norin E. The sediments of the central Tyrrhenian sea. Reports of the Swedish deep-sea exp., v. VIII, fasc. 1, 1947—1948. Göteborg, 1958.
- Turekian K. K., Wedepohl K. H. Distribution of the elements in some major units of the Earth crust. Bull. Geol. Soc. America, 72, 1961.

УДК 551.734(471.503)

О СОСТАВЕ ТУФОГЕННЫХ ПЕЛИТОМОРФНЫХ ПОРОД ИЗ МОРСКИХ ДЕВОНСКИХ ТОЛЩ ЮЖНОГО УРАЛА

И. В. ХВОРОВА, Э. С. ЗАЛМАНЗОН

На Южном Урале в некоторых девонских вулканогенно-осадочных толщах, богатых туфами, много тонких, пелитоморфных пород, в которых первичная структура не сохранилась, а минеральный состав почти полностью изменился. Их относят к пирокластическим или осадочно-пирокластическим образованиям и определяют обычно как туфо-сланцы, туфопелиты, туффиты или тонкие туфы. Туфогенная природа этих пород устанавливается главным образом на основании их постоянного соотношения и определенного взаимоотношения с типичными туфами псаммитово-алевритовой размерности.

Так как палеотипные пелитоморфные туфогенные породы вообще исследованы слабо, мы сочли полезным специально изучить тонкозернистые отложения, присутствующие в указанных толщах. При этом ставились следующие задачи: 1) определить минеральный состав пород; 2) выяснить характер осадков, из которых они возникли; 3) показать, как влиял их первичный состав на формирование вторичных минералов.

Для решения первой задачи обычный петрографический метод оказался недостаточным. Им невозможно даже приблизительно оценить содержание основных порообразующих компонентов, так как они представляют собой очень тонкий минеральный агрегат. Поэтому особое значение здесь приобретает химическое изучение пород. Определив оптически набор основных минералов, во многих случаях можно путем пересчета данных химического анализа определить количественно-минералогический состав пород. Для некоторых из них, однако, это оказалось невозможным из-за присутствия нескольких минералов с одними и теми же окислами. В таких случаях приходится при характеристике и сравнении пород пользоваться данными петрографического изучения и, главное, химического анализа.

Вторая задача — выяснение первичного характера осадков — сводилась к определению основности исходного вулканокластического материала и к установлению относительного содержания осадочной примеси. Первое решается просто. Тонкие породы постоянно залегают выше туфов псаммитовой и крупноалевритовой размерности, в которых сохранилась структура и некоторые первичные минералы, позволяющие судить об исходной вулканокластике. Так как между псаммитами и пелитами обычно наблюдается постепенный переход, то их можно считать продуктом рассортировки одной тефры. Иначе говоря, информацию о характере вулканического материала в тонкой породе мы получаем изучая туф, над которым она залегает.

Труднее оценить содержание осадочной примеси. Мы пытались это сделать, как будет показано, сравнивая состав пелитоморфной породы и лежащего ниже туфа. Предполагалось, что если в ней присутствует зна-

чительное количество осадочного материала, то она будет резко и определенным образом отличаться от туфа. В некоторых случаях такое сравнение дало вполне удовлетворительный результат, в других — оно не позволило безоговорочно ответить на поставленный вопрос.

Решение третьей задачи, по существу, вытекает из двух первых. Сравнивая минеральный состав пород, возникших из разных вулканокластических продуктов (основных, кислых и т. д.), можно установить, как влияет их характер на набор вторичных породообразующих минералов.

После изложения задач и путей их решения перейдем к рассмотрению фактического материала.

КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОТЛОЖЕНИЙ

Пелитоморфные туфогенные породы изучались из двух свит — улутауской и ирендкской. Обе они широко развиты на восточном склоне Южного Урала в пределах западного крыла Магнитогорского синклинария.

Улутауская свита относится к живетскому ярусу. Она представляет собой характерный мощный (до 1500 м) комплекс морских отложений, в котором преобладают горизонтально-наслоенные туфы и туфогенные породы различной структуры и состава — андезитовые, дацитовые, липаритовые и смешанные. Туфы псаммитовой размерности представлены главным образом кристалло-литокластическими, реже кристалло-лито-витрокластическими разностями. Местами среди таких отложений появляются пласты и небольшие пачки фтанитов. Характеристика улутауских туфов уже давалась (Хворова, Елисеева, 1965), и подробно их описывать здесь нет необходимости.

Вулканокластические отложения претерпели повсеместное изменение, хотя в крупноалевритовых, псаммитовых и более грубых туфах структура сохранилась хорошо. Чем больше в породе основного материала, тем резче выражены изменения. Наиболее характерными вторичными минералами являются эпидотовые минералы, хлорит, пренит, кварц. Полевые шпаты представлены сильно пелитизированным альбитом и каликатровым полевым шпатом; основной плагиоклаз не сохранился.

Ирендкская свита относится в основном к нижнему девону, хотя, вероятно, охватывает верхи силура и низы среднего девона. Она представляет собой очень мощную (до 3500 м) характерную порфиритотуфовую формацию, в которой преобладают андезитово-базальтовые и андезитовые породы. Здесь тоже широко развиты толщи морских горизонтально-наслоенных туфов различного гранулометрического состава (Хворова, Елисеева, 1963). Как и в улутауской свите, среди туфов преобладают кристалло-литокластические разности, хотя встречаются и богатые витрическим материалом, преимущественно шлаком.

Породы свиты повсеместно интенсивно изменены. Характер изменения тот же, что в улутауской свите, но существуют и некоторые отличия, а именно: здесь обилён актинолит и очень редок пренит.

Интересующие нас пелитоморфные породы приурочены ко многим туфовым толщам обеих свит. Для этих толщ характерна асимметрично-ритмичная стратификация, и пелитоморфные отложения занимают в них вполне определенное положение. Они залегают сверху туфовых пластов или пачек (многослоев), в которых снизу вверх наблюдается постепенное уменьшение размера обломочных фрагментов. Контакты пелитоморфной породы с туфом бывают двух типов. В одних случаях (первый тип сочетания) тонкая, полностью измененная порода очень тесно связана с нижележащим мелкозернистым туфом и граница между ними практически условна. Переход между обеими породами происходит следующим образом. В мелкозернистом туфе кверху уменьшается

количество обломочного материала и увеличивается содержание связующей массы, которая сходна по составу с лежащей выше пелитоморфной породой; на некотором уровне обломков остается мало и порода приобретает пелитовый облик. Здесь особенно четко выступает генетическая связь последней с туфами. В других случаях (второй тип сочетания) нижний контакт пелитоморфной породы очень резкий. Отложение тонкого материала здесь как бы отделено от туфового пласта небольшой седиментационной паузой.

Мощность рассматриваемых пород от 0,5—1 см до 1 м, редко до 3—4 м. Довольно часто в них наблюдается тонкая слоистость, обусловленная присутствием прослоек, обогащенных очень мелким кристаллокластическим материалом.

ПЕЛИТОМОРФНЫЕ ПОРОДЫ УЛУТАУСКОЙ СВИТЫ

Четыре разновидности пелитоморфных туфогенных пород, отличающихся и минеральным составом, и внешним видом, были встречены в улутауской свите.

Первая разновидность (кварцево-полевошпатовая) — табачно-зеленая микро- и тонкозернистая очень твердая, кремнеподобная порода с раковистым изломом. Состоит она из тончайшей кварцево-полевошпатовой массы с примесью хлорита (размер частиц 0,005 мм и меньше). В породе рассеяны иногда единичные, иногда более обильные угловатые и остроугольные обломки кварца и полевого шпата. Размер обломков чаще 0,02—0,03 мм, изредка до 0,1—0,3 мм. В разностях с большим содержанием хлорита последний образует агрегаты тех же размеров, что и обломки кристаллов. Некоторые из этих агрегатов напоминают по форме витрические фрагменты, однако в целом порода не обнаруживает отчетливых следов пирокластической структуры. Из аксессуарных минералов присутствуют кристаллики апатита и мельчайшие округлые выделения титанита, приуроченные к некоторым хлоритовым агрегатам. Попадаются остатки радиолярий, причем характерно, что они замещены не кварцем, а хлоритом, вместе с которым присутствует пренит и реже эпидот.

О химическом составе породы дают представление два первые анализа в табл. 1. Анализы эти были пересчитаны на минералы следующим образом: 1) по CO_2 высчитано содержание кальцита, и по P_2O_5 — апатита; 2) по остатку Са высчитано содержание пренита и эпидота, причем условно допускалось, что они присутствуют в одинаковых количествах. Так как формулы их близки, то особой погрешности при таком допущении не будет; 3) K_2O и Na_2O пересчитаны на ортоклаз и альбит; 4) по остатку Al_2O_3 определено количество хлорита; 5) оставшаяся от всех расчетов SiO_2 показывает содержание кварца.

Результат пересчета указанных анализов (табл. 2, № 1 и 2) показал преобладание в породе полевых шпатов (альбит) и кварца (фиг. 1).

Можно считать, что рассмотренные отложения первоначально состояли из самой мелкой фракции кислого пирокластического материала, так как развиты они только среди горизонтов кварцевых альбитофиров и их туфов.

Вторая разновидность (полевошпатово-кварцевая) представляет собой крепкую тонко- или микрозернистую породу с раковистым гладким или шероховатым изломом. На свежем расколе она темная, почти черная, а на выветрелой поверхности голубоватая, часто белесая. Более кремнистые и тонкие разности ее неотличимы от фтанита.

Основная масса породы неравномернозернистая, тонко-микрокристаллическая (размер зерен от 0,005 мм и меньше до 0,02 мм), состоящая из полевошпатово-кварцевого агрегата, в котором рассеяны очень редкие мельчайшие чешуйки серицита. В этой тонкой массе присутствует

Химический состав туфов и пелитоморфных туфогенных пород улутауской свиты

Породы	№ образца	Содержание в весовых процентах															Сумма
		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	CO ₂	C	P ₂ O ₅	H ₂ O+	H ₂ O-	
Пелитоморфная порода первой разновидности То же Туф мелко-среднезернистый Пелитоморфная порода второй разновидности Пелитоморфная порода третьей разновидности То же » » » Пелитоморфная порода четвертой разновидности	1602	78,52	0,32	10,75	0,79	2,12	0,11	0,83	0,38	4,95	0,59	0,00	0,15	0,27	0,56	0,20	100,54
	1603	73,92	0,48	12,16	0,42	2,80	0,10	1,26	0,70	4,43	1,02	0,00	0,19	0,41	1,30	0,28	100,54
	92a	68,99	0,65	13,11	0,35	3,23	0,66	3,04	1,57	3,59	1,12	1,62	0,07	0,32	1,77	0,12	100,21
	926	85,50	0,28	7,50	0,00	0,87	0,01	1,20	0,44	3,23	0,43	0,18	0,14	0,27	0,12	0,00	100,22
	3643	60,80	0,73	16,65	0,03	5,33	0,16	4,00	2,82	3,17	1,26	0,02	0,08	0,41	3,86	0,30	99,62
	3658	59,80	0,59	17,43	0,00	4,03	0,10	4,24	3,59	4,86	0,77	0,10	0,10	0,41	3,46	0,26	99,62
	3659	57,80	0,60	18,33	1,15	4,21	0,10	2,35	3,68	4,17	2,20	0,12	0,04	0,41	3,59	0,75	99,51
	3650	56,17	0,85	17,92	2,05	6,82	0,16	2,34	4,05	2,75	1,73	0,38	0,05	0,39	4,07	0,48	100,21
	29в	64,22	0,57	13,28	2,01	2,68	0,09	7,25	2,38	2,17	1,26	0,08	0,08	0,37	3,23	0,20	99,87
	1111	54,32	0,63	18,08	1,31	4,97	0,13	6,34	4,41	3,23	1,28	0,00	0,00	0,25	3,42	0,32	99,49
Туф крупно-среднезернистый Туф среднезернистый Туф мелкозернистый Пелитоморфная порода четвертой разновидности	1112	56,05	0,63	17,63	2,25	4,42	0,11	6,29	3,76	4,06	0,77	0,00	0,08	0,21	4,62	0,20	100,08
	1113	62,63	0,49	16,95	2,02	2,51	0,10	6,36	1,42	4,54	0,46	0,20	0,05	0,37	2,19	0,22	100,51
	1114	71,48	0,36	12,68	0,91	0,99	0,06	7,38	0,34	2,97	0,20	0,00	0,00	0,41	1,69	0,06	99,53

то или иное количество (обычно небольшое) обломочных зерен пелитизированного альбита и кварца. О их соотношении можно судить по тому, что на 12—15 полевошпатовых зерен приходится 2—3 кварцевых. Размер обломков от 0,02 до 0,25 мм. Форма их угловатая и оскольчатая, с характерными для пирокластических фрагментов остро-ребристыми вогнутыми гранями; присутствуют также альбитовые обломки призматического габитуса и несколько оплавленные зерна кварца. В заметном количестве встречаются агрегаты тонкозернистого эпидота и кристаллики апатита. Попадают единичные остатки радиолярий, замещенные кварцево-альбитовым агрегатом.

Результат пересчета данных химического анализа на минералы приведен в табл. 2. Обращает на себя внимание высокое содержание кварца (см. фиг. 1).

Рассматриваемые породы тесно связаны с туфами, состоящими из смеси материала дацитовых порфиритов (преобладает) и кварцевых альбитофиров.

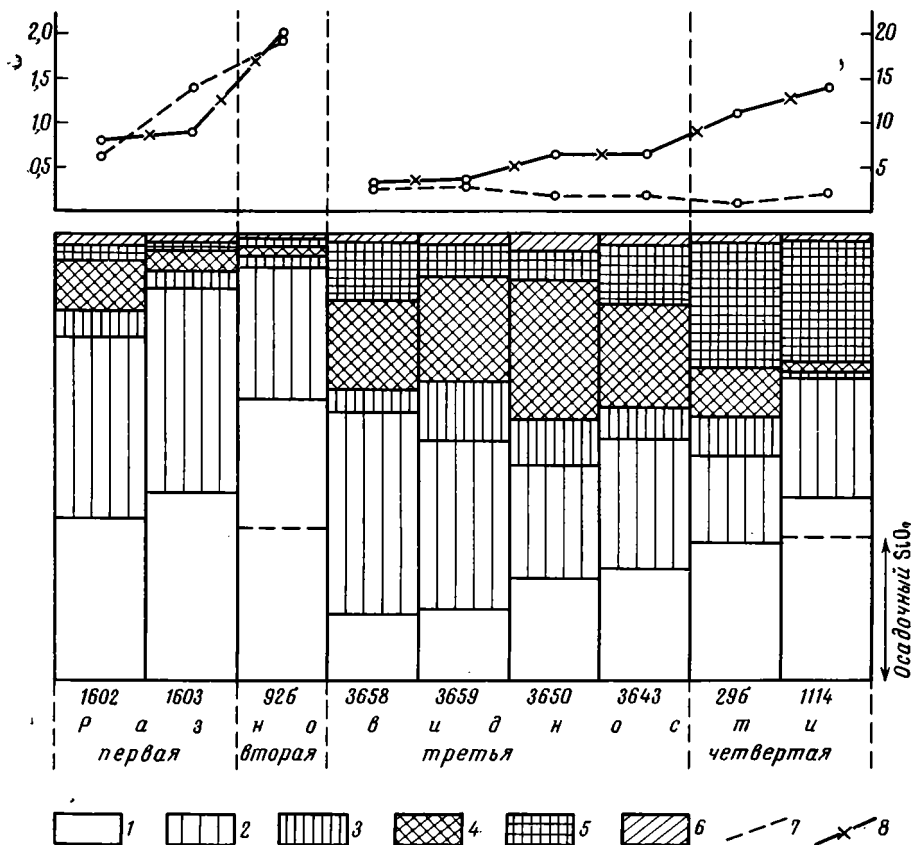
*Третья разновидность (кварцево - полевошпатово-хлоритовая)*¹ — табачно-зеленая, реже зелено-ватая, менее твердая, чем рассмотренные выше (царапается ножом), внешне похожая на аргиллит, мергель или тонкий алевролит.

¹ Для удобства будем называть ее в дальнейшем хлоритовой породой.

Минеральный состав пелитоморфных пород

№ п/п	Разновидности	№ образца	Содержание, %						
			кварц	альбит	ортоклаз	хлорит	пренит и эпидот	апатит	кварц полевой шпат
1	Первая	1602	36,53	40,64	6,18	10,88	3,24	0,89	0,78
2	»	1603	42,48	45,40	3,50	4,68	2,12	0,59	0,86
3	Вторая	926	62,50	29,50	2,50	2,30	2,40	0,50	1,95
4	Третья	3643	24,5	29,1	7,4	22,9	13,0	0,89	0,67
5	»	3658	14,5	44,7	4,6	19,9	13,2	0,89	0,29
6	»	3659	15,5	38,3	13,0	22,6	7,2	0,89	0,30
7	»	3650	22,8	25,2	10,2	30,5	5,8	0,85	0,64
8	Четвертая	296	31,4	19,9	7,5	11,45	27,1	0,81	1,1
9	»	1114	40,0	27,2	1,2	2,5	26,6	0,89	1,4

Под микроскопом в породе различаются два главных компонента, относительное количество которых меняется от образца к образцу. Первый компонент — крипнокристаллическая масса сложного состава; существенной ее частью является хлорит, находящийся в тесном сростании с кварцем и полевым шпатом. Второй компонент — частицы явно обло-



Фиг. 1. Диаграмма, иллюстрирующая основной минеральный состав улутауских туфогенных пелитоморфных пород (туфопелитов)

1 — кварц; 2 — альбит; 3 — ортоклаз; 4 — хлорит; 5 — эпидот и пренит; 6 — прочие минералы; 7 — отношение «кислых» минералов к «основным»; 8 — кварцево-полевошпатовое отношение. Цифры слева графика — кварцево-полевошпатовое отношение, справа — отношение «кислых» минералов к «основным»; цифры снизу — номера образцов

мочные. Среди них различаются полевые шпаты, кварц и обломки, замещенные вторичными минералами. Одни из них состоят из чистого хлорита и по форме иногда сходны с витрокластическими фрагментами, другие — из агрегата кварца и эпидота, обычно развивающихся по пироксенам, третьи представляют собой тонкое срастание пренита, хлорита и кварца, либо хлорита и землистого эпидота; скорее всего, это измененные литокласты. Форма кварцевых зерен остроугольная, а плагиоклазов — либо угловая, либо призматическая. Размеры фрагментов в более грубых разностях достигают 0,075—0,15 мм, а в тонких — 0,02—0,1 мм. Весь этот обломочный материал является вулканокластическим.

В некоторых прослойках встречаются редкие остатки радиолярий, замещенные хлоритом и пренитом, иногда эпидотом.

Химический состав четырех характерных образцов приведен в табл. 1; пересчет их на минералы дал следующие результаты (табл. 2, № 4—7): главными компонентами здесь являются полевые шпаты, хлорит и кварц, соотношение которых несколько меняется от образца к образцу (см. фиг. 1).

Рассмотренные породы развиты среди смешанных, полимиктовых туфов, в которых преобладает андезитовый материал.

*Четвертая разновидность (кварцево-полевошпатово-пренитово-эпидотовая)*² — очень твердая микрозернистая кремневидная порода светлого зеленовато-желтого цвета с характерными темно-бирюзовыми прослойками и пятнами. Состоит она из мельчайших (0,01—0,025 мм) нередко вытянутых по слоистости сгустков эпидота и зернышек пренита, находящихся в тесном срастании с хлоритом, кварцем и альбитом. В этой массе рассеяны то очень редкие, то более обильные обломочные зерна полевого шпата, размер которых варьирует в больших пределах (0,015—0,06 мм). Изредка попадаются остатки радиолярий, замещенные хлоритом или эпидотом.

О химическом составе пород дают представление анализы, приведенные в табл. 1. Результаты их пересчета на минералы приведены в табл. 2 (№ 8, 9).

Мы видим, что в четвертую разновидность включены породы, различные по составу, но всегда с высоким содержанием кальциевых минералов (эпидот, пренит), что является их характерной особенностью и отличается от других улутауских пелитоморфных пород (см. фиг. 1).

Породы четвертой разновидности, как и третьей, развиты среди смешанных существенно андезитовых туфов.

ПЕЛИТОМОРФНЫЕ ПОРОДЫ ИРЕНДЫКСКОЙ СВИТЫ

Ассоциация минералов, слагающих ирендыкские туфогенные пелитоморфные породы и туфы, не позволяет произвести пересчет данных химических анализов на минералы. Поэтому характеристика этих пород будет менее подробной, чем улутауских.

Среди ирендыкских туфовых толщ встречено две разновидности.

Первая разновидность — наиболее распространенная — представляет собой серовато-зеленую твердую тонкозернистую породу с шероховатым раковистым изломом, часто плитчатую, иногда микрослоистую.

Основная ее масса состоит из мельчайших сгустков, изометричных и призматических кристалликов эпидота и цоизита, находящихся в срастании с хлоритом, полевым шпатом и кварцем. Здесь же рассеяны то многочисленные, то редкие игольчатые и длиннопризматические кристаллики актинолита (до 0,05—0,06 мм). Все это минералы новообразованные. Кроме того, в небольшом количестве присутствует кристаллокластический материал: остроугольные зерна (0,01—0,04 мм) полевого шпата и цветных минералов (роговая обманка, пироксены, замещенные эпи-

² Будем для краткости называть ее пренитово-эпидотовой.

дотом или кварцем с вростками цоизита. Попадают единичные остатки радиолярий.

О химическом составе пород дают представления анализы (обр. 146в и 24626 в табл. 3). Характерная их особенность — высокое содержание CaO , что связано с обилием кальцийсодержащих минералов: эпидота и актинолита. В образце 146в его особенно много — 15,5%, причем здесь же отмечается повышенное содержание Fe_2O_3 и Al_2O_3 по сравнению с образцом 24626, где больше SiO_2 , MgO и щелочей. Эти различия объясняются тем, что первая порода богаче эпидотом, а во второй больше полевых шпатов, актинолита и, может быть, хлорита. Несмотря, однако, на эти отличия, обе они относятся к одной разновидности, так как имеют существенно эпидотовый состав (высокое содержание кальция).

Залегают такие породы сверху пластов основных туфов и очень тесно с ними связаны (первый способ сочетания).

Вторая разновидность — очень твердая, кремнеподобная светлая порода с зеленоватым оттенком, часто микрослоистая.

Преобладающими минералами являются микрозернистый эпидот и кварц, которые хотя и находятся в тесном сростании, но часто образуют тончайшие сегрегационные прослойки (фиг. 2). В небольшом количестве присутствуют актинолит и, может быть, хлорит. Примесь обломочного материала часто отсутствует, но иногда наблюдаются единичные алевритовые зерна полевых шпатов.

Химический анализ характерного образца такой породы (см. табл. 3) показал высокое значение кремнезема (79%) и кальция (6,5%), что хорошо согласуется с данными микроскопического исследования.

Залегают рассматриваемые породы в виде небольших (20—30 см) прослоек среди туфов, причем характерно, что контакты их всегда резкие (второй способ сочетания).

ЗАВИСИМОСТЬ СОСТАВА ПОРОД ОТ ХАРАКТЕРА ИСХОДНОГО МАТЕРИАЛА

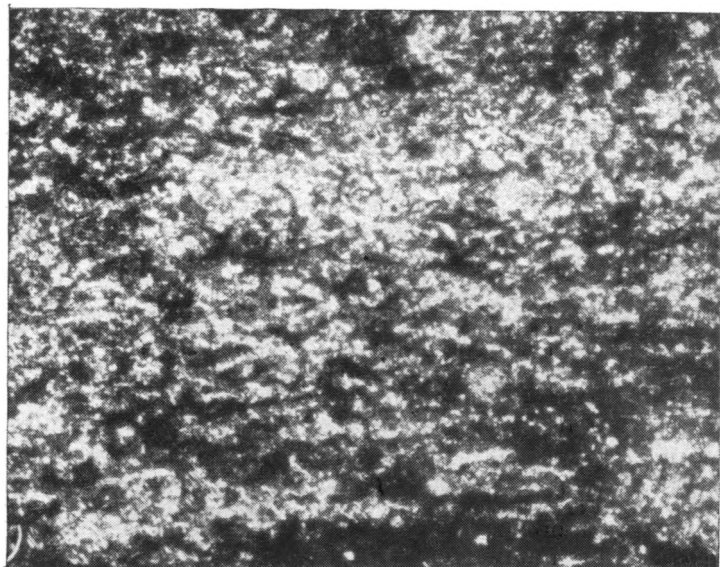
Сравнение описанных выше пород показывает, что их минеральный состав зависит прежде всего от характе-

Таблица 3

Химический состав туфов и пелитоморфных туфогенных пород ирландской свиты

Порода	№ об- раца	Содержание в весовых процентах															Сумма
		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	CO ₂	C	P ₂ O ₅	H ₂ O+	H ₂ O-	
Туф крупно-среднезернистый Туф мелкозернистый Пелитоморфная порода первой разновидности	146а	56,18	0,64	15,86	2,62	6,00	0,17	7,77	4,36	2,75	0,91	0,00	0,2	0,21	2,49	0,15	100,31
	146б	50,73	0,84	18,84	2,36	8,00	0,18	4,65	4,11	3,47	3,00	0,00	0,42	0,27	3,20	0,17	100,24
	146в	48,80	0,60	18,83	5,81	2,77	0,14	15,51	2,72	2,75	0,16	0,30	0,02	0,09	1,53	0,15	100,18
	2462а	55,00	0,63	16,52	3,71	4,35	0,13	8,59	3,96	2,94	1,19	0,00	0,00	0,21	3,16	0,24	100,63
Туф средне-мелкозернистый Пелитоморфная порода первой разновидности Туф крупно-среднезернистый Туф мелкозернистый	2462б	57,74	0,58	14,64	3,86	3,91	0,13	9,14	3,57	3,28	0,84	0,00	0,07	0,25	1,89	0,18	100,08
	248а	58,11	0,59	14,82	2,42	5,04	0,13	7,43	4,89	3,56	0,82	0,00	0,00	0,11	1,88	0,26	100,06
	248б	58,80	0,58	15,85	2,64	4,63	0,13	7,52	3,84	3,52	0,50	0,00	0,03	0,09	2,10	0,33	100,55
	248в	79,00	0,24	6,55	2,69	1,67	0,04	6,51	1,36	0,16	0,13	0,00	0,00	0,09	1,06	0,06	99,56
Пелитоморфная порода второй разновидности																	

ра исходных вулканокластических продуктов. Породы, ассоциирующие с кислыми туфами (первая и вторая улутауские разновидности) почти полностью образованы кварцем и щелочными полевыми шпатами (см.



Фиг. 2. Кварцево-эпидотовый туфопелит с актинолитом
Наблюдается сегрегация эпидота и кварца, образующая слоеватую текстуру. Ирландская свита, увел. 200, без анализатора

фиг. 1). Отношение этих минералов к сумме кальциевых и железомagneзиальных (хлорит+эпидот+пренит) выше пяти. Для пород, связанных с более основными туфами (3 и 4 улутауские разновидности), это отношение равно 1,5—2. Таким образом, основность туфа, как и следовало ожидать, существенно влияет на ассоциацию вторичных породообразующих минералов.

Таблица 4

Содержание главных окислов в кислых изверженных породах и кварцево-полевошпатовых пелитоморфных породах

№ п/п	Породы	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
1	Липарит *	72,80	13,49	1,45	0,88	0,38	1,20	3,38	4,46
2	Кварцевый кератофир *	75,45	13,11	1,14	0,66	0,34	0,83	5,88	1,26
3	Пелитоморфные породы (обр. 1602)	78,52	10,75	0,79	2,12	0,38	0,83	4,95	0,59
4	То же (обр. 1603)	73,92	12,26	0,42	2,80	0,70	1,26	4,43	1,02

* По Кларку; взято у А. Н. Заварицкого (1956, табл. 25).

Пелитоморфные породы, связанные с кислыми туфами (первая улутауская разновидность), характеризуются преобладанием полевых шпатов над кварцем (см. фиг. 1). Химический состав этих пород мало отличается от среднего состава липаритов и кварцевых кератофиров (табл. 4). Единственное заметное отличие — разное соотношение закисного и окисного железа.

Очевидно, такие породы представляют собой перерожденные тонкие туфы, причем перерождение здесь не сопровождалось сколько-нибудь существенным вносом или выносом веществ.

Среди пелитоморфных пород, ассоциирующих со средними и основными туфами по набору и количественному соотношению «основных» минералов (кальциевых и железомagneзиальных), выделяется три разновидности: хлоритовая, эпидотово-пренитовая и актинолитово-эпидотовая. Первые две принадлежат улутауской свите, третья — ирендыкской.

Таблица 5

Содержание главных окислов в андезите и кварцево-полевошпатово-хлоритовых пелитоморфных породах

№ п/п	Порода	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
1	Андезиты вообще *	59,59	17,31	3,33	3,13	2,75	5,80	3,53	2,04
2	Авгитовые андезиты *	57,50	17,33	3,78	3,62	2,86	5,83	3,53	2,36
3	Пелитоморфные породы, обр. 3643	60,80	16,65	0,03	5,33	2,82	4,00	3,17	1,26
4	То же, обр. 3658	59,80	17,43	0,00	4,03	3,59	4,24	4,86	0,77
5	» » 3659	57,80	18,33	1,15	4,21	3,68	2,35	4,17	2,20
6	» » 3650	56,17	17,92	2,05	6,82	4,05	2,34	2,75	1,73

* По Кларку; взято у А. Н. Заварицкого (1956, табл. 21).

Хлоритовые породы слагают верхнюю часть пластов и пачек алевритово-псаммитовых существенно андезитовых туфов. Принимая во внимание постепенный переход между туфами и тонкими породами, можно считать, что последние первоначально состояли из самого мелкого андезитового вулканокластического материала. Характерно, что их химический состав очень близок к среднему составу андезитов (табл. 5); единственным существенным отличием является соотношение Fe₂O₃ и FeO, что связано с восстановлением железа при формировании хлорита. Здесь, следовательно, перерождение пород тоже не сопровождалось ощутимым приносом и выносом вещества.

Таблица 6

Содержание главных окислов в андезитах, базальтах и существенно эпидотовых пелитоморфных породах

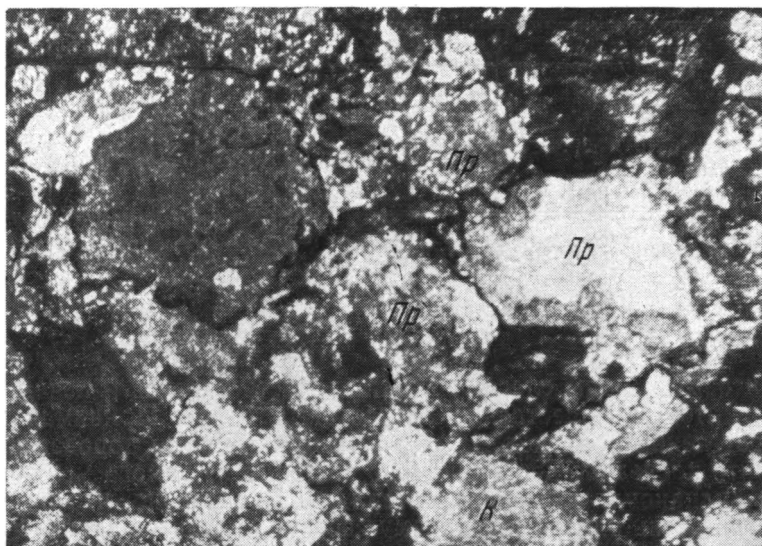
№ п/п	Породы	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
1	Андезиты *	59,59	17,31	3,33	3,13	2,75	5,80	3,53	2,04
2	Пелитоморфная порода улутауской свиты, обр. 29в	64,22	13,28	2,01	2,68	2,38	7,25	2,17	1,26
3	Базальты *	49,06	15,70	5,38	6,37	6,17	8,95	3,11	1,52
4	Пелитоморфная порода, обр. 146в	48,80	18,83	5,81	2,77	2,72	15,51	2,75	0,16
5	То же, обр. 2462б	57,74	14,64	3,86	3,91	3,57	9,14	3,28	0,84

* По Кларку; взято у А. Н. Заварицкого (1956, табл. 21 и 16).

Эпидотово-пренитовые породы расположены в разрезах выше псаммитовых туфовых пластов, причем контакты между ними обычно резкие (второй тип сочетания). Туфы здесь смешанные, существенно андезитовые, не отличающиеся сколько-нибудь заметно от туфов, залегающих ниже пелитоморфных отложений, богатых хлоритом. Несмотря на это, рассматриваемые породы богаче, чем последние, кальцием и в них несколько ниже содержание MgO и FeO; это же отличает их и от среднего состава андезитов (табл. 6, № 1 и 2). Изучавший улутаускую свиту В. С. Шарфман (1960) показал, что многие туфы (псаммитовые) здесь отличаются от нормальных пород диорит-андезитового ряда повышен-

ным содержанием кальция и правильно объяснил это присутствием вторичных минералов (эпидот, пумпеллиит). Однако при этом источник кальция для формирования последних не был указан.

Действительно, почему из весьма сходного вулканокластического материала в одних случаях возникли породы богатые хлоритом, в других — пренитом и эпидотом? Где следует искать дополнительный источник кальция для формирования последних?



Фиг. 3. Псаммитовый туффит

Видны обломки известняка (л) и резко очерченные обломки, полностью замещенные пренитом (Пр). Нижняя часть туфвого многослоя. Улутауская свита, увел. 45, без анализатора

Обе разновидности пород встречаются по всему разрезу свиты и часто приурочены к одним и тем же пачкам, следовательно, условия их постседиментационных изменений должны были быть одинаковыми, независимо от того, рассматривать ли их как изохимические (например, деанортитизация) или связывать с привносом вещества.

Очевидно, разный минеральный состав этих пород следует объяснять разным исходным составом осадка. Либо различные извержения давали отличные продукты — нормальные и обогащенные кальцием, либо некоторые слои были изначально несколько обогащены осадочной известняковой примесью, явившейся дополнительным поставщиком кальция при формировании вторичных минералов. Мы не беремся категорично высказаться в пользу того или другого предположения, но нам представляется, что второе вполне вероятно. Основания к этому следующие. В относительно грубых туфах, развитых внизу многослоев, иногда присутствуют мелкие обломки микрозернистого известняка и раковинный детрит. Отдельные обломки раковин иногда частично замещены кварцем, что указывает на вынос из них некоторого количества карбоната кальция; в такой породе наблюдаются многочисленные выделения пренита, иногда образующего резко очерченные участки, по форме напоминающие органические фрагменты (фиг. 3).

В улутауской свите встречаются, кроме того, пласты мелкообломочных туфо-конгломератов с рассеянными известняковыми гальками и раковинным детритом. Цемент в них существенно кальцитовый, причем в нем много новообразований пренита, иногда в виде крупных розеток (фиг. 4).

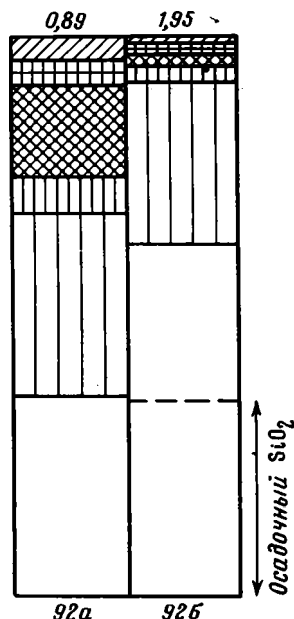
Приведенные факты интересны в двух отношениях. Во-первых, они свидетельствуют о том, что в море, где отлагались улутауские осадки, карбонатакопление происходило и, во-вторых, что в слоях, обогащенных известковистым материалом, формирование кальциевых алюмосиликатов (преимущественно пренита) протекало особенно интенсивно.



Фиг. 4. Крупная розетка пренита в карбонатном цементе улутауского туфоконгломерата, увел. 45, с анализатором

Карбонатакопление обычно подавлялось обилием вулканокластического материала. Наиболее благоприятными для него должны были быть моменты затишья между эксплозиями. Очевидно, мелководная прибрежная зона в такие моменты заселялась морскими беспозвоночными, скелеты которых вместе с хемогенным кальцитом, являлись существенной частью осадка. Эпизодически, при временных обмелениях или возникновении турбидных потоков, этот осадок перемывался и выносился в более удаленные участки моря, образуя относительно грубые отложения (низы многослоев). Тонкий карбонатный материал должен был генерироваться по всей акватории бассейна и медленно оседать вместе с самой тонкой пепловой взвесью, формируя слои туффитовых илов, из которых, по-видимому, и возникли интересующие нас пренитово-эпидотовые породы. Показательно, что они залегают среди туфов в виде обособленных пластов и прослоек, имеющих резкие контакты (второй тип сочетания), в отличие от существенно хлоритовых тонкозернистых пород, тесно связанных с псаммито-алевритовой частью туфов. Очевидно, механизм отложения тонкого материала в обоих случаях был отличным. Тонкий пепел, по которому возникла хлоритовая порода, выносился в море вместе с массой более грубого осадка в едином суспензионном потоке. Осадок же, давший начало существенно эпидотовой породе, не связан так тесно с относительно грубым слоем. Очевидно, этот осадок формировался независимо от последнего, скорее всего в результате медленного оседания тончайшего пепла, выпадавшего на поверхность моря во время извержений островных вулканов; вместе с таким пеплом на дно мог поступать и другой взвешенный в толще воды материал, в частности карбонатный.

Можно возразить, что высказанное предположение не объясняет отмеченного В. С. Шарфманом высокого содержания кальция в самих туфах. Однако следует иметь в виду, что улутауские туфы относятся к категории водноотложенных; слагающий их материал испытал перенос, дифференциацию, а иногда и обработку в морских условиях. Такие вулканокластические осадки могли быть обогащены небольшим количеством карбонатного материала. Тонкая фракция последнего бесследно исчезла при изменении туфов, крупные же фрагменты (обломки, раковины) сохранились.



Фиг. 5 Диаграмма, иллюстрирующая изменение состава туфопелита (обр. 92-б) по сравнению с нижележащим туфом (обр. 92-а)

Условные обозначения те же, что на фиг. 1; цифры сверху — кварцево-полевошпатовое отношение

Кварцево-полевошпатово-актинолитово-эпидотовые породы ирендыкской свиты ассоциируют с несколькими более основными: андезитовыми и андезитово-базальтовыми туфами. С улутаускими эпидото-прениковыми породами их сближает повышенное содержание CaO , более высокое, чем в соответствующих по основности эффузивных породах (табл. 6, № 3—5). Очевидно, причина такого обогащения та же, что и для улутауской свиты. Различный минеральный состав богатых кальцием улутауских и ирендыкских пород (исчезновение в последних пренита и появление актинолита) объясняется различной степенью их перерождения.

Кроме состава вулканокластиков на минеральный облик многих пелитоморфных пород оказала влияние примесь осадочного кремнезема.

Так, при рассмотрении кислых отложений обращает на себя внимание следующее обстоятельство. Улутауские породы первой разновидности, образованные липаритовым материалом, беднее кремнеземом, чем породы второй разновидности, состоящие преимущественно из продуктов дацитового расплава; соответственно в последних выше и кварцево-полевошпатовое отношение (1,9

и 0,78—0,86). Естественно, первое напрашивающееся объяснение такому несоответствию — предположение о присутствии седиментационного кремнезема в исходном материале породы второй разновидности. Чтобы проверить такое предположение, был сделан химический анализ мелко-среднезернистого туфа (см. табл. 1, обр. 92а), лежащего непосредственно ниже изученной пелитоморфной породы, и данные этого анализа пересчитаны на минералы.

Результат пересчета следующий (%): кварц 35,5; альбит 33; ортоклаз 6,6; хлорит 17; эпидот 2,7; апатит 0,7; кальцит 3,67. Отношение кварца к полевым шпатам 0,89.

Сравнивая минеральный состав пелитоморфной породы и туфа, мы видим, что в ней резко увеличивается содержание кварца и заметно снижается количество хлорита (фиг. 5). Известно, что при механической дифференциации вулканокластического материала происходит некоторое изменение состава пепла. Специальные исследования современных пеплов показали (Ваак, 1949), что в результате эоловой дифференциации (следовательно, и морской) пепел более тонкий, отложенный дальше от вулканического центра, часто бывает несколько кислее исходной тефры, а ближе к нему — несколько основной. Объясняется это более быстрым оседанием тяжелых цветных минералов.

В нашем случае уменьшение хлорита в тонкой породе тоже можно объяснить дифференциацией тефры, так как в зернистом туфе много

литокластов, обычно хлоритизированных, которые в пелитовой породе отсутствуют. Иначе обстоит дело с кварцем и полевыми шпатами. Судя по современным пепловым осадкам, содержание щелочей с уменьшением гранулометрии, как правило, несколько возрастает, а если снижается,

Таблица 7

Минеральный состав гранулометрически различных туфов одного многослоя

№ образца	Порода	Содержание, в %						
		кварц	альбит	орто-клаз	хлорит	эпидот и пренит	апатит	кварц: полевой шпат
1111	Туф среднегрубозернистый	11,6	29,6	7,7	25,1	23,7	0,55	0,31
1112	Туф среднезернистый	11,0	37,2	4,6	20,9	24,6	0,46	0,26
1113	Туф мелкозернистый	20,0	41,6	2,7	11,0	23,5	0,45	0,45
1114	Пелитоморфная порода	40,0	27,2	1,2	2,5	26,6	0,89	1,4

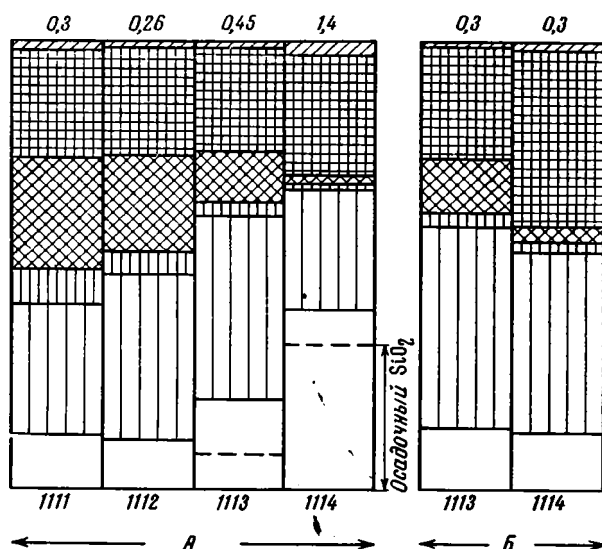
то ненамного. Следовательно, нельзя объяснить дифференциацией материала наблюдаемое у нас резкое изменение в соотношении кварца и полевого шпата. Остается предположить, что такое изменение обусловлено разбавлением пирокластического материала осадочным кремнеземом.

Это подтверждается и геологическими наблюдениями. Рассматриваемые отложения образуют довольно выдержанную 150-метровую толщу, в нижней части которой преобладают довольно грубые туфы, в средней — туфы становятся более мелкими, и среди них появляется большое количество тонких разностей, а в верхней, кроме того, развиты фтаныты — породы химико-биогенного происхождения. Иначе говоря, кверху толщи возрастает кремнистость, связанная с увеличением осадочного материала. Естественно в таких условиях ожидать, что к тонкому пирокластическому материалу будет примешиваться осадочный кремнезем. Оценить точно его количество нельзя. Если допустить, что кварцево-полевошпатовое отношение в тонкой и псаммитовой фракциях вулканокластического материала примерно одинаково (0,89), то в тонкой породе из общего содержания кварца 62,7% — 28,6% связано с туфовым материалом и 34,1% — с осадочным. На основе такого расчета, конечно, очень приближенного, породу следует отнести к кремнистым туффитам.

В более основных, существенно эпидотовых породах (как улутауских, так и ирендыкских) тоже иногда отмечается необычно высокое содержание SiO_2 . Чтобы выяснить, с чем это связано, были сделаны химические анализы различных гранулометрических разностей туфа, слагающих единый пласт, подстилающий упомянутую породу. Так, для улутауского туфового пласта было сделано три анализа (см. табл. 1, обр. 1111—1113). Пересчет их на минералы приведен в табл. 7. Из таблицы и построенной на ее основе диаграммы (фиг. 6, А) видно, что с уменьшением гранулометрии туфов одного многослоя в них сначала незначительно, а затем существенно уменьшается количество хлорита (по-видимому, за счет шлака и литокластов) и одновременно резко возрастает количество кварца.

Содержание полевых шпатов и кальциевых минералов подвержено меньшим колебаниям, хотя первые несколько обогащают мелкозернистый туф, а вторые — пелитоморфную породу. Кварцево-полевошпатовое отношение в крупно- и среднезернистом туфе очень низкое (0,3), в мелкозернистом несколько повышается, а в пелитоморфной породе сильно возрастает (1,4). В этом отношении последняя сходна с кремнистым дацитовым туффитом (вторая разновидность). По-видимому, в обоих случаях высокое значение указанного отношения связано с наличием примеси седиментационного кремнезема.

Если предположить, что в тонком вулканокластическом материале кварцево-полевошпатовое отношение имеет приблизительно то же значение, что в псаммитовом (0,3), то в мелкозернистом туфе (обр. 1113) из



Фиг. 6. Диаграмма, иллюстрирующая минеральный состав пород разной granulометрии в пределах одного многослоя

Условные обозначения те же, что на фиг. 1. Колонки справа (Б) показывают минеральный состав тонких пород, пересчитанный на предполагаемую бескремнистую (седиментационную) часть породы. Цифры сверху — кварцево-полевошпатовое отношение

20% кварца — 13,3% будет связано с пирокластическим и 6,7% — с осадочным материалом, а в пелитоморфной породе эти значения будут соответственно 8,5 и 31,5 (см. фиг. 6, Б). Пересчитав минеральный состав этих двух пород на бескремнистую (седиментационную) часть породы, мы получим следующие данные (%):

	Обр. 1113	Обр. 1114
Кварц	14,3	12,7
Альбит	45,1	40,6
Ортоклаз	2,9	1,8
Хлорит	11,8	3,7
Эпидот и пренит	25,3	39,5

Приведенные цифры показывают, что относительно слабо выраженное увеличение полевых шпатов в мелкозернистом туфе и кальциевых минералов в пелитоморфной породе при пересчете на бескремнистую часть проявляется очень отчетливо.

Химическое изучение ирендыкских псаммитово-алевритовых туфов и пелитоморфных пород показывает, что в одних случаях SiO_2 лишь слабо растет или даже несколько снижается с уменьшением granulометрии (см. табл. 3, № 1—3; 4—5), в других же при переходе от зернистого туфа к пелитоморфной породе этот рост происходит очень резко (табл. 3, № 6—8). Связано это, несомненно, с присутствием в некоторых тонких породах осадочного кремнезема.

СТЕПЕНЬ И ХАРАКТЕР ПЕРЕРОЖДЕНИЯ ПОРОД

Пелитоморфные и псаммитовые породы рассматриваемых толщ образованы в основном минералами вторичными, представляющими собой характерную «зеленокаменную ассоциацию». Для улутаус-

кой свиты это кварц, полевые шпаты (альбит и каликатровые полевые шпаты), хлорит, прецит и эпидотовые минералы. Для ирендыкской свиты — тот же набор, но пренит практически отсутствует и появляется обильный актинолит. Реликтовые, первичные минералы — только кварц и в некоторых слоях пироксен. Основные плагиоклазы отсутствуют.

Изначальное строение породы в тонких аповитрических туфах и туффитах почти полностью «стерто»; наблюдаются лишь очертания кристаллокластических алевритовых зерен и ядер радиоляриевых раковин. Туфы псаммитовой и крупноалевритовой размерностей в этом отношении сохранились довольно хорошо; контуры литических, кристаллических и крупных витрических (пемза, шлак) фрагментов достаточно четкие, даже когда минеральный их состав полностью изменился. Связующая масса, очевидно, состоявшая из тонкого витрического пепла, полностью структурно переродилась. В целом для пород характерны эпигенетические (Копелиович, 1958), а не метаморфические структуры.

Отложения, даже тонкие, сохранили осадочную текстуру (слоистость — как горизонтальная, так и косая, сингенетические деформации, слепки нагрузки, следы ползания червей). Единственным признаком метаморфических текстур является появление в некоторых ирендыкских пелитоморфных кварцево-эпидотовых породах «сегрегационной микрослоистости». Сланцеватость появляется лишь локально, в зонах интенсивных дислокаций.

Подобные зеленокаменно-перерожденные породы обычно относят к метаморфическим (Заварицкий, 1962). Однако основываясь на корреляции зон регионального эпигенеза и метагенеза терригенных и вулканогенных отложений (Коссовская, Шутов, 1961), рассмотренные породы следует отнести к метагенетическим. При этом улутауские их представители состоят из минералов, характерных для ранней стадии метагенеза (обильный пренит), а ирендыкские — для более поздней (исчезновение пренита и появление актинолита).

В заключение очень кратко остановимся на номенклатуре пелитоморфных пород. Комплекс петрографических, химических и геологических данных позволяет считать, что породы эти возникли в основном из тонкого витрического материала. Их следует поэтому отнести к вулканогенно-обломочной группе. Последняя, как известно, охватывает большое количество разнообразных пород, отличающихся и происхождением, и составом, и структурой. Классификация их основана прежде всего на процентном содержании компонентов разного происхождения. Мы видели, что для перерожденных пород трудно даже приблизительно, а иногда и совсем невозможно, оценить роль вулканического, осадочного или тем более вулканогенно-терригенного материала. Поэтому детальное разделение, основанное на происхождении исходного материала, не применимо к перерожденным породам. Очевидно, для всех тонкозернистых, пелитоморфных представителей указанной группы необходим какой-то общий термин. Можно было бы использовать употребляемый некоторыми геологами примерно в таком значении термин — туфопелит (Розонова, 1963). Правда, в принятой у нас «Классификации» (Классификация вулканогенных обломочных пород, 1962) ему придается другое значение; он обозначает пелитовую осадочную породу с примесью пирокластического материала. Однако по существу, в данном случае этот термин лишний и может быть упразднен, так как каждая осадочная порода имеет определенный состав и соответственно название (известняк, глина, мергель и т. д.).

Принимая во внимание реальный минеральный состав измененной породы, к слову «туфопелит» следует добавить соответствующее прилагательное: например, «кварцево-полевошпатовый», «полевошпато-хлоритовый» и т. д. Понятно, что если мы примем термин «туфопелит» для обозначения перерожденных в эпи- и метагенезе пород, то это не значит,

что первично они представляли собой «пелитовые пеплы», так как они могли состоять и из более крупных витрических частиц. «Пелит» здесь обозначает структуру и облик перерожденной породы. То же самое относится и к указанному в названии минеральному составу.

ЛИТЕРАТУРА

- Заварицкий А. Н. Изверженные горные породы. Изд-во АН СССР, 1956.
Классификация вулканогенных обломочных пород. Госгеолтехиздат, 1962.
Копелиович А. В. О микростилолитах и родственных им структурных формах в песчаниках могилевской свиты юго-запада Русской платформы. Докл. АН СССР, Сер. геол., т. 119, № 11, 1958.
Коссовская А. Г., Шутов В. Д. О корреляции зон регионального эпигенеза и метагенеза в терригенных и вулканогенных породах. Докл. АН СССР, т. 139, № 3, 1961.
Розонова Е. Д., Литология и условия образования нижневизейских отложений Кузнецкого бассейна. Изд-во АН СССР, 1963.
Хворова И. В., Елисеева Т. Г. Структурные особенности туфовых турбидитов ирендыкской свиты. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы, отд. геол., т. XXXVIII (3), 1963.
Хворова И. В., Елисеева Т. Г. Вулканогенные обломочные (псаммитовые) породы улутауской свиты. Литология и полезн. ископаемые, № 1, 1965.
Шарфман В. С. Среднедевонские отложения в Орском и Баймакском районах Южного Урала. Мат-лы по геол. и полезн. ископ. Южного Урала. Госгеолтехиздат, 1960.
Baak J. Y. A comparative study on recent ashes of the Java volcanoes Smeru, Kelut, Merapi, Mede, vanhef Algem. Profst. voor de Landb. Station. Buitenzo. Java. N. 83, 1949.

Геологический ин-т
АН СССР
Москва

Дата поступления
27.X.1965

УДК 551.761.3(574.12)

О ВЕРХНЕТРИАСОВЫХ ТУФАХ ГОРНОГО МАНГЫШЛАКА

М. М. МСТИСЛАВСКИЙ, В. И. МУРАВЬЕВ, А. С. СВЕШНИКОВ

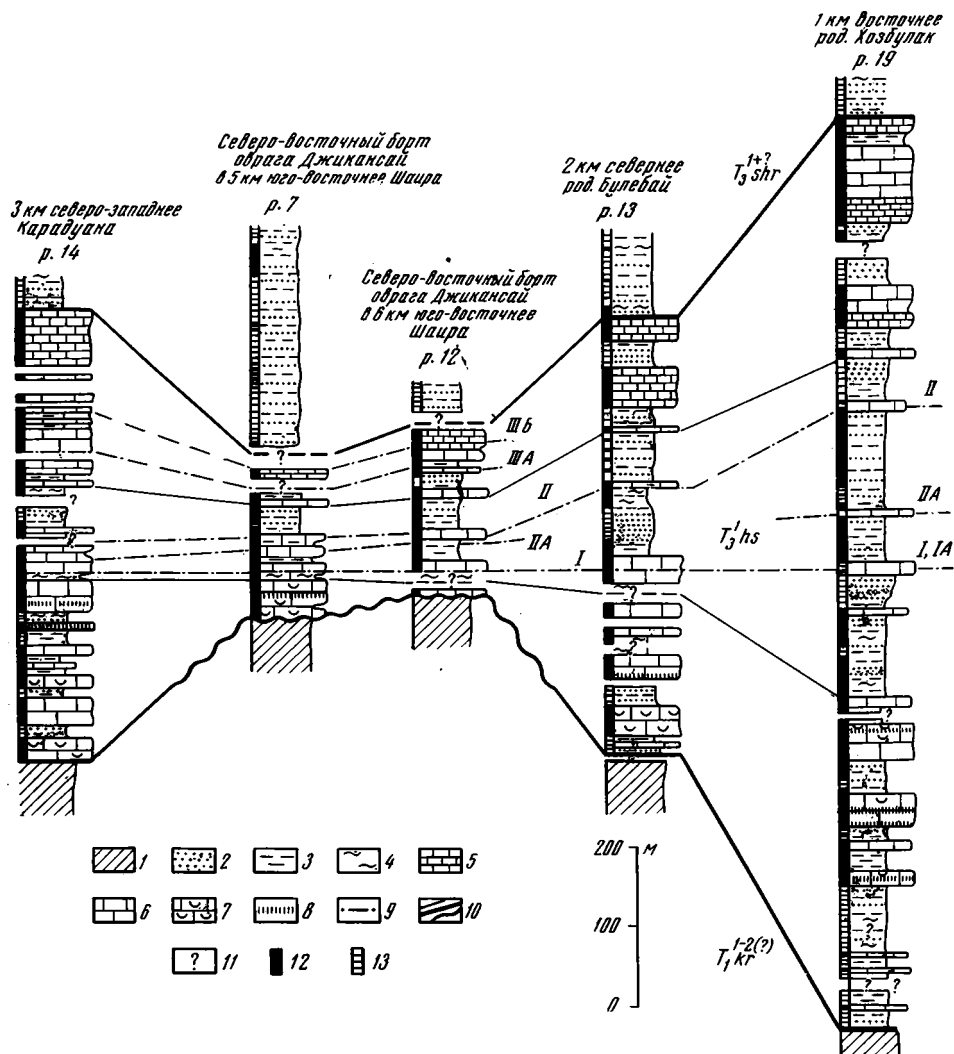
Первое указание о находке верхнетриасовых туфов на Мангышлаке сделал П. В. Флоренский (1964), который нашел и описал пласт туфа в двух разрезах в Восточном и Западном Каратау. В 1964 г. в той же самой толще М. М. Мстиславский помимо этого пласта туфов установил и откартировал еще пять туфовых прослоев. Из всех шести слоев туфов четыре — очень маломощные (0,05—0,2 м) и трудноразличимые в разрезе, однако два других, достигающих по мощности 0,5—2,2 (до 8 м), являются прекрасными маркирующими горизонтами. Кроме туфов авторы обнаружили туфобрекцию, измененную в результате гидротермальной деятельности.

Прослойки туфов приурочены к так называемой акмышской свите (Корженевский, 1957; Шлезингер, 1959; Астахова, 1960), которая в последнее время расчленена на две свиты: хозбулакскую и шаирскую, принадлежащие карнийскому ярусу верхнего триаса (Мстиславский, 1966). Хозбулакская свита в основном карбонатная, представлена разнообразными известняками черного цвета с прослойками черных аспидных аргилитов, алевролитов, редко песчаников. Шаирская свита, почти полностью терригенная, сложена серыми мелкозернистыми песчаниками, алевролитами, реже темно-серыми до черных аргиллитами, многократно чередующимися в разрезе и включающими только одну пачку известняков.

Туфы и туфобрекции приурочены к нижней, хозбулакской свите, в пределах которой они откартированы на всем Западном Каратау и установлены в разрезе на западном окончании Восточного Каратау, в районе родника Хозбулак, а также на Каратаучике. Непрерывно прослеживались два основных слоя туфов: нижний (наиболее мощный), обозначенный как первый (I) и верхний (указанный П. В. Флоренским) — как второй (II) горизонты (фиг. 1). Эти маркирующие горизонты служили реперами, к которым делалась привязка при составлении в разных районах послойных стратиграфических разрезов. В последних выявлялись дополнительные опорные прослойки маломощных туфов (обозначенные индексами Ia, IIa, IIIa, IIIб), слои выдержанных характерных известняков, а также пачки определенного строения того или иного чередования пород в разрезе и т. п. Как основные, так и дополнительные горизонты образовали тот каркас, на основе которого были увязаны послойные разрезы отдаленных районов, составлена детальная литолого-стратиграфическая схема и установлены изменения мощностей и фаций хозбулакской свиты в пределах Западного Каратау и в западной части Восточного Каратау (см. фиг. 1).

Наиболее полный, ненарушенный и мощный (1140 м) разрез — стратотип хозбулакской свиты — развит на западном окончании Восточного Каратау, в районе родника Хозбулак (см. фиг. 1, разрез 19). В сторону

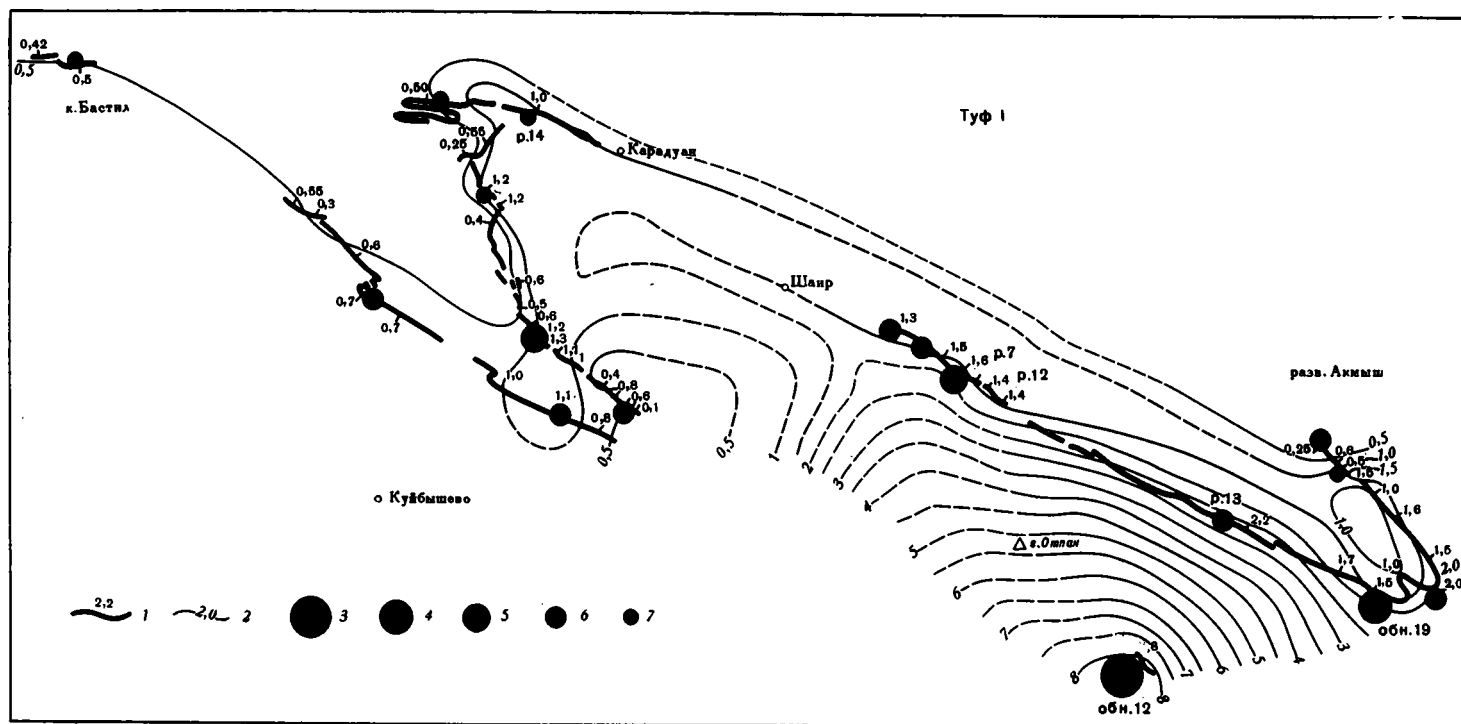
Западного Каратау нижние горизонты толщи почти полностью выклиниваются. В результате этого самый нижний и выдержанный туфовый прослой (туф-I в разрезе 12 на Зап. Каратау) отделен от кровли карадуанской свиты среднего триаса лишь 30-метровой пачкой известняков,

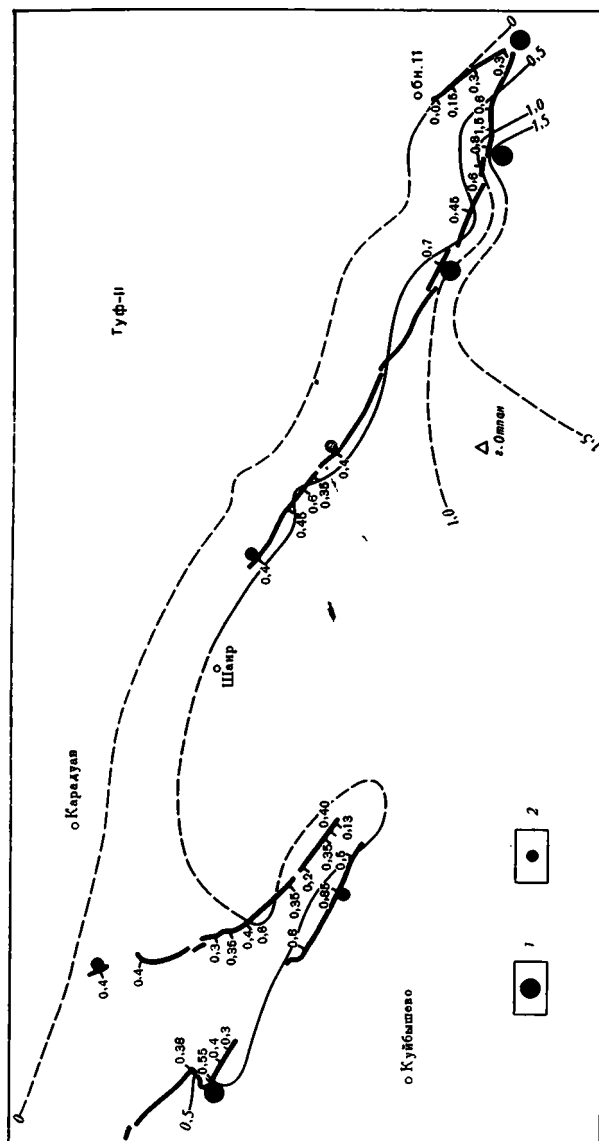


Фиг. 1. Литолого-стратиграфическая схема сопоставления разрезов хозбулакской свиты верхнего триаса Западного и Восточного Каратау

1 — красноцветные отложения карадуанской свиты (T_2^{1-2} kr). Хозбулакская свита (T_3^1 hs), ее литологический состав: 2 — песчаники, 3 — алевролиты, 4 — аргиллиты, 5 — известняки тонко- и мелко-слоистые, 6 — известняки, неслоистые и толстослоистые, 7 — известняки с остатками раковин, местами ракушники; 8 — прослойки афанитовых хрупких «кремнистых» известняков, 9 — слои туфов и их номера; 10 — стратиграфические границы и линия стратиграфического несогласия (волнистая); 11 — необнаженные участки разрезов. Цвет пород: 12 — черный, темно-серый; 13 — серый, зеленовато-серый; T_3^{1+2} shg — шаирская свита верхнего триаса

тогда как в хозбулакском разрезе он отстоит от этой границы на расстоянии 570 м по истинной мощности. Еще далее на запад мощность этой части разреза (ниже туфа-I) снова возрастает и в разрезе 14 на переклиинальном окончании Отпанской антиклинали она достигает 235 м. Аналогичный характер изменения мощностей обнаруживает и верхняя часть хозбулакской свиты, где отчетливо видно уменьшение мощностей всех пачек и сближение в разрезе всех прослоев туфов, максимально





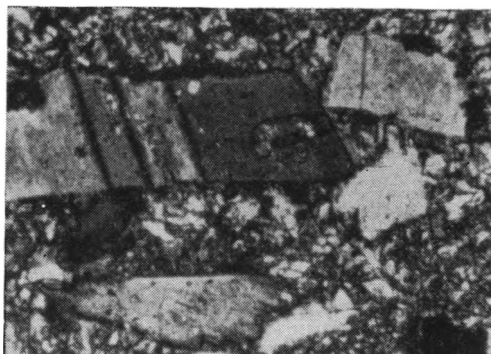
проявленное в разрезах 7 и 12. Приближение туфа-I к кровле карадуанской свиты и сближение в разрезе всех других туфовых прослоек наблюдается не только по северо-восточному, но и по юго-западному крылу Отпанской антиклинали; здесь одновременно с уменьшением мощностей свит происходит и увеличение углов падения пород.

Такой характер изменения мощностей хозбулакской свиты свидетельствует о развигии в Западном Каратау в карнийское время конседиментационной поперечной антиклинальной структуры, которую прослои туфов как бы облакают с запада, севера и востока.

Однако накопление максимальных мощностей самих туфогенных слоев определяется в основном другими причинами, одной из которых является расстояние от места вулканического выброса пеплового и другого материала. На фиг. 2, 3 приводятся схемы изопакит и распределения туфогенных обломков по крупности для I и II слоев туфов в отдельности.

Для туфа-I область максимальных мощностей располагается к юго-востоку от г. Отпан, примерно в 3 км севернее пос. Тушибек. Здесь

(обн. 12) обнаружен выход туфа, неполная мощность которого более 8 м. В этом же обнажении залегает прослой туфобрекчии мощностью в среднем 0,3 м, включающая крупные вулканогенные обломки (см. фиг. 2 и фиг. 10). Во все стороны от этого места размер вулканогенных обломков в основании слоя туфа-I закономерно убывает, так же как уменьшается и мощность самого слоя в тех же направлениях почти до выклинивания пласта в сводовой части поперечного поднятия западнее г. Отпан (см. фиг. 2). Описываемый выход туфобрекчий (обн. 12) расположен в непосредственной близости (не более 150 м) от зоны крупного Южнокаратауского разлома северо-западного простирания, по которому контактируют известняки хозбулакской свиты (верхний триас) и аргиллиты биркутской свиты (пермь). Стратиграфическая амплитуда разлома составляет не менее 4000 м.



Фиг. 4. Кристаллообломки в туфе
Николи+, увел. 110

В размещении изопакит и вулканических обломков для верхнего пласта туфа-II устанавливаются примерно те же особенности, и это наряду с полным выклиниванием пласта в обнажении II также свидетельствует о поступлении пеплового и другого вулканогенного материала с юга (см. фиг. 3).

Основные пласты туфов хорошо выделяются на местности среди темно-серых, черных известняков и аргиллитов в виде светлых грибов, наиболее устойчивых по сравнению с другими породами такой же мощности. По внешнему облику туфы — это фарфоровидные, с раковистым изломом породы, с остроугольной режущей щебенкой светло-розового, ярко- или темно-оранжевого цвета, реже светло-серые зеленовато-серые до черных. Последние распространены в зонах минимальных мощностей и представлены наиболее карбонатными, обогащенными органическими остатками разностями. Верхняя часть слоев туфов обычно наиболее карбонатная и темноокрашенная и поэтому макроскопически неотличима от кремнистых известняков; в таких случаях туфы имеют очень нечеткую верхнюю границу с вмещающими известняками. Местами туфы полностью замещены карбонатами. Нижняя граница туфов обычно очень четкая ровная или слабоволнистая. В зонах минимальных мощностей в них нередко наблюдаются раздувы и неполные пережимы прослоек, обусловленные с одной стороны, влиянием гидродинамических условий среды при седиментации, а с другой — тектоническим воздействием при складкообразовании.

Все остальные (Ia, IIa, IIIa, IIIб) слои туфов — маломощные (0,05—0,2 м) известковые темно-серые в тонких (до 5 см) прослойках, розовато-серые, фиолетовые в связи с чем они слабо выделяются на местности.

На изученной площади слои туфов залегают согласно с вмещающими осадочными породами верхнего триаса. Не отмечается карманов врезания в подошве туфовых пластов, следов срывов или нарушений сплошности текстур подстилающих и перекрывающих пород. Текстурные признаки самих туфов указывают на формирование их в сравнительно спокойном водном бассейне. Для туфов, как и для вмещающих их известняков и алевролитов, характерна неслоистая (однородная) текстура, а также тонкая горизонтальная или пологоволнистая слоис-

тость, обусловленная ориентированным расположением удлиненных обломочных частиц и мелкоритмичным изменением интенсивности окраски пород. Горизонтальнослоистый характер текстур отмечен как в основании, так и в верхах туфовых пластов и не зависит от крупности пирокластического материала. Структурные же особенности туфов закономерно меняются от подошвы к кровле пласта, одновременно меняется и состав туфов, точнее, соотношение основных минеральных компонентов: альбита и кварца.

ЛИТОЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ТУФОВ

Туфы имеют альбитово-кварцевый состав. Структура их кристаллоаповитрокластическая (см. фиг. 4). Основная масса полностью раскристаллизована, и лишь в редких случаях удается зафиксировать контуры первичных обломков стекла, размер которых соизмерим с размером кристаллических минеральных обломков.

Изучение гранулометрического состава обломочных компонентов было произведено в шлифах по серии разрезов. Во всех образцах раз-

Т а б л и ц а 1

**Распределение количества кристаллообломков
больше 0,01 мм в I и II пластах туфов**

Наименование пласта	Положение в пласте	Среднее содержание %	Колебания в содержании
I пласт	Нижняя треть пласта	11,5	6—19
	Верхняя » »	2,5	0—6
II пласт	Нижняя треть пласта	3,5	1—7
	Верхняя » »	1	0—2

мер обломков варьирует в широких пределах и не наблюдается сколько-нибудь заметной сортировки материала по крупности. Фракции различных размерностей присутствуют в соизмеримых количествах. При такой слабой сортировке обломков средний диаметр зерен оказался не характерным. Наиболее отчетливо изменение гранулометрического состава туфов вырисо-

вывается по последовательному исчезновению наиболее крупных обломков. Именно максимальный размер обломков и был принят нами для характеристики структурных особенностей туфов. Вторым важным показателем является относительное количество кристаллообломков в массе туфа.

Для первого пласта отмечается закономерное уменьшение размеров обломков от подошвы к кровле. В этом же направлении убывает и процент кристаллообломков. Максимальные зафиксированные размеры литокластов отмечены в подошве I пласта в обн. 12 и 19 (см. фиг. 2). Размеры максимальных обломков вверх по разрезу туфового пласта достаточно быстро уменьшаются. Зерна крупнее 0,1 мм присутствуют обычно в нижних 10—20 см и никогда не встречаются выше середины пласта. В каждом из изученных разрезов I пласта можно наблюдать лишь один полуцикл изменения гранулометрического состава.

Во II пласте появление наиболее крупных кристаллообломков и других пирокластических частиц отмечается на некотором удалении от подошвы пласта. Однако здесь абсолютные значения максимальных размеров зерен значительно ниже, чем в I пласте (см. фиг. 3).

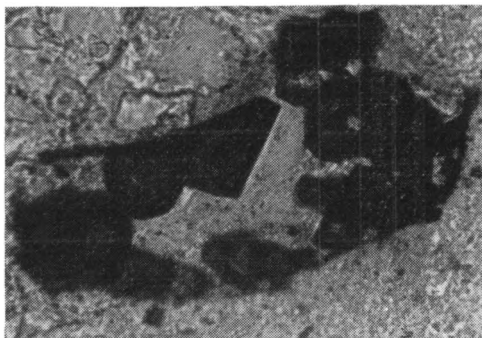
Суммарные количества кристаллообломков в обоих пластах убывают от подошвы к кровле (табл. 1).

При этом сохраняется соотношение альбита и кварца среди кристаллообломков, оставаясь в среднем на уровне 10:1. Пересчет химических анализов (табл. 2) позволяет оценить соотношение основных породообразующих компонентов в туфах с учетом всех слагающих туфы компонентов, в том числе основной массе стекловатых обломков и литокластов.

Обращает на себя внимание заметное изменение состава туфа-II по сравнению с туфом-I. Если в I пласте соотношение альбит—кварц равно 1:1, то во II оно изменяется почти до 4:1 (в среднем). Наряду с этим видно и изменение состава туфов в пределах каждого пласта, выражающееся в увеличении содержания альбита от подошвы к кровле. Сопоставляя данные химических анализов с результатами изучения гранулометрического состава туфов, можно сделать заключение, что первичный, наиболее тонкий пепловой (витрокластический) материал наиболее близко отвечал составу альбита. Постоянство соотношений кристаллообломков кварца и альбита не противоречит этому выводу, поскольку относительная масса кристаллообломков не превышает первых процентов от состава туфов и лишь в основании первого пласта бывает больше 10%. Увеличение же крупности обломочного материала сопровождается увеличением относительных количеств не только кристаллообломков, но и литокластов, имеющих микрокристаллическую структуру и сливающихся с фельзитовой массой раскристаллизованных стекловатых обломков. Наиболее крупные обломки (более 2—3 мм) почти целиком представлены микрокристаллическими обломками пород (фиг. 5). Участие литокластов не только увеличивает относительную долю кремнезема (кварца), но и сопровождается также повышением количества хлорита и слюд (обр. 360), что фиксируется микроскопически и отражено в химическом составе породы (см. табл. 2).



Фиг. 5. Литокластические обломки в подошве туфа
Без анализ., увел. 30



Фиг. 6. Выделения анатаза
Без анализ., увел. 260

Контуры первичных обломочных компонентов узнаются в рассматриваемых туфах с большим трудом и далеко не всегда. В общем случае на фоне микрокристаллической основной массы выделяются лишь кристаллообломки и акцессорные минералы, представленные кристалликами апатита, циркона, турмалина и анатаза. В тех редких случаях, когда удастся фиксировать реликтовые очертания обломков стекол, можно наблюдать по контурам их пленочные выделения лейкоксена или субмикроскопические скопления анатаза.

Поровые выделения представлены более крупными таблитчатыми кристалликами анатаза (см. фиг. 6), группирующимися на контактах пирокластических обломков. Косвенное подтверждение «контурному» размещению минералов титана можно найти при рассмотрении таблицы химического состава туфов. В более тонкозернистых туфах II пласта содержание TiO_2 выше, что может быть связано с большей суммарной поверхностью более тонкодисперсного материала. Отмеченная закономерность свойственна только анатазу и не распространяется на другие

Таблица 2

Характеристика туфов по данным химических анализов (%)

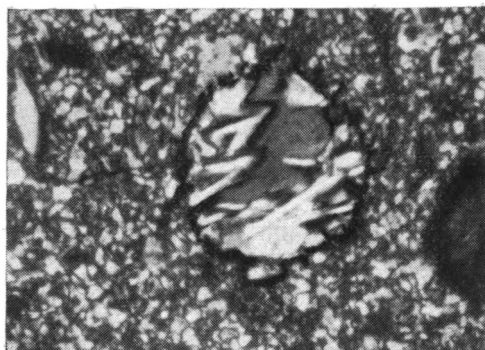
Компоненты	I туфовый горизонт					II туфовый горизонт							Туфобрекчии (обн. 12)		
	160	123	461	76	среднее	100	3е	3д	Iф	IIIф	474	среднее	2	106	106а
SiO ₂	78,00	78,32	79,30	77,19		74,74	67,84	71,18	73,30	64,0	62,64		49,15	63,34	58,30
TiO ₂	0,13	0,10	0,16	0,21		0,32	0,57	0,34	0,39	0,22	0,16		0,42	0,94	0,96
Al ₂ O ₃	10,44	12,05	10,04	11,92		13,10	18,43	14,96	13,16	16,45	16,76		12,46	15,44	18,23
Fe ₂ O ₃	0,21	0,06	0,28	1,23		0,75	1,06	0,93	1,10	1,30	1,12		6,44	2,65	2,60
FeO	0,64	0,61	0,83	0,30		0,84	0,46	0,32	0,45	0,63	0,63		0,86	3,97	3,91
MnO	0,01	0,01	0,04	0,01		0,03	0,01	0,01	0,02	0,02	0,10		0,14	0,03	0,02
CaO	1,66	0,54	1,24	1,19		0,50	0,71	1,82	1,77	4,61	3,30		11,56	1,20	1,74
MgO	0,91	0,21	0,30	0,34		0,14	0,04	0,34	0,51	1,78	0,72		1,66	2,23	3,24
Na ₂ O	3,80	6,37	5,60	6,48		7,62	9,88	8,13	8,43	7,30	9,80		3,36	4,25	2,98
K ₂ O	1,00	0,40	0,08	0,17		0,10	0,20	0,17	0,12	0,06	0,15		0,23	0,10	0,09
P ₂ O ₅	0,03	0,05	0,04	0,07		0,09	0,11	0,16	0,04	0,04	0,06		0,23	0,22	0,28
H ₂ O ⁺	1,21	0,24	0,35	0,22		0,45	0,03	0,02	1,62	4,47	0,11		1,61	1,27	2,29
H ₂ O ⁻	0,52	0,12	0,10	0,16		0,16	0,19	0,22			0,22		0,37	0,24	0,32
CO ₂	1,30	0,73	1,38	0,72		0,70	—	1,14			}		3,70		8,36
Сумма	99,86	99,81	99,74	100,16		99,54	99,53	99,74	100,91	100,88	99,47		99,52	100,05	99,49
Альбит	32	58	48	55	48	64	84	69	68	62	83	72	23	29	14
Кварц	50	38	47	39	43	30	10	24	26	22	6	19	24	30	33
Турмалин	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	24	30	44
Мусковит	7	2	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—
Хлорит	3	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Анкерит	3	2	2	2	2	2	—	3	4	10	8	4	—	—	—
Кальцит	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	20	2	2
Fe ₂ O ₃ ·nH ₂ O	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	7	3	3
Др. примеси	5	<1	2	4	7	4	5	4	2	6	3	5	2	6	4

Примечания: Обр. 360 — подошва I пласта туфа, обн. 31а; обр. 461 ~ 0,3 м выше подошвы I пласта, обн. 19; обр. 76 — середина пласта I, обн. 19; обр. 123 — середина пласта I.
 обн. 116; обр. 100 — нижняя половина II пласта туфа, обн. 9; обр. 3д — нижняя треть II пласта, обн. 7; 3е — верхняя треть II пласта, обн. 7; обр. I ф и III ф — заимствованы из работы П. В. Флоренского (1964); обр. 474 — верхняя половина II туфа, обн. 19.

акцессорные минералы (циркон, турмалин, апатит), которые наблюдаются как между первичными обломками, так и в их теле. Размеры кристалликов акцессорных минералов не превышают 0,1 мм, но сокращаются в верхней части пластов и становятся соизмеримыми с размерами других обломочных компонентов.

ВТОРИЧНЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ ТУФОВ

Вещество, слагающее туфы, в значительной мере изменено. В первую очередь эти изменения выразились в раскристаллизации обломков стекла, стирании их контуров и спайке различных по величине и форме частиц в единую фельзитовую массу. Лишь в редких случаях глобулы и обломки сравнительно более однородного и чистого (прозрачного в проходящем свете) стекла отличаются от вмещающей массы более крупными размерами новообразованных кристалликов альбита (см. фиг. 7). В общем же случае размеры возникших кристалликов кварца и альбита в несколько раз меньше стандартной толщины шлифа и, хотя находятся еще в пределах разрешающей способности микроскопа, неоднократно перекрывают друг друга, что крайне затрудняет наблюдение. Лишь в краях шлифов удается наблюдать мельчайшие кристаллики кварца идиоморфной огранки, размерами не более 5—7 микрон, впаянные в микрокристаллическую массу альбита.



Фиг. 7. Шаровидное зерно стекла в тонкозернистой пепловой массе
Николи+, увел. 110

Туфы рассечены тремя системами трещин. Первая, наиболее ранняя из них, имеет извилистые очертания, а каждая отдельно взятая трещина непостоянна по толщине. В раздувах таких трещин появляются розетки сравнительно крупных кристалликов альбита (см. фиг. 8), который выполняет также и пережатые участки трещин.

Вторая система трещин (секущая первую) возникла уже после полной раскристаллизации пирокластического материала. Контуров ее часто срезают по четкой линии не только основную массу туфа, но и кристаллообломки. Выполнение таких трещин — полиминеральное, но максимальное развитие имеет кварц. Из стенок трещин в открытую полость их наблюдаются многочисленные выросты альбита, часто достраивающие срезанные кристаллообломки (фиг. 9). Альбитовые новообразования, запаянные в жильном кварце, отмечены также и в центральных частях трещинок. Помимо кварца и альбита отдельные участки жилок выполнены пойкилитовой массой кальцита с включениями многочисленных кристалликов альбита и кварца. Редко отмечаются гнездовидные скопления сферических розеток хлорита. Эта система трещин, по всей вероятности, синхронична основной фазе складчатости, сопровождавшейся нарушением сплошности пластов.

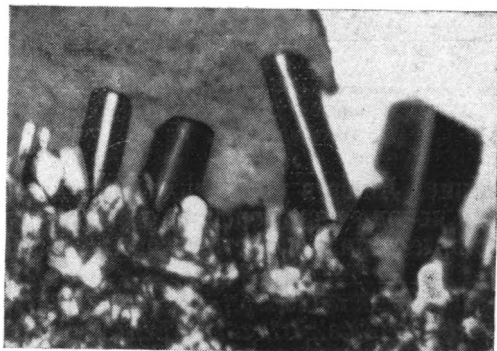
Третья, позднейшая сеть трещинок, имеющих вид ломаных или ветвящихся линий, сопровождалась минимальными смещениями. Выполнена она только кальцитом, часто корродирующим контуры рассеченных зерен и обломков. Возникновение ее связано, видимо, с реализаци-

ей остаточных напряжений или с позднейшими блоковыми движениями.

Среди вторичных минеральных новообразований особо следует отметить анкерит. Его возникновение относится к ранней стадии существования туфовых пород. Ромбоэдры анкерита имеют размеры от со-



Фиг. 8. Участок перекристаллизованного пеплового туфа
Николи+, увел. 70



Фиг. 9. Выросты аутигенного альбита в полость трещины, заполненной жильным кварцем
Николи+, увел. 150

отых долей миллиметра до нескольких миллиметров. Они находятся в безразличных отношениях с трещинками первой системы, но секутся второй и третьей системой трещин. Контуры ромбоэдров четкие, по краям их не отмечается следов давления роста кристаллов. Видимо, рост анкеритовых новообразований сопровождался интенсивной коррозией и растворением основной массы частиц туфа. Отмечается увеличение массы кристалликов анкерита в плоскостях, обогащенных распыленным органическим веществом. В таких участках единственным недоступным для коррозии компонентом осадка были углистые частицы. Наблюдающиеся пленки сгруженных дисперсных углистых частиц на контурах ромбоэдров анкерита являются единственным свидетелем роста кристаллов в еще незатвердевшей массе пирокластического осадка. Эти пленки предупредили и изменение форм кристаллов анкерита при перекристаллизации его в эпигенезе, как бы блокировав кристаллики и изолировав их от вмещающего альбитового туфа.

В чистых разностях туфов, лишенных заметных количеств органического вещества, относительное количество кристалликов анкерита намного меньше, а контуры их не такие четкие. Первично возникшие зародыши и кристаллы анкерита неизбежно перекристаллизовывались при дислоцировании каратаусского комплекса и при этом захватывали и корродировали новые участки уже литифицированной туфовой породы. В большей мере корродировался кварц, а альбит как бы запаздывал, вследствие чего современные контуры ромбоэдров изрезаны бухточками с выростами альбита внутрь тела ромбоэдров и даже захваченными кристалликами альбита (только альбита) внутри монокристаллов анкерита.

При пересечении кристаллов анкерита трещинами второй генерации наблюдается «затекание» анкерита в полости трещин и потеря в этих участках ромбоэдрических форм. В контакте с трещинами третьей генерации анкерит в незначительной мере окислен и замещен кальцитом. Перераспределения анкерита в полости трещин не наблюдается.

В альбите разных генераций также наблюдается различие в типах возникших кристалликов. Если в микрокристаллической массе раскристаллизованных стекол трудно установить контуры кристалликов и характер их двойникования, то в раздувах трещин первой генерации оказалось возможным в некоторых участках наблюдать и замерить на федоровском столике наиболее крупные индивиду. Весьма показательное преимущественное развитие в этих участках резко уплощенных по грани (010) пластинчатых форм альбита, сдвойникованных исключительно по карлсбадскому закону. В жилах второй генерации возрастает разнообразие типов кристаллов, увеличивается степень изометричности их, более отчетливо развиваются грани (110) и (111). Наряду с карлсбадским типом появляются в соизмеримых количествах альбитовые двойники, в том числе полисинтетические. Отмечено также появление шахматных четверников, построенных по альбитовому закону (Шутов, Муравьев, 1964).

Таблица 3

Распределение типов двойников альбита в I и II туфовых пластах

Тип двойникования	Распределение типов двойников (%)		
	кристалло-обломки	альбит в жилах	альбит основной массы *
Альбитовый	35—45	45—55	—
Карлсбадский	30—35	45—55	100
Периклиновый	5—7	—	—
Манебахский	5—12	—	—
Альбит-карлсбадский	10—15	—	—

* Раздувы трещин первой генерации.

Наибольшим разнообразием двойников характеризуются кристаллообломки альбита (табл. 3).

Во всех случаях альбит имеет состав, близкий к теоретическому № 0—2. Показатели преломления его в пределах погрешности измерения соответствуют справочным стандартным значениям, угол $2V = -80-84^\circ$. Такие значения угла $2V$ отмечены как для кристаллообломков, так и для новообразований альбита и согласуются с данными Ф. Лавеса и У. Чейссона (1952) по высокотемпературным альбитам и результатам определений Фюхтбауэра (Füchtbauer, 1956), В. Д. Шутова, В. И. Муравьева (1964) для аутигенных альбитов осадочных пород.

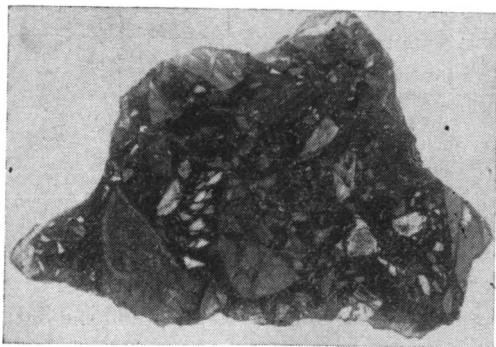
Плотности зерен альбитового туфа (обр. 3е), измеренные М. Я. Кац с помощью градиентной трубки, показали ничтожный разброс значений ($\pm 0,005$) и четкий максимум в интервале 2,628. Исходя из стандартного (справочного) значения плотности альбита = 2,61, кварц = 2,65 и мусковита = 2,84, получаем среднюю плотность минералогически неопределенной примеси (5%), включающей в свой состав 1,5% окислов железа, до 2% Al_2O_3 и около 0,5% TiO_2 и др. (см. табл. 2), равную примерно 2,9. Такое значение средней плотности примеси вполне правдоподобно, и у нас нет оснований предполагать заметные аномалии в плотности главного порообразующего компонента — альбита.

ВОЗМОЖНЫЕ ИСТОЧНИКИ ВУЛКАНОГЕННОГО МАТЕРИАЛА

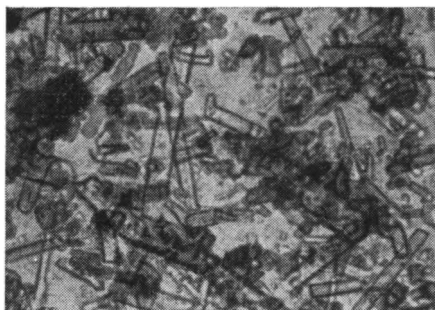
Анализируя распространение вулканогенных пород в пределах Каратау, П. В. Флоренский (1964) указывал на находки верхнетриасовых основных эффузивов в р-не г. Коныбай и высказал предположение о существовании вулканического аппарата в пределах Мангышлакской системы дислокаций. Такое предположение кажется нам отвечающим действительности, тем более что вдоль современной системы Каратау прослеживаются линии мощных разломов с амплитудами смещения в несколько километров.

Наши данные позволяют в значительной мере конкретизировать представление об этапах и типе вулканической деятельности в пределах Каратау и о возможном расположении вулканического очага.

При анализе источников вулканического материала в первую очередь обращает на себя внимание резкая нижняя граница слоев туфов с вмещающими породами, ничтожный процент терригенной примеси в туфах, остроугольный, совершенно неокатанный облик вулканогенных обломков при большом разнообразии их размеров. Все это свидетельствует о чрезвычайно большой скорости накопления вулканогенного материала при минимальной гидродинамической активности бассейна.



Фиг. 10. Туфобрекчия в турмалиновом цементе. Нат. величина



Фиг. 11. Кристаллики турмалина в цементе туфобрекчии
Без анализ., увел. 260

Вместе с этим выше было отмечено присутствие в подошве I туфа (обн. 19) вулканокластических обломков до 0,5 см в поперечнике (размерность лапилли). Примерно в 5 км к юго-западу от места этой находки, в зоне крупного Южно-каратауского разлома, зафиксированы выходы туфобрекчий (обн. 12), представленных остроугольными обломками альбит-кварцевого состава (фиг. 10). Туфобрекчии в значительной мере претерпели гидротермальные изменения, сопровождавшиеся интенсивной турмалинизацией пород (фиг. 11). Размеры обломков туфобрекчий меняются в широких пределах. Масса их рассечена позднейшими жилами кальцитового состава, интенсивно ветвящимися и пронизывающими всю зону развития туфобрекчий. Туфобрекчии окрашены гидроокислами железа в бурые тона. Прослеживание зоны разлома позволило установить четкую локализацию брекчий.

описанного состава. В общем случае в зоне разлома фиксируются тектонические брекчии (не туфобрекчии), представленные милонитизированными коренными породами каратауского комплекса, сильно ожелезненными, сцементированными жильным кальцитом (и анкеритом). Присутствие обломков палеотипных туфов альбит-кварцевого состава и турмалинизация отмечены лишь в одном участке (обн. 12).

Кажется вполне вероятным, что рассматриваемые туфобрекчии представляют собой зажатые в тектоническом блоке реликты жерловой фации древнего вулкана, служившего источником верхнетриасовых туфов.

Если связывать турмалинизацию туфобрекчий с фумарольной деятельностью вулканического очага, следует предположить, что продукты этой деятельности должны были последовательно обогащать выбрасываемый вулканом материал на более поздних этапах его деятельности. В этом случае относительное количество B_2O_3 должны быть выше в верхних пластах туфов. Определения количества B_2O_3 по нижнему и

верхнему пластам туфов приведены ниже.

I пласт туфа										
№ образца	119	123	199	247	248	249	250	324	360	461
B ₂ O ₃ (%)	0,0027	0,001	0,001	0,002	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001
II пласт туфа										
№ образца	95	96	99	100	103	104	252	253	401	474
B ₂ O ₃ (%)	0,0068	0,021	0,005	0,001	0,001	0,006	0,014	0,001	0,070	0,001

Среднее значение содержания B₂O₃ для I пласта туфа составляет 0,0013, для II — 0,0127, т. е. в десять раз больше. Такое увеличение содержания B₂O₃ в верхнем пласте туфа может свидетельствовать лишь о том, что процесс турмалинизации, зафиксированный в туфобрекчиях, начал развиваться еще в стадию активной жизни вулкана.

Последнее мощное извержение выбросило вместе с «обычными» вулканическими продуктами также продукты фумарольной деятельности, обогатившие бором верхний пласт туфа. Наряду с этим, обогащение бором верхнего туфового пласта может лишний раз служить подтверждением того, что туфобрекчии, встреченные в обн. 12, представляют собой реликты жерловой фации древнего вулкана.

Вулканический аппарат, рассматриваемый нами в качестве наиболее вероятного источника верхнетриасовых туфов, должен был возвышаться над водной поверхностью морского бассейна, во всяком случае в периоды шести зафиксированных извержений, давших пласты пепловых туфов. Следов подводных извержений нами не обнаружено.

Отмеченный выше рост конседиментационной структуры в пределах центральной части Западного Каратау может быть в какой-то мере связан с появлением на юго-восточном склоне ее вулканического очага, действовавшего в середине карнийского времени.

Складчатость, оборвавшая осадконакопление верхнего триаса, сопровождалась возникновением интенсивных разрывных нарушений, заложение которых пространственно приурочено к той же зоне, в пределах которой локализуется и жерло предполагаемого палеовулкана.

ЛИТЕРАТУРА

- Астахова Т. В. Новые данные о стратиграфии триаса Мангышлака. Тр. ВНИГНИ, вып. 29, т. I, 1960.
- Корженевский Б. А. Геологическое строение хребта Каратау на полуострове Мангышлак. Автореф. канд. диссерт., Л., 1957.
- Лавес Ф., Чейссон У. Рентгенографическое исследование соотношений между высоко- и низкотемпературным альбитом. Сб. «Полевые шпаты». Изд. иностр. лит., 1952.
- Мстиславский М. М. О расчленении верхнетриасовых отложений Мангышлака на свиты. Докл. АН СССР, т. 169, № 4, 1966.
- Флоренский П. В. О верхнетриасовых туфах Мангышлака. Докл. АН СССР, т. 154, № 1, 1964.
- Шлезингер А. Е. К вопросу о расчленении пермотриасового (каратауского) комплекса п-ова Мангышлак. Бюл. Мсск. об-ва испыт. природы, отд. геол., т. 34(6), 1959.
- Шутов В. Д., Муравьев В. И. О природе аутигенных альбитов карбонатных пород. Зап. ВМО, вып. 3, 1964.
- Füchtbauer Hans. Zur Entstehung und optik authigener Feldspate Neues Ib. Mineral., N 1, 1956.

Всесоюзный научно-исследовательский
ин-т минерального сырья,
Геологический институт АН СССР
Москва

Дата поступления
3.X.1965

УДК 551.73(541.35)

О НЕКОТОРЫХ КАРБОНАТНЫХ ПОРОДАХ НЕПАЛА

Д. Д. ТЕННЕР, В. С. ЯБЛОКОВ

Королевство Непал, расположенное в Гималаях, на горном рубеже Индии и Тибета, подобно ряду других стран Востока стало на путь реконструкции и развития своей национальной экономики.

По просьбе королевского правительства в начале марта 1964 г. в Непал была направлена группа советских экспертов, в состав которой входили авторы настоящей статьи. В задачу экспертной группы входило рассмотрение геологических материалов по цементному сырью Непала и разработка рекомендаций по дальнейшему его изучению. Кроме ознакомления с имеющимися материалами пришлось провести реконсцировочные работы, в ходе которых в течение 1,5 месяцев удалось познакомиться с некоторыми карбонатными толщами Непала.

Геологическое изучение Непала заметно оживилось в течение последних пятнадцати лет, после того как определилась тенденция к экономическому обновлению страны¹. Наиболее значительные и систематические геологические исследования были проведены с 1950 по 1958 гг. швейцарским геологом Тони Хагеном, который работал по поручению комиссии технической помощи Организации Объединенных Наций. К сожалению, материалы этих работ полностью не опубликованы. По этой причине до сих пор отсутствует общая геологическая карта территории Непала и опубликована лишь структурная схема, не отражающая ее стратиграфии.

По данным Т. Хагена (Hagen, 1958, 1960, 1961), непальские Гималаи характеризуются сложным покровным строением. Он выделяет около 20 покровов, объединяемых им в группы Кхумбу, Катманду, Навакот и Баджанг. Из них самыми молодыми являются покровы Кхумбу, которые перекрывают покровы Катманду.

Покровы и надвиги, участвующие в строении непальских Гималаев, объединяют образования очень различного возраста: от докембрийских до палеозойских, мезозойских и третичных. Наряду с кристаллическими сланцами, гнейсами и гранитами в их строении принимают участие слабометаморфизованные и нормальные отложения.

Карбонатные породы Непала еще мало изучены. Общее представление о их распространенности может быть составлено по данным Т. Хагена, но опубликованные им материалы недостаточно освещают геологическую принадлежность, возраст и состав карбонатных толщ.

Наиболее древние карбонатные породы приурочены к покровам Катманду, где они участвуют в строении древнепалеозойского метаморфического комплекса хр. Махабхарат и нижнепалеозойских отложений долины Катманду. Карбонатные породы здесь широко распространены и представлены известняками и доломитами. Пермо-карбоновые изве-

¹ Краткая характеристика геологического строения и полезных ископаемых Непала — см. статью В. С. Яблокова (1964).

стняки встречены в составе отложений, слагающих г. Сагарматха (г. Эверест), которые относятся к покровам Кхумбу.

Триасовые и юрские доломиты и известняки связаны с покровами Навакота, Баджанга и с надвигами зоны Хиунчули. В состав отложений зоны Пиутхан входят эоценовые известняки. Широкое развитие карбонатных пород отмечается в отложениях различного возраста — от силурийских до верхнемеловых и эоценовых в Тибетской осадочной зоне на крайнем северо-западе Непала.

Наряду с морскими карбонатными толщами геосинклинального типа в Непале известны также карбонатные породы, входящие в состав новейших континентальных образований. К числу их относятся плейстоценовые известковые конгломераты — брекчии, озерные мергели и известковые туфы.

В процессе рекогносцировочных работ нам удалось познакомиться с карбонатными породами некоторых районов Непала, выбор которых был обусловлен геолого-экономическими соображениями (фиг. 1). К этим районам относятся:

1. Окрестности г. Хитауды, в 60 км к северу от индийской границы.
2. Долина Катманду, находящаяся в центральной части Непала.
3. Ущелье одного из притоков р. Сисни, в западной части страны.

В состав группы, выполнявшей экспертные и рекогносцировочные работы, кроме авторов статьи входили эксперты-специалисты института Гипроцемент А. Ф. Горбунов и Ю. Е. Нежинцев, химик А. С. Емельянова и переводчица Г. П. Нуждина. Наряду со своей основной деятельностью они оказывали помощь в проведении полевых работ, за что авторы выражают им свою признательность.

Постоянное содействие в проведении экспертизы нам оказывали представители королевского правительства Непала К. Б. Верма, директор непальского горного бюро П. Б. Малла и персонал бюро. В некоторых рекогносцировочных маршрутах принимали участие П. Б. Малла и геолог горного бюро доктор Д. Н. Римал. Авторы благодарят их за участие и помощь в изучении карбонатных пород Непала.

Химико-аналитические работы в значительной части были проведены А. С. Емельяновой в лаборатории горного бюро Непала в г. Катманду. Полные химические анализы карбонатных пород выполнялись после возвращения из Непала в химической лаборатории Геологического управления центральных районов в Москве.

В камеральной обработке полевых материалов принял участие мл. научный сотрудник Геологического института АН СССР И. М. Симанович, которым было проведено дополнительное петрографическое изучение коллекций, привезенных нами из Непала.

КАРБОНАТНЫЕ ПОРОДЫ ХРЕБТА МАХАБХАРАТ В РАЙОНЕ ГОРОДА ХИТАУДЫ

Небольшой городок Хитауда расположен у южного подножия гор Махабхарата на берегу р. Рапти. Через Хитауду проходит автомобильная дорога, соединяющая г. Биргандж на индийско-непальской границе с г. Катманду. От нее в том же районе отходит трасса строящейся автомобильной дороги, которая пройдет по равнине тераев на восток и на запад страны. В Хитауде начинается также воздушно-канатная дорога, идущая через горы Махабхарата в долину р. Катманду.



Фиг. 1. Схематическая карта районов Катманду, Хитауды, Бутвала в Непале
1 — пешеходные тропы; 2 — автомобильные дороги

Карбонатные породы в этом районе распространяются в 10—13 км к северу от Хитауды в горах Махабхарата. Они входят в состав древнепалеозойских отложений, слагающих группу покровов Катманду.

Толща карбонатных пород сопровождается кварцитами и сланцами различной степени метаморфизма от мусковитовых и биотит-мусковитовых до гранатовых. Карбонатная толща участвует в строении крупной, опрокинутой на юго-восток синклинальной складки северо-западного простирания. Осевая часть синклинали прорезана речными долинами, а разобщенные эрозией карбонатные породы крыльев этой структуры образуют высокие параллельные хребты Чатра-Бханджанг и Хатхизунд.

Карбонатные породы в горах Махабхарата неоднократно привлекали к себе внимание в связи с планируемым строительством цементного завода в Непале.

В 1947 г. индийский геолог В. П. Сондхи (Sondhi, 1949) впервые изучал карбонатные породы этого района в качестве цементного сырья. Он выделил два типа пород: древнепалеозойские кристаллические известняки и плейстоценовые карбонатные туфоконгломераты, приуроченные к долинам рек, прорезающих известняковую толщу².

В 1955 г. индийские геологи М. Натх и Р. К. Согани (Nath and Soganu, 1955) изучали площади Окхара и Бхайнзе-Добхан в пределах южной полосы развития нижнепалеозойской карбонатной толщи, приуроченной к хр. Чатра Бханджанг и к г. Китни, и на северной полосе, протягивающейся по гряде Хатхизунда.

В 1961—1962 гг. Б. Б. Наджир и П. Н. Шарма (Nadgir, Sharma, 1962) составили геологическую карту района Хитауда — Бхайнзе-Добхан (фиг. 2—3).

С 1960 по 1963 гг. древнепалеозойские карбонатные породы изучали китайские геологи, выполнявшие эту работу в соответствии с программой технической помощи Непалу со стороны КНР. После трехлетнего изучения района китайские геологи пришли к его отрицательной оценке в связи с изменчивостью состава карбонатных пород и сложными условиями их разработки.

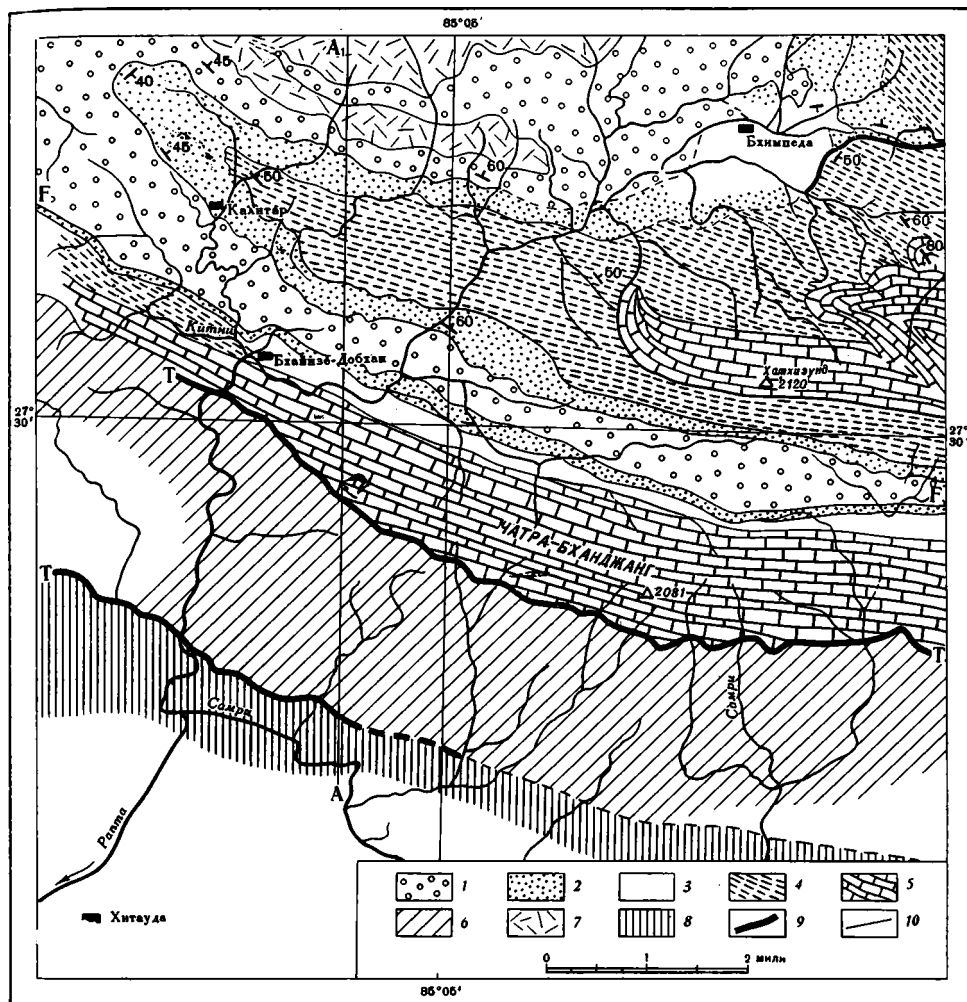
Во время наших маршрутов были осмотрены выходы нижнепалеозойских кристаллических известняков на г. Китни близ дер. Бхайнзе-Добхан и разведочные выработки китайских геологов на хребте Чатра-Бханджанг в той его части, которая называется урочищем Окхара, или Солитхум.

Участок Солитхум расположен к юго-востоку от дер. Бхайнзе-Добхан, в пределах южной полосы распространения карбонатной толщи, где ширина ее достигает 1430 м. Участок находится на водораздельном гребне хр. Чатра-Бханджанг высотой более 2200 м над уровнем моря. Разведочные канавы на Солитхуме вскрывают сравнительно небольшую часть карбонатной толщи, шириной 150—200 м, в пределах которой падение ее варьирует от СВ 20° до СЗ 340°, под углом 50—75°. В разрезах канав наблюдается чередование пластов серого крупнозернистого мрамора мощностью от 0,7 до 6,0 м с желтовато-серыми слюдистыми кварцитами, содержащими тонкие прослойки метаморфических сланцев. Кварциты составляют около 30% вскрытой мощности толщи.

В сером мраморе наряду с тонкой нормальной слоистостью отмечается также косая слоистость. Характерны частые прослойки черных метаморфических сланцев, толщиной от нескольких миллиметров до 5 см и более. Такие прослойки образованы отдельными включениями сланца. Природа этих разобщенных прослоек остается не вполне ясной. Здесь мы встречаемся или с проявлениями будинажа или с отложением сланцевых «галек» в процессе накопления карбонатного материала (фиг. 4).

² Эти своеобразные мощные толщи известняковых конгломератов описаны нами в отдельной статье.

Мрамор сложен крупными кристаллами кальцита (0,5—5 мм) с полисинтетическим двойниковым строением. Силикатные минералы представлены кварцем, калиевым полевым шпатом и плагиоклазом с размером зерен от 0,1 до 0,8 мм, а также мусковитом в виде удлинённых лис-



Фиг. 2. Геологическая карта района Хитауда — Бхайнзе-Добхан (Составили Б. Б. Наджир и П. Н. Шарма)

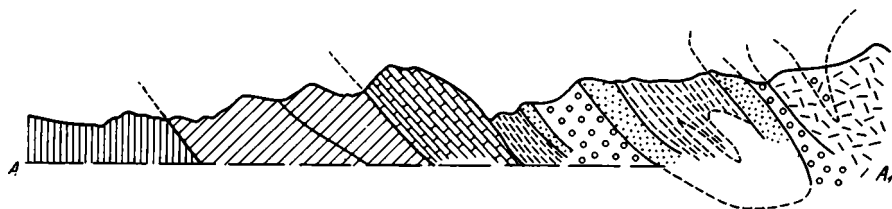
1 — слоистые песчаники и конгломераты (палеозойские тиллиты); 2 — белые кварциты; 3 — сланцы (плохо видимые); 4 — сланцы с гранатом; 5 — кристаллические известняки (мраморы); 6 — серия Супаритар; 7 — турмалиновый гранит; 8 — сиваликские отложения; 9 — линии надвигов; 10 — меридиональный профиль

точков длиной 0,2—0,8 мм. Все силикатные минералы обычно образуют агрегаты, приуроченные к промежуткам между кристаллами кальцита (фиг. 5).

В разновидностях мрамора, обогащенных терригенными силикатными минералами, кальцит корродирует и замещает зерна кварца. На контактах участков с преобладанием кальцита и преимущественно кварцевых возникают наиболее крупные и обильные выделения мусковита (фиг. 6).

Слюдистые кварциты состоят в основном из кварца (70—80%) и мусковита (20—30%). Размер зерен кварца 0,05—0,3 мм, мусковита 0,05—0,5 мм. В качестве аксессуаров присутствуют апатит и рутил.

Химический состав серых мраморов довольно изменчив в связи с неравномерным вкраплением зерен и силикатных минералов и с различной степенью обогащения прослойками метаморфического сланца. Содержание СаО колеблется обычно в пределах от 45,27 до 48,07%, но в некоторых пробах снижается до 22—27%. Содержание MgO относительно невелико и варьирует от 0,40 до 1,61%. По мере снижения карбонатности



Фиг. 3. Меридиональный геологический профиль по линии А—А₁
Условные обозначения те же, что на фиг. 2.

мрамора увеличивается относительное количество кварца среди силикатных минералов. Поэтому в мраморе отмечается повышенное содержание кремнезема — до 11%. Результаты полных химических анализов некоторых проб известняка из разных месторождений приведены в табл. 1.

Таблица 1

Полные химические анализы проб некоторых карбонатных пород

Места отбора проб, наименование породы	Содержание, %									
	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	Σ общ. в перес- чете на SO ₃	П. п. п.	Сумма
Солитхум. Серый мрамор (канавка 2, слой 1)	11,70	1,38	0,58	48,29	0,90	0,13	0,58	0,20	36,66	100,42
Река Китни. Белый мрамор (обн. 55)	11,84	2,20	1,04	44,70	2,22	0,32	0,68	0,55	36,88	100,43
Карьер у дер. Хал- чоки. Песчани- стый известняк (проба 17)	22,76	3,51	0,71	39,06	1,12	1,18	0,62	0,12	31,26	100,34
Карьер на г. Чан- драгири. Песча- нистый известняк (слой 3)	26,70	3,54	1,22	36,81	0,53	0,32	1,45	0,04	29,86	100,47
Ущелье р. Багмати. Известняк (обн. 77)	2,98	1,05	3,11	49,25	2,73	0,02	0,17	0,06	40,84	100,21
Ущелье р. Багмати. Доломит	0,88	0,86	7,42	30,61	16,09	0,40	0,06	—	44,08	100,44

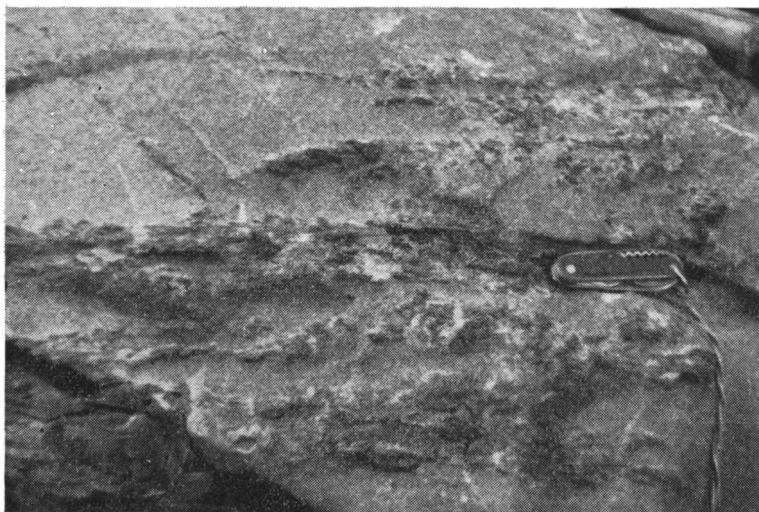
К западу от дер. Бхайнзе-Добхан нижнепалеозойская карбонатная толща слагает г. Китни, являющуюся продолжением хр. Чатра-Бханджанг. Карбонатные породы вскрываются по обоим берегам р. Рапти и в выемках автомобильной дороги по левому берегу реки. В 3 км к северо-западу от ущелья р. Рапти карбонатные породы пересекаются ущельем р. Китни.

Карбонатная толща, слагающая г. Китни, падает на СВ 20—40° / 70—80°, местами выполаживаясь в связи с тектоническими нарушениями второго порядка.

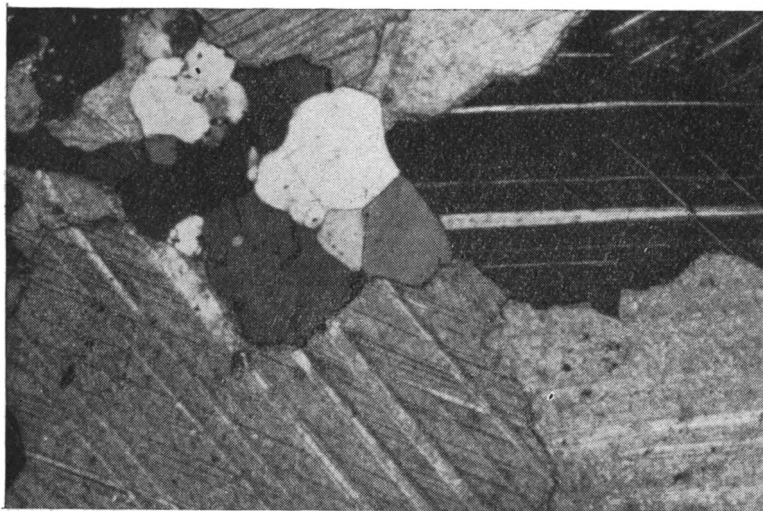
Общая мощность толщи карбонатных пород меньше, чем на Солитхуме. В разрезе р. Рапти она составляет 840 м, а в ущелье р. Китни сокращается до 400 м. Возможно, сокращение мощности связано с тектони-

ческими явлениями, так как в обнажениях можно видеть, что контакты карбонатной толщи с боковыми породами тектонически осложнены.

В строении карбонатной толщи принимают участие массивные белые крупно- и среднезернистые мраморы, слоистые серые и желтовато-серые мелкозернистые песчанистые мраморы и известковые песчаники. Пласты



Фиг. 4. Известняк с прослойками галек черного сланца. Участок Солитхум



Фиг. 5. Известняк крупнозернистый
Увел. около 65, николи+

массивного мрамора и слоистых карбонатно-песчаных пород, мощность которых колеблется от нескольких дециметров до нескольких метров, чередуются в разрезе толщи.

Микроскопическая характеристика карбонатных пород г. Китни очень сходна с рассмотренной нами для аналогичных пород Солитхума.

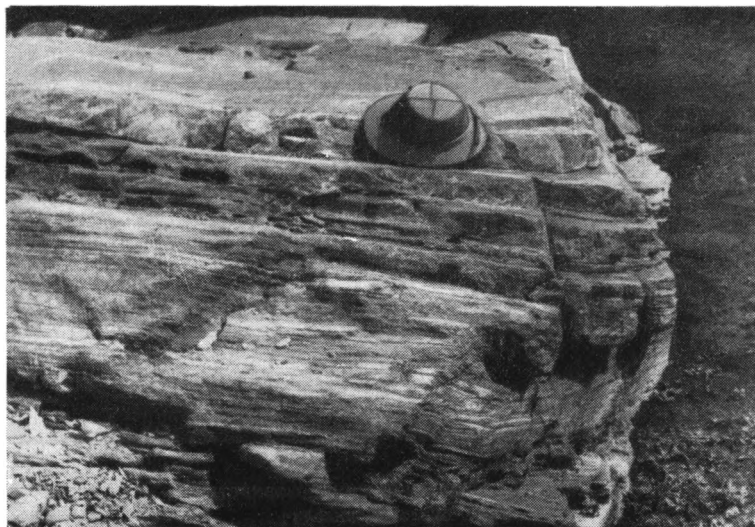
Химический состав белых мраморов при внешней их однородности характеризуется значительным непостоянством, свидетельствующим о не-

равномерности распределения в нем силикатных минералов. Анализы некоторых проб белого мрамора показывают, что содержание CaO в них меняется от 26,1 до 50,76%. По данным М. Натха и П. Согани, в некоторых пластах мрамора содержание CaO достигает 54,8%. Содержание



Фиг. 6. Известняк крупнозернистый с участком терригенного состава
Увел. около 65, николи +

MgO обычно не превышает 2—3%, но в отдельных частях карбонатной толщи повышается до 12—13% в связи с доломитизацией. Так же как и на Солитхуме, мраморы имеют высокое содержание кремнезема.



Фиг. 7. Известняк песчанистый, слоистый. Участок Китни

Слоистые карбонатно-песчаные породы (фиг. 7) по небольшому числу анализов характеризуются пониженным содержанием CaO — от 4,6 до 18,8%. По-видимому, максимальное содержание CaO в этих породах несколько выше и приближается к нижнему пределу содержания того же компонента в массивных мраморах.

По данным М. Натха и П. Согани, в обнажениях карбонатной толщи по рекам Рапти и Китни выделяются небольшие зоны с повышенной карбонатностью. Мощность последних обычно невелика, а корреляция их в разрезах толщи затруднена плохой обнаженностью района. Возможно, что у всякого бока толщи удастся проследить пачку относительно высококарбонатных мраморов мощностью около 100 м. Опробование в этой части толщи, проведенное нами в ущелье р. Китни, показало значительную изменчивость состава белого мрамора при его внешней однородности. Средний состав пачки белого мрамора мощностью 80 м при исключении из нее самых низкокарбонатных пластов, характеризуется содержанием CaO 44, 04%, MgO 2,74%.

Нижнепалеозойская карбонатная толща хр. Махабхарат в районе Хитауды, кратко описанная выше, характеризуется неустойчивыми условиями осадконакопления. Нередко отмечаемая косая слоистость карбонатных пород, а также существенное и очень изменчивое участие в их составе песчаных и алевроитовых частиц свидетельствует о формировании толщи в прибрежной зоне со значительным привносом терригенного материала.

Метаморфизм карбонатных пород выразился не только в их перекристаллизации и в полисинтетическом двойниковании кальцита. Одновременно происходили также частичное растворение, перенос и перекристаллизация терригенного материала. На это указывают явления коррозии терригенных зерен и замещения их кальцитом, а также агрегаты новообразованных зерен силикатных минералов между кристаллами кальцита.

Метаморфизм карбонатной толщи происходил в условиях повышенных давлений, препятствовавших взаимодействию карбонатов с кварцем и силикатными минералами. Судя по составу сланцевого комплекса, вмещающего карбонатную толщу, интересующая нас серия пород относится к самым высоким ступеням метаморфической фации зеленых сланцев. Свидетельством является ассоциация граната с биотитом и мусковитом, найденная в сланцах.

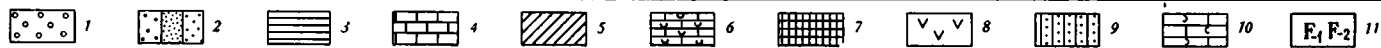
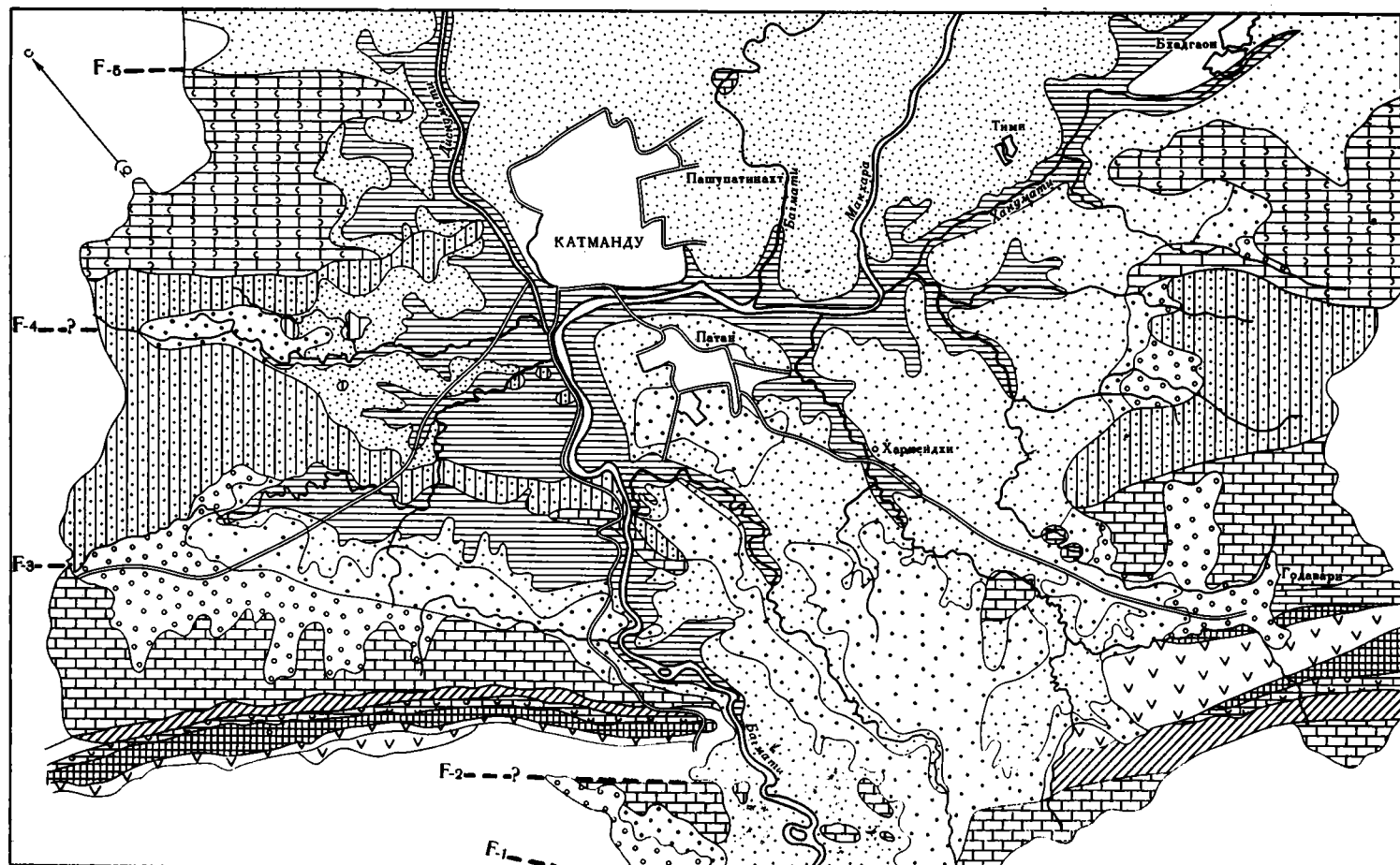
КАРБОНАТНЫЕ ПОРОДЫ ДОЛИНЫ КАТМАНДУ

Долина Катманду, расположенная на высоте 1350 м над уровнем моря, с юго-запада отделяется от тераев горами Махабхарата. Она окружена со всех сторон высокими горными хребтами, простирающимися с северо-запада на юго-восток. Высота гор, окаймляющих долину, достигает 3000 м над уровнем моря. Наиболее значительными из них являются г. Чандрагири на юго-западе, г. Пхалчоки на юго-востоке, г. Нагарджонг на северо-западе и г. Шеопури на северной окраине долины.

По мнению ряда исследователей, в плейстоцене долина Катманду представляла собой большую озерную впадину, которая в настоящее время выполнена мощными озерными отложениями и дренируется рекой Багмати, прорезавшей глубокое ущелье в горах Махабхарата.

К. Н. Пестовский (1962) считает, что долина Катманду, как и смежные с ней части бассейнов рек Роси и Трисули, является отрезком хорошо разработанной широкой древней речной долины, располагавшейся к северу от хребта Махабхарата.

В строении горных хребтов, ограничивающих долину, принимают участие отложения, входящие в состав группы покровов Катманду. В ее северной части распространены слюдястые сланцы, филлиты и кварциты докембрийской метаморфической серии Бхимпеди, содержащие тонкие слои белых кристаллических известняков. Южнее прослеживаются отложения серии Читланг, относящиеся к верхам докембрия и сложенные кварцитами, сланцами и известняками.



В юго-западной части долины краевые горные хребты сложены песчаниками, сланцами и известняками серии Годавари. Фауна трилобитов, криноидей и брахиопод, обнаруженная среди этих отложений, позволяет отнести их к кембро-силуру.

Наибольшее распространение карбонатных пород отмечается в серии Годавари, слагающей горные массивы Пхалчоки и Чандрагири. Значительное развитие карбонатных пород констатируется также севернее указанных массивов, среди отложений, слагающих г. Нагарджонг, которые прослеживаются также на противоположном склоне долины Катманду, вблизи города Бадхаона.

К югу от полосы карбонатных пород, слагающих массив Пхалчоки и северный склон Чандрагири, прослеживается еще одна полоса карбонатных пород, пересекаемая долиной р. Багмати в окрестностях селения Пхарпинг.

Изучение карбонатных пород долины Катманду началось сравнительно недавно. Внимание геологов привлекало в основном месторождение мраморов на возвышенности Годавари, расположенной у подножия г. Пхалчоки. Первые геологические работы на этом месторождении были проведены Мухти Натхом (Nath) в 1953—1954 гг. В 1957 г. П. Б. Малла и К. Л. Шреста (Malla, Shrestha, 1957) изучали месторождение гематита на г. Пхалчоки в строении которой также принимают участие карбонатные породы серии Годавари. В 1961 г. Д. П. Доундиал (Dhondial) продолжил изучение палеозойских отложений, слагающих горный массив Пхалчоки и месторождение мраморов Годавари. С. П. Наутал и П. Н. Шарма (Nautiyal and Sharma, 1961) составили геологическую карту долины Катманду (фиг. 8).

В северо-западной части долины Катманду выходы карбонатных пород прослеживаются на значительном протяжении вдоль дороги, идущей у основания восточного склона г. Нагарджонг. Обнажающиеся здесь серые мелкозернистые песчанистые известняки и известковистые песчаники падают на СВ $30-40^\circ$ $\angle$ $40-45^\circ$. Содержание СаО в этих породах колеблется от 23,48 до 34,29%, а MgO от 0,40 до 1,78%.

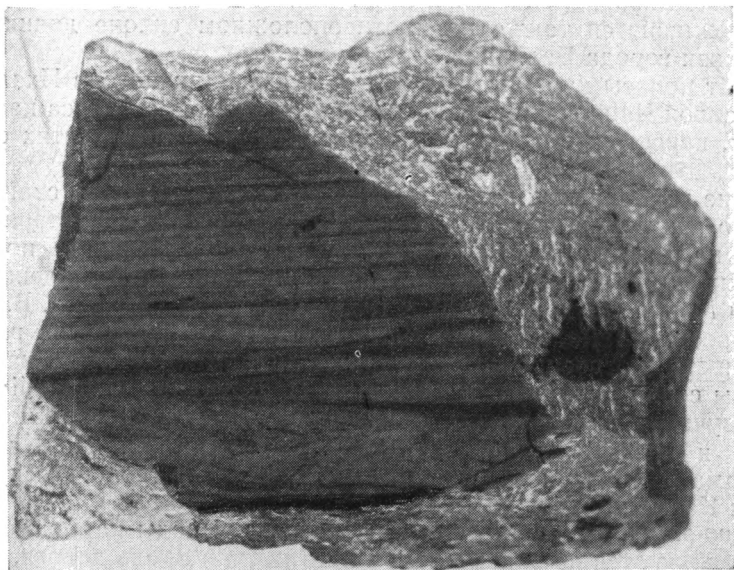
От г. Нагарджонг отходит невысокая гряда, вытянутая в юго-восточном направлении и далеко вдающаяся в долину Катманду. На ее северо-восточном склоне у дер. Холчок находится карьер с расположенными вблизи него напольными печами для обжига извести. В карьере вскрывается толща переслаивающихся серых мелкозернистых песчаников и известковых алевролитов, падающая на СВ 20° $\angle$ $55-60^\circ$. Нормальная мощность вскрытых карьером пород составляет всего лишь 17 м.

Они обладают тонкой горизонтальной слоистостью, но местами в них заметна косая слоистость. В строении более высококарбонатных разновидностей, представленных песчанистыми известняками (фиг. 9) преобладает кальцит, размеры зерен которого колеблются обычно в пределах 0,05—0,15 мм. В наиболее крупных зернах иногда отмечаются полисинтетические двойники. Терригенные зерна представлены кварцем и плагиоклазом. В известковистых песчаниках и известковистых алевролитах, где силикатные минералы преобладают, к кварцу и плагиоклазу добавляется микроклин. Размер зерен этих минералов варьирует от 0,05 до 0,3 мм. Форма зерен полуокатанная и угловато-окатанная. Тонкозернис-

Фиг. 8. Геологическая карта долины Катманду. Составили С. П. Наутал и П. Н. Шарма
1 — отложения склонов гор; 2 — галечники, пески и песчаные глины; 3 — известковистые глины — «кадимати»; 4 — известняки, кварциты и сланцы со знаками ряби мелководья; 5 — слюдистые гематиты, кварциты, сланцы и песчаники; 6 — известняки темно-серые (с ископаемыми организмами?); 7 — мраморы, розоватые и зеленоватые сланцы с ископаемыми остатками; 8 — известняки кристаллические зеленоватые и розоватые с прослойками сланцев и кварцитов; 9 — кварциты и сланцы, местами известковистые; 10 — кварциты сланцеватые, известняки белые кристаллические, кварциты известковистые с пиритом; 11 — линии сбросов — сдвигов

тый кальцит цементирует силикатные минералы и местами корродирует их.

Песчанистые известняки содержат CaO от 31,27 до 42,91% при содержании MgO обычно менее 1%. В наиболее чистых известняках содержание CaO повышается до 49,86—52,86%. Средний состав вскрытой карьером части карбонатной толщи характеризуется содержанием CaO 39,6%



Фиг. 9. Известняк тонкослоистый из карьера Халчок

и MgO 1,23%. Результаты полных химических анализов показывают высокое содержание кремнезема — до 22,0%, связанное с преобладающим значением кварца среди терригенного материала (см. табл. 1).

В 2 км к югу от Катманду у впадения р. Бхалку в р. Багмати нами были встречены небольшие выходы известняка, анализ которого показал содержание CaO 45,61% и MgO 2,02%.

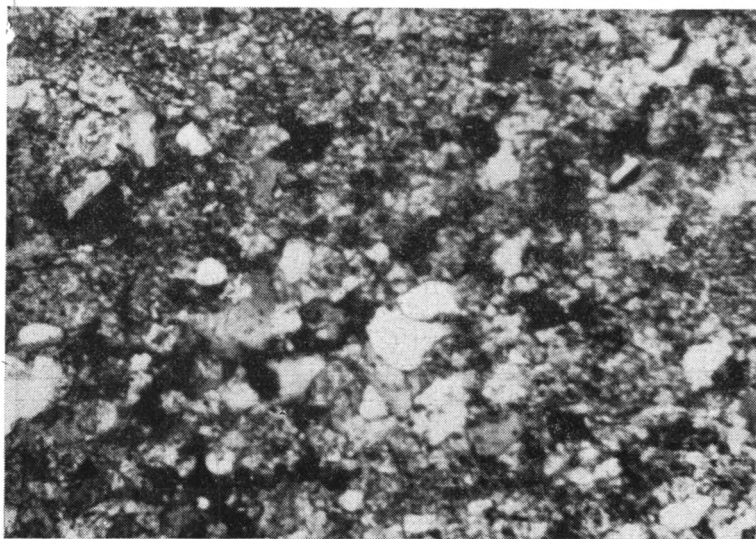
Карбонатная толща, входящая в состав отложений серии Годавари, наблюдалась нами в различных пунктах долины Катманду. В одной из боковых долин, прорезающих склон г. Чандрагири, к западу от Танкхота в небольшом карьере видны мелкозернистые серые и темно-серые песчанистые известняки и известковые алевролиты с прослойками зеленоватого сланца. Вскрытая в карьере толща, горизонтальная мощность которой около 40 м, падает на Ю $180-190^\circ \angle 35-45^\circ$.

Песчанистые известняки (фиг. 10) сложены зернами кальцита размером 0,02—0,1 мм. Терригенные частицы представлены кварцем, микроклином и единичными зернами плагиоклаза и турмалина. Преобладающим среди этих минералов является кварц, который составляет около 80% обломочной части породы. Форма обломочных зерен угловатокатанная, размер их 0,05—0,3 мм. Кальцит корродирует обломочные зерна.

В составе известковистых алевролитов преобладают мелкие (0,05—0,15 мм) полуокатанные зерна кварца, микроклина, плагиоклаза. Наряду с ними присутствуют листочки мусковита и единичные зерна рутила, турмалина и циркона.

Рассматриваемые породы характеризуются содержанием CaO 28,78—43,14% и MgO 0,73—1,53%. Полные химические анализы показывают высокое содержание кремнезема — до 26,0% (см. табл. 1).

В северо-западной части равнины, примыкающей к г. Чандрагири, под покровными суглинками местами наблюдаются элювиальные глыбы известняка. Такие глыбы, представленные черным мелкозернистым известняком, добываются около селения Танкхот. Глыбы мелкозернистого серого известняка мы встретили также несколько западнее Танкхота по той же дороге, где они были вскрыты в неглубокой траншее.



Фиг. 10. Известняк песчанистый, хр. Чандрагири
Увел. 130, николи+

Известняк из с. Танкхот сложен неравномернозернистым кальцитом с размером зерен от 0,02 до 0,2 мм. В этой основной массе разбросаны крупные выделения кальцита, монокристаллические или состоящие из нескольких кристаллов. Эти выделения достигают 1—1,5 мм и представляют собой остатки мшанок и членики криноидей. В известняке имеются мелкие зерна кварца размером 0,05—0,1 мм и мелкие неправильные выделения пирита.

Черный известняк из дер. Танкхот содержит CaO 48,07% и MgO 0,96%.

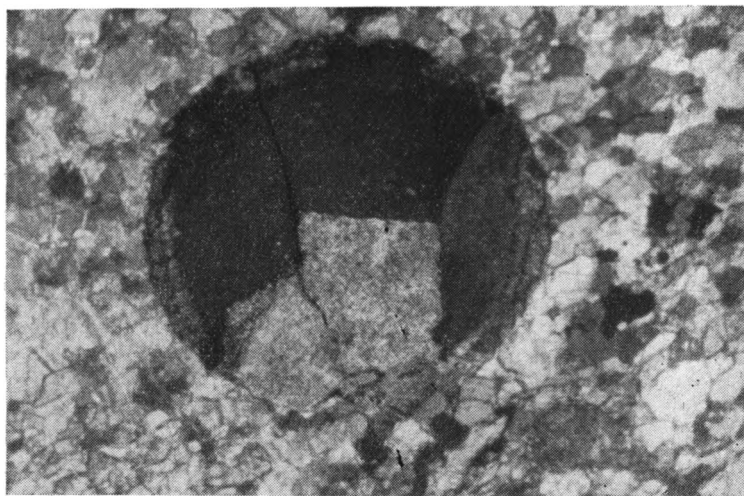
Серый известняк, встреченный в глыбах к западу от дер. Танкхот, также содержит остатки мшанок.

К северо-востоку от г. Чандрагири долина Катманду перегораживается невысокой возвышенностью, на которой расположено селение Кинтипур. В строении этой гряды принимают участие палеозойские отложения и в том числе карбонатные породы, входящие в состав серии Годавари. Река Багмати на протяжении около 300 м прорезает узкое ущелье в толще карбонатных пород, которая падает от ЮЗ $210\text{--}220^\circ \angle 70^\circ$. В южной части ущелья падение пород уменьшается до 30° . Над ущельем карбонатная толща вскрывается в выемке автомобильной дороги, идущей по правому берегу р. Багмати из Катманду в Пхарпинг.

Более детально нами была просмотрена и опробована часть карбонатной толщи у лежащего бока, где выходы ее с некоторыми перерывами прослеживаются на протяжении около 80 м. Здесь вскрываются тонкозернистые серые известняки, в изломе которых видны мелкие обломки криноидей. У поверхности выветривания отмечается вторичная желтая окраска известняков, проникающая в породу по сети тонких трещин.

Изучение карбонатной толщи в самом ущелье р. Багмати нам не удалось осуществить из-за отсутствия времени. Осмотрена была лишь юж-

ная часть ущелья, где обнажена карбонатная толща со стороны ее висячего бока. Здесь видно, как пласты тонкозернистого серого известняка мощностью 1,5—5,0 м чередуются с пластами тонкослоистых желтовато-серых глинистых и известково-глинистых сланцев мощностью 0,5—1,0 м.



Фиг. 11. Известняк с органическими остатками, ущелье р. Багмати
Увел. 90, николи+

В известняках южной части ущелья можно наблюдать отчетливо выраженную пятнистую доломитизацию. Пятна доломитов, достигающие в поперечнике 1,0—2,0 м, хорошо заметны благодаря неровной поверхности выветривания, окрашенной окислами железа в бурый цвет.

Микроскопическое изучение известняков показывает, что они в основном сложены зернами кальцита размером 0,01—0,15 мм. В массе тонкозернистого кальцита наблюдаются членики криноидей размерами 0,1—1 мм и отдельные участки до 3—4 мм в поперечнике, сложенные крупнозернистым кальцитом, также представляющие собой органогенные остатки (фиг. 11). Крупные зерна полисинтетически sdвойникованы.

Содержание терригенного материала невелико и он представлен зернами кварца и полевого шпата размером 0,05—0,15 мм. Порода импрегнирована мелкими неправильными выделениями пирита, выветривание которого обуславливает вторичную окраску ее окислами железа.

Известняки характеризуются повышенным содержанием CaO (от 48,3 до 52,8%) при колебаниях в содержании MgO (от 0,71 до 4,35%). Анализ средней пробы известняков из выемки дороги показал содержание CaO 49,33 и MgO 1,33%.

Полные химические анализы известняков и доломита свидетельствуют об относительно высоком содержании в них железа, обусловленном большим количеством железистых соединений, возникших, по-видимому, в результате разложения пирита (см. табл. 1).

Карбонатная толща месторождения Годавари (около 15 км к ю.-в. от от г. Катманду) сложена доломитами и известняками. Месторождение давно известно своими разработками мрамора, который применялся при постройке дворцов и храмов в долине Катманду.

Раньше на месторождении работала распиловочная установка и приготавливалось до 25 различных сортов мраморных плит.

По данным Д. П. Доундиала, в осевой части синклинали находится толща (около 150 м) бело-розовых доломитов. Ниже лежат белые и ко-

ричнево-красные известняки, представляющие собой наиболее ценные в декоративном отношении разновидности мрамора. Мощность их не превышает 30—35 м. Под ними залегает толща (40—45 м) зеленоватых слоистых известняков, которые подстилаются сланцеватыми известняками мощностью 30—35 м.

Некоторые слои известняков содержат обломки криноидей и другие плохо сохранившиеся остатки.

Д. П. Доундиал отмечает, что в красных известняках находили остатки кораллов, криноидей и трилобитов и датирует их как кембрийско-ордовичские отложения. Серо-зеленые известняки и сланцы содержат остатки брахиопод ордовичско-силурийского возраста.

По данным М. Натха, в доломитах содержание СаО колеблется от 28,7 до 30,3%, MgO — от 18,6 до 20,0%. В белых, красных и зеленоватых известняках СаО находится в пределах 48—51%, MgO — 0,6—1,9% и иногда до 3,5—5,9%. Серые известняки, залегающие в основании карбонатной толщи, содержат СаО около 47,0% и MgO — 0,5%.

Из приведенного обзора можно видеть, что среди нижнепалеозойских отложений долины Катманду карбонатные породы имеют довольно значительное распространение. В отличие от нижнепалеозойских они характеризуются слабыми проявлениями метаморфизма (но их метаморфизм, по-видимому, больше метаморфизма древних карбонатных пород района Хитауды).

Карбонатные породы долины Катманду, подобно рассмотренным нами нижнепалеозойским карбонатным породам Махабхарата, формировались в малоустойчивых мелководных условиях со значительным привносом терригенного материала. По-видимому, можно говорить о двух типах карбонатных отложений в этих условиях. Первый характеризуется выпадением хемогенных кальцитовых частиц совместно с песчаными и алевролитовыми, приведшим к образованию песчаных известняков и известковых песчаников и алевритов, наиболее распространенных в долине Катманду. Второй тип характеризуется сокращением привноса терригенного материала, развитием криноидей, мшанок и другой фауны и накоплением органогенного кальцитового детритуса наряду с хемогенным кальцитом. Ко второму типу относятся более чистые известняки, встреченные в составе отложений серии Годавари.

Предварительное знакомство с долиной Катманду свидетельствует о благоприятных предпосылках к поискам в этом районе карбонатных пород для различных отраслей промышленности.

КАРБОНАТНЫЕ ПОРОДЫ В РАЙОНЕ Р. СИСНИ

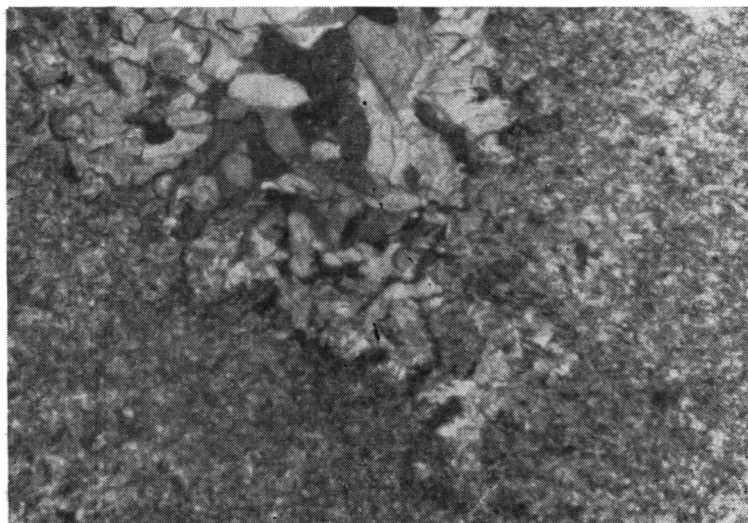
Район распространения карбонатных пород по одному из притоков р. Сисни мы посетили в связи с его благоприятными экономическими перспективами, обусловленными планируемым строительством автомобильной дороги, которая соединит г. Бхайрава на индийской границе с долиной Покхары. В настоящее время от г. Бхайрава по равнине тераев проходит грунтовая дорога до г. Бутвала. К северу от Бутвала начинается горная область, через которую идет пешеходная тропа на Тансинг и далее на Покхару.

Тропа пересекает краевую зону Махабхарата, вдоль которой мезозойские карбонатные породы, входящие в состав покровов Навакота, надвинуты на конгломераты и песчаники сиваликской формации. В 10 км севернее Бутвала у дер. Есисни река образует глубокое ущелье в очень мощной мезозойской карбонатной толще, сложенной доломитами и доломитизированными известняками. Карбонатная толща простирается здесь в широтном направлении и падает на Ю $180-200^\circ \angle 65-85^\circ$. Местами наблюдаются обратные крутые падения. Общая ширина поло-

сы карбонатных пород от сланцев лежачего бока на севере до сиваликских конгломератов на юге составляет около 2500 м.

Большая часть толщи сложена доломитами, которые вскрываются рекой от контакта их со сланцами лежачего бока, на отрезке 2000 м вкрест простираения. Далее вниз по течению реки доломиты сменяются доломитизированными известняками, обнажающимися на протяжении 500 м.

Доломитовая толща — это монотонная толща переслаивающихся серых скрытокристаллических массивных доломитов с такими же, но слоистыми доломитами. Мощность чередующихся пачек обычно состав-



Фиг. 12. Известняк доломитизированный, р. Сисни
Увел. 375, николи +

ляет 1,5—3,0 м. В толще доломитизированных известняков сохраняется сходный характер переслаивания массивных и тонкослоистых разностей.

Доломитовые породы сложены мельчайшими (0,01—0,05 мм), обычно несовершенными по форме ромбоэдрическими кристалликами доломита. Наблюдается частичная перекристаллизация, которая проявляется в виде прожилков, линз и гнезд доломита с размером кристаллов 0,05—1,0 мм. Крупные кристаллы характеризуются высокой степенью идиоморфизма, лишены примесей и часто полисинтетически sdвойникованы. Терригенный материал в доломитах представлен пелитовыми частицами, а также зернами кварца и полевого шпата размером 0,05—0,15 мм (фиг. 12).

Доломитизированные известняки имеют очень тонкозернистое строение основной кальцитовой массы породы. На фоне этой массы видны более светлые выделения доломита размером от 0,01 до 0,05 мм. Наблюдаются также тончайшие доломитовые прожилки. В некоторых разовидностях известняка, содержащих органическое вещество, последнее импрегнирует пелитоморфный кальцит в промежутках между доломитовыми участками. В строении породы подчиненное участие принимают обломочные зерна кварца и полевых шпатов размером 0,05—0,15 мм.

Химический состав карбонатных пород характеризуется только краткими анализами. Массивные доломиты отличаются большей чистотой и содержат CaO 27,3—29,4%, MgO 19,9—20,5%, нерастворимого остатка

2,85—6,75%. В слоистых доломитах содержание CaO 18,92—21,66%, MgO 15,16—16,29% и нерастворимого остатка 24,64—31,31%. В составе доломитизированных известняков видны те же закономерности. Более чистыми являются массивные разности известняка, содержащие CaO 44,7—46,6, MgO 3,6—5,24, нерастворимого остатка 5,42—6,95%. Слоистые доломитизированные известняки содержат больше терригенного материала и в большей степени доломитизированы. Они имеют пониженное содержание CaO — 28,35—40,76% при содержании MgO 5,73—9,03% и нерастворимого остатка 13,84—33,75%.

Карбонатная толща на р. Сисни характеризуется слабыми проявлениями метаморфизма, выразившимися в незначительной локальной перекристаллизации доломитов. Доломиты, слагающие наибольшую часть рассматриваемых отложений, по-видимому, являются первичными седиментационными образованиями. Характер структур доломитизированных известняков свидетельствует скорее о диагенетической или эпигенетической доломитизации этих карбонатных пород.

НЕКОТОРЫЕ ВЫВОДЫ

Знакомство с отдельными карбонатными комплексами центрального Непала показывает, что за исключением четвертичных карбонатных образований они представляют собой отложения геосинклинального типа, отвечающие различным этапам развития Гималайской геосинклинали. Несмотря на известное своеобразие литолого-генетических особенностей некоторых карбонатных толщ, все они характеризуются существенным участием терригенного материала в их составе.

Карбонатные толщи долины Катманду и хребта Махабхарат являются мелководными отложениями, в составе которых карбонат представлен в основном кальцитом, а терригенный материал — песчано-алевритовый. По-видимому, эти отложения накапливались преимущественно в водоемах гумидной зоны.

Нижнепалеозойские карбонатные породы долины Катманду характеризуются слабыми проявлениями метаморфизма и наиболее чистые их разновидности содержат органогенные остатки. Более высокая степень метаморфизма древнепалеозойской карбонатной толщи Махабхарата, очевидно, объясняется не только ее возрастом, но и более глубоким воздействием стресса в условиях передовой части покровов, испытавшей очень сильные тектонические напряжения.

Мезозойская карбонатная толща района р. Сисни с севера от г. Бутвала сложена преимущественно доломитами. Известняки в составе этой толщи занимают подчиненное положение и являются в значительной мере доломитизированными. Отличительная черта этих карбонатных пород — содержание очень тонких карбонатных и терригенных частиц. Рассматриваемая доломитовая толща образовалась, вероятно, в результате хемогенного накопления карбонатов в условиях аридной зоны.

Среди четвертичных карбонатных образований наиболее значительными являются известняковые конгломераты, сопровождающие нижнепалеозойскую карбонатную толщу в горах Махабхарата. Небольшие отложения известкового туфа встречаются в области распространения известковистых песчаников сиваликской формации, среди четвертичных отложений долины Покхары известны озерные мергели. Образование известковых туфов и озерных мергелей свидетельствует о проявлениях новейших процессов миграции и переотложении карбонатного вещества, которые связаны с какой-то значительной фазой развития гипергенных процессов в недавнем геологическом прошлом Гималаев.

ЛИТЕРАТУРА

- Пестовский К. Н. О происхождении долины Катманду и о древних речных долинах в Непале. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы, отд. геол., № 5, 1962.
- Яблоков В. С. Непал и его полезные ископаемые. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 1, 1964.
- Dhondial D. P. Report on the geology of Paleozoic fossiliferous rock of Phulchok Range and detailed investigation of the Godavari Marble, Kathmandu Valley, 1961.
- Hagen T. Draft report Geology of Nepal, 1958.
- Hagen T. Reports on the Geological Survey of Nepal, v. 1, 1960.
- Hagen T. Nepal, Bern, 1961.
- Malla P. B., Shrestha K. L. Geological note on Phulchok Danda, Godavari, 1957.
- Nadgir B. B., Sharma P. N. and Gandotra V. M. Progress report on geological mapping in Kulikhani — Arkhaule area, 1962.
- Nath M. Progress report for the field season 1953—1954.
- Nath M. and Sogany P. A report on the Bhainse — Dobhan, Okhare and Hathisund limestone deposits, 1955.
- Noutiyal S. P. and Sharma P. N. A geological report on the groundwater investigation of Kottmandu Valley, 1961.
- Sondhi V. P. Note on limestone at Bhainse — Dobhan, 1949.

Геологический институт
Кольского филиала АН СССР,
Геологический институт
АН СССР
Апатиты,
Москва

Дата поступления
26.X.1965

УДК 552.578(210)

**РОЛЬ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ
И ГЕОХИМИЧЕСКИХ ФАКТОРОВ
В НАКОПЛЕНИИ РАССЕЯННОГО ОРГАНИЧЕСКОГО
ВЕЩЕСТВА В МЕЗО-КАЙНОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ
ЗАПАДНОГО ПРЕДКАВКАЗЬЯ**

Е. С. ЛАРСКАЯ

Органическое вещество является непременным компонентом подавляющего большинства осадочных пород. Количество его колеблется от сотых долей процента до 10% веса вмещающих пород и даже почти до 100% (глинисто-углистые и углистые сланцы, нефти, газы и угли). Во всех случаях органическое вещество играет большую геохимическую роль. Его количество и состав зависят от условий седиментогенеза и последующих стадий формирования и преобразования пород. Всестороннее изучение органического вещества и его связи с вмещающими породами не только имеет важное литолого-геохимическое значение, но и играет ведущую роль в познании генезиса горючих ископаемых, — в частности, происхождения нефти и газа. Исследование этих вопросов ведется как бы с двух концов единой цепи превращений органического вещества: с момента поступления живого или отмершего органического вещества в седиментационный бассейн, через седиментацию, диагенез (Вебер, Бородовский, Вихренко, Гуляева, Лисицын, Страхов, Смит, Мейнчейн и др.) и катагенез (Вассоевич, Жабрев, Неручев, Родионова, Успенский и др.) — к нефтям, и, наоборот, от нефтей, их состава, модификаций условий залегания — к рассеянному органическому веществу (Вассоевич, Добрянский, Жабрев, Успенский, Радченко и др.).

Одним из важных звеньев цепи рассеянное органическое вещество — нефть и газ является изучение рассеянного органического вещества (РОВ) горных пород в конкретных нефтегазоносных регионах, которое дает возможность подойти к вопросу о влиянии геологических и геохимических факторов на темп и характер накопления и преобразования органического вещества. Эта задача была поставлена перед литолого-геохимическими исследованиями мезо-кайнозойской толщи Западного Предкавказья, проведенных автором во ВНИГНИ в 1960—1965 гг.

В комплекс исследований было включено изучение РОВ и аутигенных минералов в шлифах под микроскопом, аналитическое определение $S_{орг}$, битумоидов, форм серы и железа, воднорастворимых компонентов и интерпретация полученных результатов с геологических позиций.

Органическое вещество, обнаруженное в породах рассматриваемого стратиграфического интервала, находится либо в дисперсно-рассеянном состоянии, либо в виде прожилок аморфного вещества; иногда оно представлено крупными (песчано-алевритовой размерности) углистыми частицами, окруженными ореолом дисперсного вещества или мелкими (пелитовой размерности), четко ограниченными частицами (Ларская, 1965).

Морфологические различия РОВ теснейшим образом связаны с особенностями его состава. Например, породы с дисперсным РОВ обладают высоким содержанием $C_{орг}$ (от 0,8 до 7%), значительной битуминозностью (0,03—0,45% хлороформенного экстракта от веса породы) и большим битумоидным коэффициентом (2—10%) и отличаются явным преобладанием восстановленных компонентов битумоида над окисленным (соотношение хлороформенного и спирто-бензольного битумоидов (2—4) также высокой ролью углеводов в составе хлороформенного экстракта (50—75%). В среднем в 1 км^3 породы ($2 \cdot 10^9 \text{ т}$) содержится около $5 \cdot 10^5 \text{ т}$ рассеянных углеводов. Напротив, породы с преобладанием углистых частиц пелитовой размерности характеризуются незначительным содержанием $C_{орг}$ ($< 0,5\%$), низкой битуминозностью (от следов до сотых долей процента хлороформенного экстракта), незначительным битумоидным коэффициентом, кислым составом битумоидов и небольшим содержанием углеводов: в 1 км^3 породы количество последних не превышает $0,4 \cdot 10^5 \text{ т}$. Породы, содержащие гумусоподобное органическое вещество (ОВ) и крупные углистые частицы, обладают промежуточными свойствами.

В изученном комплексе отложений наблюдается тесная связь между морфологическими особенностями РОВ, а следовательно, и его составом, гранулометрией пород, комплексом аутигенных минералов и воднорастворимыми компонентами. Обычно дисперсная форма РОВ чаще всего встречается в глинистых и карбонатно-глинистых породах, песчано-алевритовая примесь в которых составляет не более 10%; прожилки аморфного вещества широко распространены в алевритовых глинах и глинистых алевролитах. Крупные (0,01—0,1 мм) углистые частички обычно встречаются в тех разностях терригенных пород, где существенную роль играет песчано-алевритовый материал.

Углистые частички пелитовой размерности особенно характерны для известняков, песчаников и алевролитов, лишенных глинистой примеси, однако встречаются также и в глинах. Обычно в породах присутствуют одновременно несколько видов РОВ, при доминирующей роли одной из форм: чем большую роль в составе породы играет глинистая составляющая, тем более тонкий и богатый битумоидами органический материал содержит порода и тем его больше. Это свидетельствует в пользу того, что при прочих равных условиях в глинистых и глинисто-карбонатных илах существовали наилучшие условия для сохранения битуминозных компонентов и, по-видимому, новообразования углеводов в процессе диагенетических изменений пород и заключенного в них органического вещества (Страхов, Родионова, 1954).

Сопоставление качественных и количественных характеристик РОВ изучаемого разреза со сведениями об особенностях газового режима мезо-кайнозойских бассейнов Западного Предкавказья, почерпнутых в работах А. Д. Архангельского (1927), Б. П. Жижченко (1959) и детализированных на основе проведенного нами изучения пространственного изменения состава воднорастворимых компонентов пород, показало, что это положение имеет силу только в том случае, если накопление и дальнейшее существование осадка протекает в условиях недостатка кислорода, граничащего с углекислым и сероводородным заражением. Действительно, наибольшее содержание дисперсного, т. е. наиболее битуминозного РОВ, наблюдается в породах, образованных в участках бассейна с замедленным водообменом и, напротив, наибольшая роль мельчайшего углистого материала свойственна породам, в том числе и глинистым, сформировавшимся в открытых, хорошо аэрируемых и снабженных кислородом участках бассейнов.

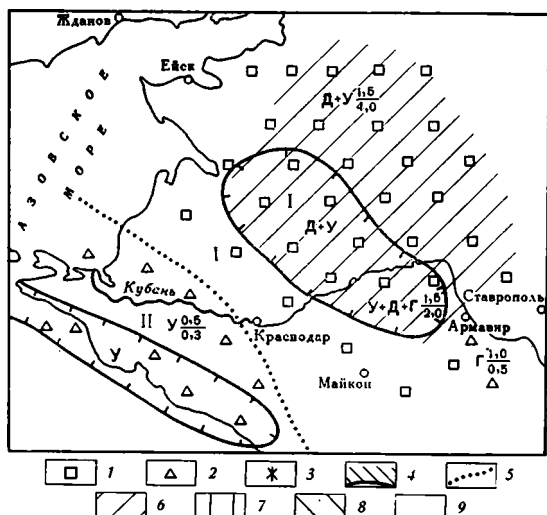
На фиг. 1—5 в качестве примера приведены карты — схемы геохимических показателей нижнемеловых, эоценовых, майкопских, сарматских и понтических отложений. Из этих схем видно, что наибольшее коли-

чество битуминозного дисперсного вещества находится в альбских глинах примерно в тех же участках, где последние относительно обогащены пиритом (фиг. 1) и несут на себе следы застойного режима. Эти участки совпадают с зоной наибольших мощностей, расположенной в пределах относительно мелководной части шельфа альбского морского бассейна.

В эоценовых (кумских) отложениях участок развития пород, обогащенных дисперсным РОВ, пиритом и сформированных в относительно застойной зоне бассейна, совпадает с зоной, которая является одновременно наиболее глубоководной и активно аккумулирующей отложения (фиг. 2).

В майкопских и сарматских отложениях наблюдается аналогичная картина; меняется только конфигурация и площадь зоны развития пород, богатых органическим веществом и пиритом и образованных в застойной зоне (фиг. 3, 4 и 5). Последняя совпадает с зоной наибольших мощностей и относительно больших глубин. В понте границы этой зоны резко сужаются, признаки застойности становятся незначительными и одновременно падает роль дисперсного вещества и содержание пирита в породах.

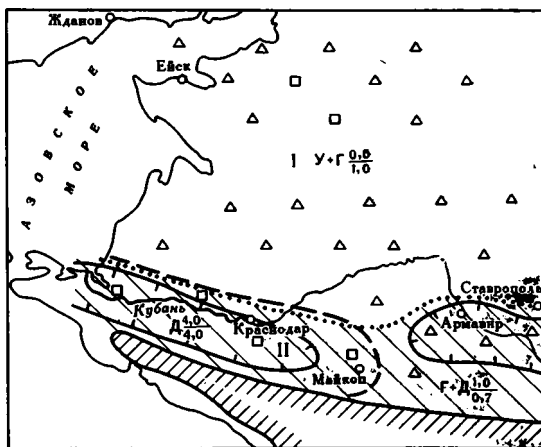
Итак, в частично или полностью изолированных впадинах шельфа обширных мезозойских водоемов и относительно неглубоководных впадинах центральных частей третичных седиментационных бассейнов Западного Предкавказья в значительном столбе воды возникал дефицит кислорода. Большая или меньшая степень насыщенности кислородом зависела от характера



Фиг. 1. Схема распределения органического вещества аутигенных минералов в альбских глинистых отложениях и газового режима бассейна седиментации

Органический материал: У — углистый; У+Д — углистый с дисперсным; Д+У — дисперсный с углистым; Д — дисперсный; Г — прожилки аморфного вещества. *Аутигенно-минералогический комплекс:* 1 — пирит и немного глауконита; 2 — глауконит и немного пирита; 3 — сидерит; 4 — границы суши; 5 — границы фаций.

Фации: 1 — мелководная часть шельфа; II — относительно глубоководная часть шельфа; III — батинальная область; IV — мелководная; V — относительно глубоководная зона опресняющегося водоема; 6 — зона сероводородного заражения; 7 — застойная зона со следами сероводородного заражения; 8 — застойная зона; 9 — зона аэрации



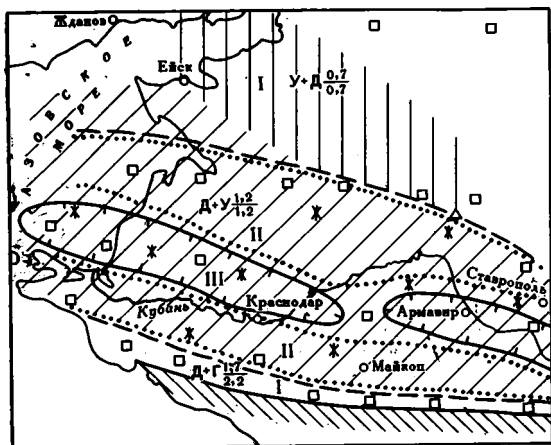
Фиг. 2. Схема распределения органического вещества и аутигенных минералов в эоценовых глинистых отложениях и газового режима бассейна седиментации

Условные обозначения те же, что на фиг. 1

изоляции впадины, разницы плотностей придонных и поверхностных вод, вноса органического вещества в придонную область и ряда других причин. Резкий недостаток кислорода и малая подвижность водной среды создавали благоприятные условия для сохранения находящегося в ней органического вещества. Это, в свою очередь, обуславливало накопление

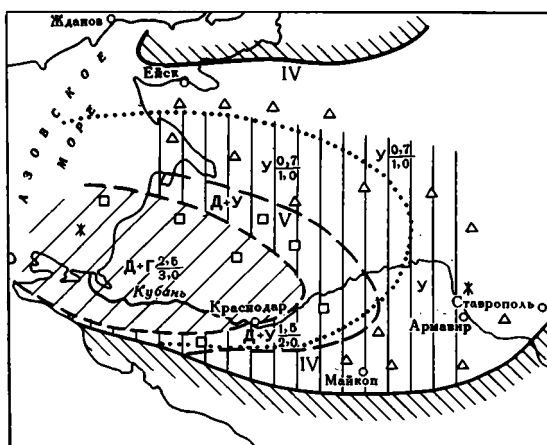
в осадках относительно большого количества неразрушенного органического вещества.

Как показали исследования последних десятилетий, чем больше органического вещества накапливается и чем менее разрушенным оно захороняется, тем более восстановленные условия создаются в осадках (Страхов, Родионова, 1954; Вебер, 1956, 1959 и др.). Свидетелем этого является специфический комплекс аутигенных железистых минералов, главенствующую роль в котором играет пирит (Страхов, Родионова, 1954, 1961). Этот вывод подтверждается в факте тесной качественной и количественной связи дисперсно-рассеянного ОВ с пиритом. Напротив, в открытых, хорошо аэрируемых и снабженных кислородом участках бассейна, поступающее в них терригенное ОВ почти полностью разрушается в водной среде, равно как и ОВ морского происхождения, а в осадок поступает лишь незначительное количество сильно разрушенного материала, который при захоронении не способен создать сколько-нибудь существенно восстановительную обстановку. Образование пирита в таких условиях почти не происходит, а ОВ продолжает окисляться с обра-



Фиг. 3. Схема распределения органического вещества и аутигенных минералов в майкопских глинистых отложениях и газового режима бассейна седиментации

Условные обозначения те же, что на фиг. 1



Фиг. 4. Схема распределения органического вещества и аутигенных минералов в миоценовых отложениях и газового режима бассейна седиментации

Условные обозначения те же, что на фиг. 1

разованием CO_2 и других простых соединений, уходящих из осадка, и частично углефицируется в условиях ослабевающего доступа кислорода. Именно поэтому породы с таким ОВ почти не содержат аутигенного пирита, хотя в осадках и не было свободного доступа кислорода, о чем свидетельствует не только наличие некоторого (до 0,5%) количества РОВ, но и отсутствие свободных окислов железа.

Породы, содержащие прожилки аморфного вещества и крупные углистые частицы, формировались, вероятно, в менее восстановительных условиях, чем породы с дисперсно-рассеянной формой РОВ. Поэтому образование пирита происходило в значительно меньших масштабах, и коли-

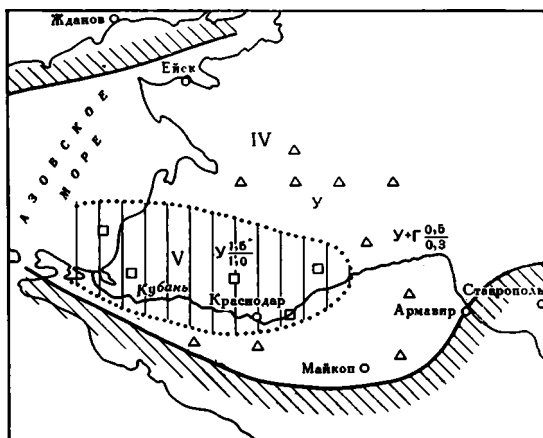
чество его в породах не превышает 2%, обычно колеблясь в пределах 0,6—1,2% веса породы. Часто в породах присутствует сидерит, обычно не встречающийся с дисперсной формой органического вещества. Образование его также свидетельствует (Гуляева, 1959; Страхов, Родионова, 1954; Теодорович, 1952, 1956) о нерезко восстановительных условиях диагенеза. Таким образом, наличие в породах разнородного РОВ является следствием и свидетельством его различного происхождения и разной длительности пребывания в окислительной среде водоема.

Поскольку количество и морфология РОВ в породах в значительной мере отражает особенности его состава и окислительно-восстановительную обстановку его накопления и захоронения, то этими двумя показателями можно оперировать при разборе влияния геологических факторов на процессы накопления органического вещества.

Как уже указывалось, условия, благоприятные для образования в породах дисперсной формы РОВ, прожилков аморфного вещества и крупных углистых частичек, обычно возникают в илах

глубоких впадин частично или полностью изолированных, иногда опресняющихся морских бассейнов типа Черного моря. Аналогами их являются олигоценые и миоценовые (Архангельский, 1927) полузамкнутые и замкнутые водоемы, соленость которых и связь с океаном циклично изменяются (Андрусов, 1908; Жижченко, 1958). Застойные условия могут возникать и во внутренних, прибрежных частях открытых водоемов, отграниченных от материка островными дугами (типа Охотского моря и др.). Аналогами их, вероятно, служили палеоценовые и эоценовые впадины северной части геосинклинали (см. фиг. 2). Неустойчивое содержание кислорода может возникать иногда во впадинах шельфа обширных водоемов (Остроумов, 1956). Именно в таких впадинах, очевидно, формировались наиболее «богатые» РОВ породы юры и мела Скифской платформы.

На протяжении мезо-кайнозойского седиментогенеза благоприятные условия для формирования пород, относительно обогащенных органическим веществом, возникали не на всех этапах. К этапам накопления относятся: среднеюрский ($C_{орг}^1$ около 1%; ОВ в виде крупных углистых частичек), нижнемеловой ($C_{орг}$ в среднем 1,5%, органический материал представлен преимущественно углистыми частичками разных размеров и дисперсной формой), среднепалеоценовый ($C_{орг}$ около 1%; наряду с крупными углистыми частицами встречаются и прожилки аморфного вещества), среднеэоценовый (кумская свита; $C_{орг}$ от 2 до 7%; ОВ находится исключительно в дисперсном состоянии), олигоценый ($C_{орг}$ в среднем около 2%, преобладающими формами является дисперсная и прожилки аморфного вещества), карагано-сарматский (близкий по содержанию и составу органического материала к олигоценовому) и верхнемиоцено-нижнеплиоценовый этап ($C_{орг}$ до 1%, форма РОВ — крупные углистые частицы в ореоле дисперсного). В промежуточные этапы (верхняя юра, верхний



Фиг. 5. Схема распределения органического вещества и аутигенных минералов в плиоценовых глинистых отложениях и газового режима бассейна седиментации

Условные обозначения те же, что на фиг. 1

¹ Для сопоставимости приводятся данные для глинистых пород.

мел, нижний, палеоцен, нижний эоцен и др.) развития Западного Предкавказья в илах разного гранулометрического состава во всех участках седиментационного бассейна накопление РОВ происходило в очень ограниченных масштабах и лишь в короткие промежутки времени, когда формировались высокобитуминозные прослойки (в верхнем мелу, верхней юре), локально создавались благоприятные для его накопления условия.

Причины такой цикличности кроются, вероятно, в ряде геологических факторов, определяющих разный размер, конфигурацию и рельеф дна седиментационного бассейна и наличие или отсутствие хотя бы частичной изоляции отдельных участков, гидродинамический режим, аэрацию столба воды, различные масштабы сноса и характер сносимого материала, скорость его накопления, климатические особенности и др. Перечисленные факторы в свою очередь зависят в значительной мере от тектонического режима данного участка земной коры.

Этапы активного накопления ОВ относительно общей мезо-кайнозойской истории волновых колебательных движений в Западном Предкавказье расположены вполне закономерно и связаны с эпохами всеобщего или частного прогибания и широкого развития трансгрессии. Действительно, на начальных этапах альпийского цикла, в триасе, на территории Северо-Кавказской геосинклинали, и только что сформировавшейся Скифской платформы преобладали восходящие движения и бассейны имели преимущественно регрессивный характер. Накопление осадков происходило только в пределах отдельных впадин (Аладатов, 1962) мелководного, хорошо аэрируемого во всех слоях водной массы бассейна. Отсюда углистый характер (мельчайшие частички) того небольшого количества (до 0,5% $C_{орг}$) рассеянного ОВ, которое сохранилось в триасовых отложениях.

В нижне- и среднеюрское время в геосинклинальной области повсеместно преобладают нисходящие движения, сопровождающиеся широкой трансгрессией. В обширных геосинклинальных прогибах, представлявших собой частично изолированные водоемы с нормально-морской соленостью, происходило образование нижней терригенной формации, глинистые породы в составе которой формировались в условиях несколько затрудненного газообмена, вследствие чего в них сохранилось значительное (до 1,5%) количество РОВ в виде крупных углистых частичек в ореоле дисперсно-рассеянного вещества. Наличие последних, как говорилось выше, указывает на дефицит кислорода в бассейнах.

В пределах Скифской платформы тенденции прогибания выражены были значительно слабее, и трансгрессия была менее широкой. Дифференциация и значительный размах колебательных движений обусловили, судя по значительному количеству $C_{орг}$ (от 1 до 2%), крупных углистых частичек, отсутствию сидерита и наличию от 1 до 1,5% пирита, накопление осадков, а с ними и ОВ в условиях значительно затрудненного газообмена, приводящего к дефициту кислорода в придонных слоях бассейна седиментации. В силу нормальной одинаковой солености всего столба воды дефицит кислорода не привел к возникновению углекислого или сероводородного заражения, вследствие чего не создались условия для накопления реакционноспособного ОВ, продукты преобразования которого находились бы в породах в дисперсном состоянии.

Верхнеюрская эпоха для большей части изучаемой территории являлась регрессивной. Только в геосинклинальной области в отдельных крупных прогибах в мелководных окислительных условиях, при незначительном вносе терригенного материала происходило формирование карбонатных, почти не содержащих РОВ толщ. Лишь на небольших участках этих впадин, где временами возникали восстановительные условия, в глинисто-карбонатных илах накапливалось значительное (до 3% $C_{орг}$) количество дисперсного ОВ.

В нижнемеловую эпоху опускания господствуют над поднятиями сначала в пределах геосинклинали и смежных с ней участков Скифской платформы (Адыгейский выступ, Восточно-Кубанский прогиб), а в апте и особенно в альбе — на всем протяжении изучаемой части Скифской платформы. В силу тех же причин, что и в ниже-, и в среднеюрское время, в нижнемеловую эпоху наиболее изолированные впадины и благоприятные для накопления ОВ условия существовали в платформенной зоне, где в отдельных участках в пелитовых осадках апта и альба накопилось от 0,8 до 1,5%, а в некоторых прослойках апта до 10% углистого ОВ. Судя по составу воднорастворимых солей и количеству пирита в породах, восстановительная обстановка седиментогенеза и диагенеза была выражена значительно более резко в альбе, т. е. тогда, когда трансгрессия достигает максимума, а прибрежно-морская (Шиманский, 1962) и континентальная седиментация апта сменяются типично морскими условиями альба. В окраинной части геосинклинали седиментогенез происходил, очевидно, в условиях нормально-морского открытого и хорошо аэрируемого бассейна, отчего в осадках сохраняется не более 0,5% ОВ в виде мельчайших углистых частичек и присутствует лишь небольшое количество пирита (0,8%, см. фиг. 1).

Эпоха максимального прогибания и трансгрессии, соответствующая концу первой половины альпийского цикла (Белоусов, 1962) и образованию известняковой формации, в пределах Западного Предкавказья и Кавказа в целом оказалась неблагоприятной для накопления ОВ. В мощных толщах карбонатных отложений, образующихся в обширных открытых, сравнительно мелководных, хорошо аэрируемых водных бассейнах, сохраняется не более 0,5% ОВ в виде мельчайших углистых частичек. Только к концу верхнего мела с увеличением обломочного вноса в отдельных прогибах геосинклинали и платформы временами формируются обогащенные РОВ породы, роль которых в остальном разрезе в общем незначительна.

В палеогене начинается вторая половина альпийского цикла развития Кавказской геосинклинали, характеризующаяся возникновением и прогрессирующим развитием воздымания в центральных ее частях и сильным прогибанием на периферии, частично компенсированным накоплением обломочного материала (верхняя терригенная формация), в изобилии поступающего с центральных островных участков. Прогибание и господство моря сохраняется и в прилегающих участках платформы. В эту стадию развития земной коры наибольшее накопление РОВ происходило во впадинах смежных областей геосинклинали и платформы. В конце палеогена, в майкопе, последние объединяются в единый прогиб, связывающий образованное к этому моменту складчатое сооружение и платформу. Прогиб обладал явной поперечной асимметрией. Ось его тяготела к складчатому сооружению, обширная северная пологая платформенная часть отличалась большей тектонической стабильностью, чем южная геосинклинальная часть. Опреснение, начинающееся в связи с изоляцией бассейна воздымающейся кругом сушей и установлением влажного прохладного климата, обусловило возникновение зоны сероводородного заражения и благоприятные для накопления РОВ условия. К этому моменту приурочено накопление каустобиолитовой подформации.

Неогеновая эпоха, в частности миоценовое время, совпадает с заключительным этапом развития альпийской геосинклинали, интенсивным подъемом складчатого сооружения и некоторых участков платформы и носит регрессивный характер.

Морской бассейн сохраняется лишь на территории передового прогиба с центром в западной части Западного Предкавказья. В нем происходит накопление мощных толщ молассовой формации, постепенно грубеющих вверх по разрезу. В бассейне полузамкнутого типа, на ограничен-

ной территории, имеющей в силу особенностей строения затрудненный газообмен и сероводородное заражение, почти на всем протяжении миоцена и нижнего плиоцена происходит активное (около 3% $C_{орг}$) накопление ОВ, находящегося в дисперсной форме и в виде прожилок аморфного материала.

В верхнемиоценовое и нижнеплиоценовое время территория морского бассейна сокращается, внос грубообломочного материала усиливается. Бассейн мелеет, а аэрация придонных слоев, за исключением его центральной наиболее глубокой части, улучшается. Дефицит кислорода почти повсеместно становится небольшим. Это определяет уменьшение (до 1,2% $C_{орг}$) количества накапливающегося в самых тонкозернистых илах ОВ и обуславливает наличие в основном крупных углистых частиц в породах центральной части передового прогиба и мельчайших частиц в периферийной.

Таким образом, наиболее благоприятные условия для накопления РОВ возникают в геосинклиналях и на прилегающих к ним молодых платформах не в эпохи всеобщего прогибания и трансгрессии (верхний мел, например), когда огромная территория оказывается покрытой морем, внос обломочного материала ограничен, а изоляции отдельных бассейнов практически не происходит. Такие условия возникают в эпохи, когда наряду со всеобщим прогибанием начинают проявляться восходящие движения. При значительном же преобладании последних и превышением темпа седиментации над прогибанием накопление РОВ почти прекращается и осадконакопление имеет возможность компенсировать прогибание. Эти выводы, сделанные по распределению и составу органического вещества, подтверждают высказанное В. Е. Хаиным (1954) мнение о роли дифференциации в формировании нефтематеринских формаций.

Охарактеризованные выше этапы, благоприятные для накопления геохимически активного РОВ, совпадают с первыми стадиями формирования платформенного чехла молодых платформ (апт и альб Скифской платформы), когда они сохраняют еще дифференциацию и значительный размах волновых колебательных движений (Хаин, 1954, 1960), а для геосинклинали — со второй половиной альпийского цикла, ведущей к ее замыканию и обладающей гораздо большей дифференциацией колебательных движений в пространстве. На последних стадиях ее развития основное осадконакопление происходит в пределах передового прогиба. В начале его существования (олигоцен, чокрак, караган) наиболее благоприятные условия для накопления РОВ были в его прилегающей к геосинклинали части, т. е. в зоне максимального прогибания и накопления нижней молассовой формации.

В качестве предварительного вывода отметим, что в нормально-морских бассейнах Предкавказья редко создавался резкий дефицит кислорода в придонных слоях водной массы, поэтому в породах накапливался лишь углистый органический материал, тогда как дисперсное, наиболее реакционноспособное органическое вещество было свойственно сравнительно небольшим, опресняющимся, изолированным от океана водоемам, возникающим в северных прогибах геосинклинали (средний эоцен) и в передовых прогибах. Действительно, как уже указывалось выше, в мезозойских и палеоценовых отложениях нормально-морских бассейнов доминирующей формой ОВ являются углистые частицы разного, в зависимости от геохимической обстановки седиментогенеза и диагенеза, размера и количества. Аналогичной формой представлено и ОВ в опресненных относительно мелководных мезотическом и понтическом бассейнах, тогда как олигоцен-миоценовые отложения замкнутых бассейнов содержат преимущественно дисперсно-рассеянную форму его.

Итак, волновые колебательные движения в мезо-кайнозойе Западного Предкавказья, вследствие их влияния на конфигурацию границ и рельеф

дна бассейна седиментации, рельеф окружающей суши, режим речного стока, соотношение темпов прогибания с темпами осадконакопления явились причиной изменения темпа и характера накопления РОВ.

Как показали расчеты, накопление мезо-кайнозойских отложений происходило в диапазоне скоростей от 0,01 до 2,5 мм/год, причем прямой связи между скоростью седиментации (безотносительно возраста) и количеством и характером РОВ в породах не наблюдается. Действительно, накопление кумско-хадыженского комплекса богатых ($C_{орг}$ до 10%) ОВ пород происходит со скоростью не более 0,02 мм/год, а бедных ОВ пород палеоцена ($C_{орг}$ до 0,7%) — 0,2 мм/год. Сравнительно богатые РОВ нижнемеловые, олигоценовые и миоценовые комплексы отлагались со средней скоростью 0,10 мм/год (или 1 см в 100 лет); примерно с такими же или несколько меньшими скоростями образовывались отложения бедных ОВ комплексом — неокома верхнего мела, палеоцена, нижнего эоцена, верхнего плиоцена.

Таким образом, сами по себе цифры скорости осадконакопления не могут служить для оценки темпа и характера накопления ОВ. По-видимому, регулирующим фактором является соотношение темпов седиментации и опускания, или, другими словами, степень компенсации прогибания, от которой зависят в значительной мере глубина и газовый режим морского водоема. Действительно, опережение осадконакоплением прогибания приводит, как правило, к обмелению бассейна, выравниванию рельефа его дна, смене тонкозернистых осадков грубозернистыми, частичному или полному исчезновению застойных условий, а следовательно, активному разрушению органического вещества в водной среде. Примером этого может служить развитие верхнемиоцено-плиоценового бассейна в Западном Предкавказье, где наряду с постепенным ростом роли грубозернистых пород в разрезе, свидетельствующем об обмелении под влиянием активного вноса обломочного материала, по данным геохимических исследований, наблюдается постепенное сужение застойной зоны вплоть до ее полного исчезновения, снижение количества (от 1,5 до 0,2%) органического вещества во всем спектре пород и возрастание роли углистого материала, полностью вытесняющего дисперсную и гумусоподобную формы.

Примером обратного соотношения может служить эоценовый комплекс, где частично компенсированное прогибание в начале эоцена привело к образованию бедного ОВ терригенного флиша, а резкое снижение сноса обломочного материала в хадыженский и кумский века привело к некомпенсированности прогибания и углублению бассейна, что в условиях флишевого трога создало некоторый дефицит кислорода в придонных слоях и возможность накопления в тонкозернистых илах большого количества ОВ ($C_{орг} > 4\%$).

Следует отметить также, что степень компенсированности бассейна отражается на содержании и характере ОВ в песчано-алевритовых породах. В мелководных бассейнах, частично или полностью компенсированных осадконакоплением, осадки содержат ничтожное (до 0,2% $C_{орг}$) количество мельчайших углистых частичек (например, отложения нижнего палеоцена, эоцена, мэотиса, понта и верхнего плиоцена), тогда как в другом случае они не намного беднее, чем глины (альб, майкоп, средний эоцен), хотя в отличие от последних не содержат, как правило, дисперсной формы ОВ. Это свидетельствует об устойчивости застойного режима не полностью компенсированных бассейнов и об образовании песчано-алевритовых пород в восстановительных условиях, способствующих сохранению ОВ. В связи с подвижностью жидкой среды в крупнозернистых осадках создаются более благоприятные условия для углефикации, а не битуминизации ОВ, которая протекает тем активнее, чем больше глинистой примеси имеют песчано-алевритовые илы.

Зависимость между скоростью осадконакопления и количеством ОВ выявляется при сопоставлении их в отложениях, образовавшихся в одном бассейне. Например, образование относительно богатых ОВ пород свиты горячего ключа происходило со средней скоростью 0,2 мм/год, бедных им — 0,05 мм/год, для олигоценовых и миоценовых отложений эта величина характеризуется соответственно — 0,05 и 0,025 мм/год. Другими словами, в пределах одновозрастных отложений не полностью компенсированных бассейнов мезо-кайнозоя зоны максимального накопления ОВ совпадают с зонами максимальных мощностей вмещающих их отложений, что отмечалось еще в работах А. В. Ульянова (1946).

Волновой характер колебательных движений, т. е. смещение в пространстве участков прогиба и поднятия, а следовательно, и зон наибольших и наименьших мощностей, обуславливает миграцию участков активного накопления ОВ в пространстве. Например, в апте и альбе они были расположены в восточной половине Скифской платформы Западного Предкавказья, в среднем палеоцене и среднем эоцене — в узкой полосе южной части платформы и сопредельной северной части геосинклинали, в майкопе — в центральной и южной частях обширного передового прогиба, в миоцене и плиоцене — в более ограниченной центральной части Западно-Кубанского прогиба.

В отложениях, бедных РОВ (нижний палеоцен и нижний эоцен), величина $C_{орг}$ мало меняется (в пределах 0,2—0,5%) при изменении мощности глинистых толщ. Это еще раз подтверждает вывод о том, что положительное влияние скорости седиментации на накопление РОВ проявляется только при наличии восстановительной обстановки в водной и минеральной среде во время седиментогенеза и диагенеза. В противном случае она может привести к обратному результату — разбавлению и так ничтожной его концентрации.

Аналогичным образом проявляется и влияние глубины бассейна. В полузамкнутых, опресняющихся седиментационных бассейнах (типа майкопского или миоцен-плиоценового) зона застойного режима в придонных слоях совпадает не только с зоной максимальных мощностей, но и с наибольшими глубинами. Действительно, в этих случаях мощность возрастает в основном за счет роли глинистых пород, а последние, как показали гранулометрические анализы, имеют наибольшую отсортированность и чистоту относительно алевритовой примеси. В прибрежной мелководной зоне бассейнов таких водоемов, имеющей во времени весьма разную ширину, накопление ОВ происходило слабо (0,1—0,5% $C_{орг}$) во всех гранулометрических типах осадков и представлено оно преимущественно мельчайшими углистыми частичками, свидетельствующими о значительной разрушенности поступающего в осадки органического материала.

Иное влияние, по-видимому, оказывает глубина бассейна в обширных, хорошо аэрируемых нормально-соленых морских бассейнах. Например, породы, образованные в некоторых глубоководных впадинах геосинклинальной области (юра, мел), содержат меньше ОВ (0,2—0,7% $C_{орг}$) и в более разрушенной форме (мельчайшие углистые частички), чем породы более мелководной платформенной части бассейна ($C_{орг}$ 0,8—2%, крупные углистые частицы в ореоле бурого дисперсного вещества), в пределах отдельных несколько изолированных впадин, где был некоторый дефицит кислорода в части столба воды.

Пример мезо-кайнозойских отложений показывает, что главенствующую роль в накоплении РОВ играет окислительно-восстановительная обстановка седиментогенеза и диагенеза и геотектонические и палеогеографические факторы, обуславливающие ее создание (знак и дифференциация колебательных движений, изоляция седиментационного бассейна, газовый режим, гранулометрический состав отложений и др.).

Безусловно, значительную роль должно играть соотношение поступающего и продуцирующегося в бассейне ОВ. Оценить ее на разбираемом примере нам не представилось возможным. Можно лишь отметить, что резкое возрастание количества (0,01—0,1%) и роли (3—10%) в составе органического вещества гуминовых кислот в олигоцен-плиоценовых отложениях по сравнению с мезозойскими и нижнепалеогеновыми (соответственно до 0,005% породы и менее 1% ОВ) служит некоторым указанием на частично терригенное происхождение ОВ. Очевидно, относительно небольшие размеры и восстановительные условия в столбе воды внутренних морских водоемов (размером, близким к акватории Черного или Каспийского морей) обусловили сохранение и накопление значительной части вносимого, наряду с обломочным, с окружающей гористой суши ОВ и его гуминовых, легко обуглероживающихся компонентов. В обширных мезозойских водоемах терригенный ОВ составлял лишь незначительную часть общего содержания растворенных и взвешенных, непрерывно разрушающихся ОВ разного происхождения, основная роль среди которых принадлежала, по-видимому, животному и растительному миру бассейнов.

Соотношение аллохтонного и автохтонного ОВ, так же как и условия его накопления, в значительной мере зависят от геотектонического режима. Изменения его во времени и пространстве обуславливают прямо или косвенно масштабы накопления ОВ и так же, как геотектоническое развитие происходят непрерывно-прерывисто.

Выше уже говорилось о наличии этапов активного накопления ОВ, разделяемых этапами образования бедных им пород, и о различии выделенных этапов по характеру и составу ОВ. Границы выделенных этапов в большинстве случаев совпадают со стратиграфическими, и зачастую определяются временем проявления складкообразовательных движений. Последние, будучи мгновенными по сравнению с волновыми колебательными движениями, в зависимости от масштаба их проявления могут привести к резкому изменению палеогеографии седиментационного бассейна и характера окружающей его суши, а это в свою очередь — к изменению количества и характера накапливающегося материала.

К числу оказавших наибольшее влияние фаз складчатости могут быть отнесены донецкая фаза, после которой в осадках средней юры накапливается некоторое (до 2%) количество крупных углистых частиц, предверхнеюрская, после которой накопление органического вещества резко сокращается, андийская — возобновляющая его в значительных масштабах, предсантонская — вновь прекращающая накопление ОВ, первая пиренейская, после которой образуются богатые дисперсным РОВ хадыженские и кумские отложения, вторая пиренейская, вслед за которой в олигоцене количество накапливающегося ОВ снижается, а к дисперсной форме его прибавляется бурый аморфный материал, концентрирующийся в породах в прихотливые прожилки. После штирийской фазы начала среднего миоцена резко сокращается площадь накопления ОВ, и бурые прожилки играют еще большую роль. Предмэотическая фаза еще более сужает границы бассейна и размеры зоны накопления ОВ, приводит к его значительному обмелению и преобладанию углистых крупных частиц. После аттической фазы исчезает застойная зона, а количество ОВ в породах падает до 0,2 (в $C_{орг}$).

Интенсивность проявления перечисленных фаз, так же как и волновых колебательных движений, неодинакова в различных участках Западного Предкавказья, вследствие чего этапы или циклы накопления РОВ в различных его участках выделяются неодинаково четко. Например, в северной, относительно приподнятой части Скифской платформы (Ейско-Березанский район) четко проявляются три этапа: триасовый — юрский, со слабым накоплением РОВ, апт-альбский — с активным накоплением (до 2%) углистых крупных частиц и палеоцен-плиоценовый,

когда в осадках мелкого моря накапливалось лишь небольшое количество (до 0,5%) мельчайших углистых частиц. В юго-западной, прилегающей к геосинклинали части платформы, в северной части геосинклинальной области и в образовавшемся на их основании в олигоцене передовом прогибе (Западно-Кубанская впадина) выделяются почти все указанные ранее этапы.

Таким образом, проведенные в Западном Предкавказье геолого-геохимические исследования показали:

1. Накопление РОВ в мезозое и кайнозое протекало неравномерно; интенсивно на одних этапах (средняя юра, апт-альб, средний палеоцен, средний эоцен, олигоцен — нижний плиоцен) и слабо на других (верхняя юра — неоком, верхний мел, нижний палеоцен, верхний палеоцен — нижний эоцен, верхний эоцен, верхний плиоцен).

2. Накопление РОВ в разбираемых структурных условиях наиболее интенсивно происходило в небольших, опресняющихся (типа Черного или Каспийского морей) морских водоемах, в центральных, наиболее глубоководных частях которых в силу небольшой гидродинамической активности, вызванной опреснением, изоляцией и др. причинами, имелся явный дефицит кислорода, вплоть до появления углекислого или сероводородного заражения. Вносимый и продуцируемый в море органический материал имел возможность попадать в осадок относительно неразрушенным, в силу чего в глинистых и глинисто-алевритовых илах сохранялась восстановительная обстановка, способствующая накоплению и новообразованию восстановленных компонентов ОВ. Породы, образовавшиеся в таких участках бассейна, содержат от 2 до 7% ОВ в дисперсно-рассеянном состоянии и в виде бурых прожилок аморфного материала.

Несколько менее благоприятные для накопления ОВ условия существовали и в частично изолированных, относительно неглубоководных впадинах шельфа обширных нормально-морских водоемов мезозойского времени с некоторым дефицитом кислорода в придонных слоях воды, лишь временами доходящего до сероводородного заражения. Глинистые и алеврито-глинистые породы, образовавшиеся в таких условиях, содержат от 1 до 2% (как редкость, до 10%) ОВ, представленного крупными углистыми частичками, окруженными ореолом дисперсного материала.

3. Неблагоприятные для накопления органического вещества условия существовали во всех обширных открытых плоских водоемах, а также в тех участках названных выше водоемов, где существовала активная аэрация всего водного столба и окислительные условия седиментогенеза приводили к почти полному разрушению ОВ независимо от его первоначального содержания. Поэтому все разности пород, образовавшиеся в таких условиях, содержат не более 0,5% C_{org} в виде мельчайших углистых частичек и крайне бедны восстановленными формами железа.

4. Увеличение скорости осадконакопления положительно влияет на накопление ОВ только в том случае, если оно не превышает темпа прогибания и не приводит к полной компенсации прогиба толщей осадочных образований. Поэтому наиболее благоприятные для накопления ОВ условия существуют в тех бассейнах, где темп седиментации несколько отстает от темпа прогибания.

5. В отложениях мезо-кайнозойских морских водоемов наибольшее количество РОВ в дисперсной форме и в виде прожилок аморфного материала обнаружено в глинистых, содержащих незначительную крупнообломочную примесь породах. Однако это явление не имеет абсолютного характера, так как глины, сформировавшиеся в разной окислительно-восстановительной обстановке и разных бассейнах, обладают разным количеством и составом РОВ, равно как и другие типы пород. Вместе с тем из всего спектра пород, образовавшихся в одинаковых окислительно-восстановительных условиях (т. е. в зонах с одинаковым газовым режимом), наиболее благоприятные условия для сохранения ОВ и новообра-

зования в нем битумных компонентов существовали в тонкозернистых илах.

6. Наиболее благоприятные для накопления РОВ условия возникают в геосинклиналях и примыкающих к ним молодых платформах в периоды существования значительной дифференциации в пространстве колебательных движений разной амплитуды, т. е. на той стадии, когда наряду со всеобщим прогибанием начинают проявляться восходящие тенденции. Указанные периоды совпадают с первыми стадиями формирования платформенного чехла молодых платформ и второй половиной существования альпийской геосинклинали, и с первой половиной развития передового прогиба, когда прогибание в его пределах господствует над поднятием.

7. Колебательный характер тектонических движений обуславливает цикличность в накоплении РОВ, а волновой — перемещение во времени и пространстве зон, благоприятных для этого. Фазы складкообразования, носящие относительно кратковременный характер, но производящие, в зависимости от их проявления, более резкие палеогеографические изменения, отделяют во времени этапы или циклы, благоприятные и неблагоприятные для накопления разных форм РОВ.

ЛИТЕРАТУРА

- Аладатов Г. М. Геологическое строение и нефтегазоносность северных районов Западного Предкавказья. Тр. КФ ВНИИ, вып. 13, 1962.
- Андрусов Н. С. К вопросу о происхождении и залегании нефти. Тр. Бакинского отд. Русско-технич. о-ва, кн. 1—2, 1908.
- Архангельский А. Д. Условия образования нефти на Северном Кавказе. Жур. Нефт. хоз-во, 1927.
- Белоусов В. В. Основы геотектоники. Гостоптехиздат, 1962.
- Вебер В. В. Накопление органического вещества в осадках. В сб.: «Накопление и преобразование органического вещества в современных морских осадках». Гостоптехиздат, 1956.
- Вебер В. В. Фации отложений, благоприятные для образования нефтяных углеводородов. Геохим. сб. № 2, ВНИГНИ. Гостоптехиздат, 1959.
- Гуляева Л. А. Геохимические фации, окислительно-восстановительные обстановки и органическое вещество осадочных пород. Сов. геол. вып. 47, 1955.
- Жижченко Б. П. Методы палеогеографических исследований. Гостоптехиздат, 1959.
- Ларская Е. С. О некоторых особенностях в распределении рассеянного органического вещества в мезо-кайнозойских отложениях Западного Предкавказья. Геохимия, № 11, 1965.
- Остроумов Э. А., Шилов В. М. Сернистое железо и сероводородное заражение в донных отложениях северо-западной части Тихого океана. Докл. АН СССР, т. 106, № 3, 1956.
- Страхов Н. М. и Родионова К. Ф. К геохимии органического вещества. О связи рассеянных битумов с петрографическими типами осадочных пород. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Нов. серия, т. IX, сб. геол., т. XXIX, вып. 2, 1954.
- Страхов Н. М., Залманзон Э. С. Распределение аутигенно-минералогических форм железа в осадочных породах и его значение для литологии. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 1, 1955.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. Изд. АН СССР, 1961.
- Теодорович Г. И. О геохимических и других условиях, благоприятных для формирования нефтяных битумов. Жур. Нефт. хоз-во, № 12, 1952.
- Теодорович Г. И. Осадочные минерало-геохимические фации. Вопр. минерал. осад. образ., кн. 3 и 4. Изд. Львовск. ун-та, 1956.
- Ульянов А. В. Мощности свит как критерий при определении перспектив нефтегазоносности. Сов. геол., № 9, 1946.
- Ханн В. Е. Геотектонические основы поисков нефти. Азнефтеиздат, 1954.
- Ханн В. Е. Основные типы тектонических структур, особенности и причины их развития. Мат-лы к межд. геол. конгр., XXI сессия. Изд. АН СССР, 1960.
- Шиманский А. А. Нижнемеловые континентальные отложения Западного Предкавказья, Докл. АН СССР, 1962, т. 147, № 3.

Всесоюзный научно-исследовательский
геологоразведочный нефтяной институт
Москва

Дата поступления
9.1.1965

УДК 553.99.061.11/16(474.26) + 549.892.1

**ОБ УСЛОВИЯХ ОБРАЗОВАНИЯ
БАЛТИЙСКОГО ЯНТАРЯ (СУКЦИНИТА)
И О НЕКОТОРОМ ВЛИЯНИИ ОСОБЕННОСТЕЙ ФОССИЛИЗАЦИИ
НА СВОЙСТВА ИСКОПАЕМЫХ СМОЛ**

С. С. САВКЕВИЧ

ВВЕДЕНИЕ

В специальной геологической литературе термин «янтарь» не имеет однозначного толкования, чаще всего он применяется к прозрачным или полупрозрачным ископаемым смолам преимущественно желтого цвета, в той или иной мере поддающимся механической обработке.

Понятие «балтийский янтарь» более конкретно, но и оно используется как собирательный термин для различных ископаемых смол, которые находят преимущественно на юго-западном побережье Балтийского моря. Однако еще во второй половине XIX века различные физические и химические свойства этих ископаемых смол позволили выделить шесть самостоятельных минеральных видов, которые получили собственные минералогические названия. По степени распространенности эти ископаемые смолы можно расположить в следующий ряд: сукцинит (~98%), геданит (~2%), глессит (~0,1%) стантинит (редкий), беккерит (редкий), кранцит (оч. редкий)¹. Ввиду того что сукцинит составляет основную массу балтийского янтаря, в литературе термины «сукцинит» и «янтарь» нередко употребляются как синонимы. Кроме перечисленных выше минеральных видов в 1896 г. был описан (Helm, 1896) так называемый гнилой янтарь, который трактовался как разновидность сукцинита.

Все различия между указанными минеральными видами ископаемых смол до сих пор объяснялись главным образом различиями в вещественном составе исходных живиц и бальзамов, из которых они произошли (предполагалось, что различные по составу живицы и бальзамы выделялись различными породами деревьев) и в незначительной мере теми изменениями, которые испытывает захороненное органическое вещество в течение геологического времени под действием температуры и давления. Вместе с тем известно, что в осадке представляющем собой сложную и многокомпонентную неуравновешенную систему реакционноспособных веществ, сразу же после отложения на дне бассейна начинаются процессы физико-химического уравнивания. Достижение такого равновесия в осадке в результате обменных реакций приводит к изменению в нем (подчас очень резкому) изначальных минеральных ассоциаций и сопровождается образованием новых — аутигенных минералов (Страхов, 1962). Следовало бы ожидать, что это должно наложить определенный отпечаток на состав и свойства захороненной в нем смолы.

¹ Подробное описание указанных минеральных видов можно найти в работах Каунховена (Kaunhowen, 1928) и Шмида (Schmid, 1931); некоторые различия между ними мы рассматриваем ниже.

Однако господствующее представление о значительной химической инертности ископаемых смол к воздействию на них минеральных агентов (Andree, 1937) не допускало такого предположения, хотя ранее и высказывались идеи о том, что различие в свойствах ископаемых смол зависит от каких-то особенностей процесса фоссилизации (Ayske, 1835; Helm, 1878; Орлов, Успенский, 1936). Не подкрепленные достаточно убедительными доводами они были не в состоянии изменить укоренившиеся взгляды.

Основываясь на комплексном изучении физических свойств и некоторых особенностей химизма балтийского янтаря (главным образом сукцинита), а также состава вмещающих его пород, мы приведем здесь некоторые доводы, свидетельствующие о взаимном воздействии вмещающих пород и захороненной в них смолы и рассмотрим совокупность факторов, способствующих образованию сукцинита.

1. ПРИЗНАКИ ВЗАИМНОГО ВОЗДЕЙСТВИЯ ЯНТАРЯ И ВМЕЩАЮЩИХ ЕГО ПОРОД

Первыми наиболее отчетливыми признаками воздействия вмещающих пород на янтарь, а точнее, — осадка на захороненную в нем смолу, являются включения пирита и марказита, которые образовались в осадке на стадии диагенеза и заполняли трещины и пустоты в янтаре. Вторым показателем такого взаимного воздействия является присутствие во вмещающей породе солей янтарной кислоты.

Как известно, сукцинит отличается от прочих ископаемых смол сравнительно высоким содержанием янтарной кислоты (3—8%). По данным О. Гельма (Helm, 1882), ее содержание во внешней окисленной зоне (корке) кусков янтаря почти в три раза выше, чем во внутреннем неизмененном ядре. Это обстоятельство побудило нас провести анализ вмещающей породы на содержание в ней янтарной кислоты исходя из предположения, что благодаря своей хорошей растворимости она могла перемещаться из относительно рыхлой окисленной корки янтаря во вмещающие породы под действием воды. Полученные результаты подтвердили наличие солей янтарной кислоты во вмещающей породе.

Недавно в печати появилось сообщение (Шабарова, 1962) о наличии в древних отложениях (песчаники башкирского яруса C_1^5 , вскрытые Северо-Луганской опорной скважиной) органических кислот, представленных главным образом одноосновными кислотами предельного ряда с открытой углеродной цепью, формула которых имеет вид $C_nH_{2n}O_2$. Их содержание в изученных породах колеблется от 0,05 до 0,6% на абсолютно сухую массу породы, что в общих чертах сопоставимо с содержанием солей янтарной кислоты в «голубой земле»². Это позволяет предположить также и возможность обратного перемещения янтарной кислоты: из вмещающих пород в янтарь. Тем не менее, такое предположение в данном случае лишено основания, поскольку в «дикий земле»³, где янтарь практически отсутствует, янтарная кислота обнаружена не была. Таким образом, с определенностью можно утверждать, что наличие янтарной кислоты (а точнее ее солей) в «голубой земле» связано с присутствием янтаря.

Еще одним доказательством взаимодействия смолы с окружающей средой является наличие во внешней окисленной корке янтаря солей органических кислот, что подтверждается данными ИК-спектроскопии⁴ (полосы поглощения частотами вблизи 1600 и 1410 cm^{-1});

² Местное название янтароносной песчано-глинистой породы с глауконитом, распространенной по северному и западному побережью Замландского п-ова (Калининградская обл.); возраст ее — нижний олигоцен.

³ Местное название породы, подстилающей «голубую землю» и почти не содержащей янтаря.

⁴ Съемка ИК-спектров и интерпретация полос произведены И. А. Шахс (ВНИГРИ).

2. К ВОПРОСУ О ПРОИСХОЖДЕНИИ ЯНТАРНОЙ КИСЛОТЫ, СОДЕРЖАЩЕЙСЯ В СУКЦИНИТЕ

Большинство авторов (Conwentz, 1890; Plonait, 1924 и др.), занимавшихся изучением янтаря, считают, что янтарная кислота была присуща выделениям смол или сокам ископаемой сосны *Pinus succinifera* Goerr., из которых образовался сукцинит. В пользу этой точки зрения свидетельствует то обстоятельство, что янтарная кислота обнаружена в различных современных растительных и животных продуктах, хотя ее содержание в них на два порядка ниже, чем в сукцините. Казалось бы, нет оснований сомневаться в том, что сосна *Pinus succinifera* Goerr. могла содержать в своих соках янтарную кислоту даже в несколько повышенных количествах по сравнению с современными растениями⁵, тем более, что К. Плонайтом (Plonait, 1924) свободная янтарная кислота как в растворе, так и в виде друз кристалликов была обнаружена в мельчайших пузырьках, заполняющих сплошь так называемый костяной янтарь⁶.

Тем не менее имеются факты, которые не увязываются с изложенной точкой зрения. Наиболее показательным является то, что ископаемая смола, встречающаяся совместно с крупными стволами хвойных (*Sipressinoxylon ponderosum*, *Pinus succinifera* Goerr.) в третичных бурых углях не содержит янтарной кислоты и относится к иному семейству смол — к ретинитам (Goerpert, 1883). Другой факт, который не находит объяснения, если исходить из рассмотренных представлений, — это повышенное содержание янтарной кислоты во внешней окисленной корке янтаря.

Вместе с тем известно, что янтарная кислота может быть получена при обработке едким калием абиединовой кислоты, а также смолы многих современных хвойных (Tschirch, Stock, 1936). Подобным превращениям в определенной мере способствуют процессы автоокисления смол. На основании экспериментальных данных А. Чирх и Э. Шток (1936) предположили, что образование янтарной кислоты в янтаре обусловлено рядом последовательных процессов, происходивших в смоле после ее выделения: а) окислением компонентов смолы кислородом и б) внутримолекулярными перестройками, которые приводят к образованию эфиров янтарной кислоты и отщеплению ее в свободном виде. Чтобы судить о том, в какой мере эти представления приложимы к янтарию, необходимо рассмотреть геологическую историю янтаря и выявить в ней факторы, которые могли оказывать на исходную смолу действие, аналогичное действию указанных процессов. Для этого остановимся коротко на истории (а точнее — предыстории) формирования месторождения балтийского янтаря, химизме среды, в которой захоронялась смола, а также на тех свойствах смолы, которые способствовали воздействию на нее среды в процессе фоссилизации.

3. ГОСПОДСТВУЮЩИЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ О ФОРМИРОВАНИИ ПАЛЬМНИКЕНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЯНТАРЯ И НЕКОТОРЫЕ ДАННЫЕ ПО ЛИТОЛОГИИ «ГОЛУБОЙ ЗЕМЛИ»

Представления о формировании Пальмникенского месторождения янтаря (Калининградская обл.) наиболее четко были изложены в работе Г. Конвенца (Conwentz, 1890). Вкратце они сводятся к следующему: в эпоху, предшествовавшую нижнему олигоцену, на территории к северу от нынешнего Замландского полуострова росли дремучие леса субтро-

⁵ В так называемом страцбургском терпентине, который представляет собой живицу ели *Abies pectinata* DC, содержится 0,05—0,08%, а в живице лиственницы *Larix europaea* DC — 0,1—0,12% янтарной кислоты (Tschirch, Stock, 1935).

⁶ Существует мнение (Conwentz, 1890), что эти пузырьки, обуславливающие замутнение янтаря, были заполнены клеточным соком растения при совместном истечении его с живицей.

пического типа, состоящие из различных пород деревьев. Среди них находились также сосны, которые выделяли живицу, впоследствии превратившуюся в сукцинит. Для них Г. Конвенцом было предложено собирательное определение — *Pinus succinifera* Goepf⁷.

Повреждение этих сосен, вызванное разнообразными причинами (деятельностью насекомых и прочих обитателей леса, ураганными ветрами, ударами молний, резкими колебаниями температуры и т. п.), влекло за собой чрезвычайно обильное смолоистечение — так называемый сукциноз. Живица выступала из ран, стекала по ветвям и стволам, образуя на них крупные скопления. (Наряду с этим имели место весьма обильные выделения живицы внутри ствола и в подкоровом слое). Выделяясь на поверхность, доступную аэрации, смола загустевала и покрывалась окисленной корочкой. С течением времени эти образования полностью затвердевали. Отмирающие деревья гнили на корню или падали на землю и попадали в условия, способствовавшие разрушению древесины. Предполагается, что интенсивной аэрацией (иными словами — господством окислительной обстановки) эти условия отличались от тех условий захоронения древесины, которые приводили к образованию торфяников, давших начало угольным пластам. Затвердевшая смола как более инертное образование накаливалась и вместе с древесной трухой захоронялась в почве «янтарного» леса. Последующая трансгрессия моря размывала континентальные отложения и привела к накоплению смолы в осадках нижнего олигоцена — в песчано-глинистой толще, изобилующей глауконитом, — так называемой голубой земле. Из этой породы на протяжении почти 100 лет и добывается янтарь на Пальмникенском месторождении.

Изложенные выше взгляды отразились на высказываниях почти всех последующих авторов, касавшихся в своих работах истории формирования данного месторождения. И хотя значительная часть этих представлений нуждается в пересмотре (например, способ разрушения первичных континентальных залежей смолы, условия ее переноса, предшествовавшие захоронению в «голубой земле», ниже-олигоценовый возраст «голубой земли» и, наконец, патология сукциноза), характеристика обстановки, в которой происходило образование первичной залежи смолы, возражений не вызывает. Возможность существования такой обстановки при захоронении смолы подтверждается добычей «полуископаемого» и ископаемого копала⁸ из современных (четвертичных) отложений Африки, Новой Зеландии и других мест (Kauphowen, 1928). Она ведется на участках, где уже давно не растут леса. Копал залегает на глубине от 0,5 до 1,0 и реже до 3—4 м в почве, обогащенной истлевшими растительными остатками, а также в аллювиальных отложениях. Примечательным является тот факт, что в одной и той же траншее с увеличением глубины залегания некоторые физические свойства копала заметно изменяются: он приобретает более темный оттенок, на нем образуется ярко выраженная окисленная корка, покрытая сетью мелких трещин, разбивающих ее на полигональные участки; повышаются твердость и температура плавления, снижается растворимость в растворителях. Лучшие сорта африканских ископаемых копалов («зрелый» занзибарский или мозамбикский копал, «красный Линдикопал») по твердости и другим свойствам приближаются к балтийскому янтарю и иногда используются для его имитации.

⁷ Данные Конвенца в 1961 г. были подтверждены К. Шубертом (Schubert, 1961), который доказал генетическую взаимосвязь янтаря с указанными соснами.

⁸ Копалами называют современные и ископаемые смолы, идущие для приготовления лаков. Различают современные копалы, которые представляют собой выделения живицы современных деревьев; полуископаемые копалы — куски смолы, которые находят в почве современных тропических лесов; ископаемые копалы — это ископаемые смолы четвертичного возраста (их добывают из отложений на территориях, где уже не растут леса).

Рассмотрим несколько подробнее состав «голубой земли» и выясним ту обстановку, которая существовала в ней на стадии диагенеза.

«Голубая земля» представляет собой песчано-глинистую породу следующего гранулометрического состава: песчаной фракции (2,0—0,05 мм) от 44 до 69%, алевритистой фракции (0,05—0,005 мм) от 25 до 40%, глинистой фракции (<0,005 мм) от 8 до 20%. По данным минералогического анализа, она состоит из кварца (52,46%), калиевого полевого шпата (9,21%), глауконита (24,69%), мусковита (1,74%) и минералов тяжелой фракции (11,9%). В состав тяжелой фракции входят следующие минералы: сульфиды железа (30,72%), сидерит (49,51%), сфен (2,82%), циркон (2,05%), рутил (1,39%), гранат (1,29%), эпидот (2,76%), цоизит (2,91%), турмалин (0,36%), ставролит (0,10%) и дистен (0,71%). Как видно из приведенных данных, для «голубой земли» характерно наличие большого содержания таких типично диагенетических минералов, как глауконит⁹, сидерит (6%) и сульфиды железа (4%)¹⁰, что свидетельствует об интенсивности процессов диагенеза в осадке, где захоронялась ископаемая смола.

Изучение «голубой земли» в шлифах показывает, что глауконит выпадает в осадок первым из числа указанных аутигенных минералов. Согласно общепринятой точке зрения, он образуется при взаимной коагуляции коллоидов, находящихся в обогащенных калием иловых и придонных водах морского бассейна в присутствии кислорода. Геохимическая обстановка при этом характеризуется постоянным изменением окислительно-восстановительного потенциала и щелочной реакцией среды¹¹.

Разложение органического вещества, захороненного в осадке, приводит затем к установлению восстановительных условий, которые благоприятствуют выпадению карбонатов, в данном случае — сидерита. Последними из перечисленных минералов выпадают сульфиды железа (пирит и марказит) в условиях сильно восстановительной среды, которая возникает в уже перекрытом осадке как следствие интенсивного и достаточно продолжительного разложения органического вещества.

Далее рассмотрим те свойства янтаря, которые, возможно, способствовали воздействию на него физико-химических процессов, протекавших в осадке. К их числу в первую очередь следует отнести проницаемость янтаря для жидкостей и газов.

4. ПРОНИЦАЕМОСТЬ ЯНТАРЯ

Еще Плинию была известна способность янтаря окрашиваться природными красителями в кипящем масле. Позже было замечено (Ауске, 1835), что при кипячении в льняном и сурепном масле происходит искусственное «просветление» янтаря — замутненный (так называемый облачный) янтарь превращается в прозрачный. Это превращение происходит в результате пропитки янтаря маслом, которое заполняет пузырьки, являющиеся причиной замутнения. Одновременно наблюдается разбухание янтаря. Просветление янтаря начинается с периферии и по мере продолжительности обработки постепенно проникает вглубь, все более замедляясь. Для достаточно крупных кусков добиться полного просветления невозможно. Таким же образом протекает процесс искусственного окра-

⁹ Несмотря на то, что часть глауконита «голубой земли» переотложена из более древних (по-видимому, верхнемеловых) пород, процессы образования глауконита в «голубой земле» протекали весьма интенсивно, о чем свидетельствует замещение (почас почти полное) им обломков полевых шпатов и в меньшей мере слюд.

¹⁰ В пересчете на всю породу.

¹¹ Даже в том случае, если бы весь глауконит «голубой земли» был переотложен, в осадке должна была бы существовать щелочная среда, обусловленная особенностями катионного обмена у глауконита.

шивания янтаря в красный цвет органическим красителем *Alcanna tinctoria* Tausch. (Dahms, 1925).

В литературе неоднократно встречаются упоминания о том, что жидкие включения в янтаре при продолжительном хранении на воздухе изменяются: в них увеличиваются газовые пузырьки, а затем полностью исчезает жидкость (по Берендту и др.). Обратные явления наблюдаются при выдерживании образцов янтаря в воде в условиях повышенного давления, а также под вакуумом (Dahms, 1922). Последним способом было достигнуто заполнение пустот в янтаре растворами медного купороса и бихромата калия, которые впоследствии кристаллизовались на стенках этих пустот. Способность поглощать определенный объем воды (0,1—0,4%) была отмечена также у прозрачного янтаря, не содержащего микроскопических пустот (Dahms, 1922).

Указанные явления свидетельствуют о проницаемости янтаря для жидких и газообразных агентов. Можно было бы предположить, что такие явления вызваны перемещением этих агентов в янтаре по микротрещинам, которые развиваются обычно вокруг инклюзов¹² и жидких включений; указания на возникновение микротрещин после пропитки янтаря водой под вакуумом или под давлением известны в литературе (Dahms, 1922). Тем не менее в последнее время появились данные, свидетельствующие о возможности диффузии воды в янтарь (Kawasaki, 1962). Нами была установлена газопроницаемость сукцинита, которая у некоторых его разновидностей (переходных от бастарда к костяному) может достигать 0,003 *мдарси*. Интересной нам представляется также способность янтаря разбухать в воде. За достаточно короткий срок (10—40 *мин*) объем измельченного янтаря (фракция 0,3—0,7 *мм*) увеличивается на 8%.

Таким образом, можно считать доказанным, что рассматриваемые свойства ископаемой смолы могли способствовать влиянию на нее химизма обстановки, существовавшей в осадке.

5. СПЕЦИФИКА ФОССИЛИЗАЦИИ ИСКОПАЕМЫХ СМОЛ, ПРИВОДЯЩАЯ К ОБРАЗОВАНИЮ СУКЦИНИТА

Изложенные выше факты свидетельствуют о том, что ископаемая смола во время захоронения в «голубой земле» несомненно была подвержена химическому воздействию среды. В чем же выражалось это воздействие? С достаточной степенью достоверности можно предположить, что на ранних стадиях диагенеза влияние внешней среды (осадка) на захороненную смолу выражалось в серии химических превращений последней. В условиях слабо окислительной щелочной среды иловые воды, обогащенные калием, проникали в массу смолы и способствовали течению ряда межмолекулярных превращений, которые привели к образованию эфиров янтарной кислоты и отщеплению ее в свободном виде. Роль калия, как нам представляется, не должна была отличаться от той, которую он играет при обработке современных живиц, т. е. наличие калия в иловых водах должно было способствовать повышению содержания янтарной кислоты в смолах¹³. Наиболее интенсивно это действие должно было проявляться в мелких зернах смолы и во внешних зонах крупных кусков, что следует из экспериментальных данных по разбуханию янтаря и находит подтверждение в повышенном содержании янтарной кислоты во внешней окисленной корке кусков янтаря. Поскольку

¹² Инклюзами (от латинского слова *include*—включаю) называют включения органических остатков в прозрачных минералах. В янтаре инклюзы представлены растительными остатками и насекомыми, причем последние сохраняются преимущественно в виде рельефных отпечатков, полости которых заполнены жидкостью или газом.

¹³ По данным Чирха (Tschirch, Stock, 1935), процессы автоокисления, а также межмолекулярного перераспределения кислорода протекают более интенсивно в щелочной среде, и особенно в присутствии калия.

- 1) выделение живицы из растения на поверхность, доступную аэрации;
- 2) испарение эфирных масел, сопровождающееся полимеризацией и частичным (сравнительно непродолжительным) окислением смоляных веществ на воздухе при жизни растения;
- 3) продолжение процессов полимеризации и окисления при достаточном доступе кислорода в почве «янтарного леса» после отмирания растения (этап значительно более продолжительный по сравнению с предыдущим);
- 4) процессы автоокисления, внутримолекулярная и межмолекулярная перестройка вещества, приводящие к образованию эфиров янтарной кислоты и ее отщеплению в свободном виде под действием физико-химической обстановки в осадке на стадии раннего диагенеза;
- 5) присоединение серы на стадии позднего диагенеза осадка;
- 6) изменения янтаря, связанные с перемещением его в физико-химическую обстановку, отличную от существующей в «голубой земле».

Перенос смолы из первичной континентальной залежи, предшествовавший ее захоронению в «голубой земле», в случае балтийского янтаря вряд ли следует считать фактором, существенно способствовавшим окислению исходной смолы. На это указывают следующие обстоятельства: сохранность янтаря натечно-скорлуповатой и слоистой текстуры, который легко раскалывается при ударе, а также наличие на поверхности кусков янтаря остатков обугленной древесины, легко разрушающейся при механическом воздействии. Эти факты свидетельствуют о сравнительно небольшом расстоянии переноса смолы и, следовательно, о достаточно непродолжительном времени переноса, которое по длительности вряд ли может быть сопоставлено со вторым этапом схемы, приведенной выше. Это положение дополнительно подтверждается наблюдениями над окисленной коркой кусков янтаря. Все куски сукцинита массивной текстуры, залегающие в «голубой земле», покрыты плотной (вместе с тем более хрупкой, чем неизмененный сукцинит) бугристой первичной окисленной коркой бурого цвета, мощность которой колеблется обычно в пределах 1—2 мм. Эта корка, как видно на примере ископаемых копалов, окончательно формируется во время пребывания смолы в почве «янтарного леса» и отличается характерными морфологическими признаками. Оказывается, что на большинстве кусков сукцинита первичная корка сохраняется ненарушенной и только слегка стерта на самых выдающихся выступах крупных кусков. Иногда она бывает нарушена из-за сколов, которые возникают при ударе кусков смолы об твердые предметы в процессе транспортировки. Часть этих сколов покрыта тонкой (0,1—0,3 мм) вторичной окисленной корочкой, а часть совсем не носит следов окисления. Незначительная толщина вторичной окисленной корки или ее полное отсутствие свидетельствует о том, что при переносе смолы окисление ее происходило в течение значительно более короткого отрезка времени и, возможно, менее интенсивно, чем во время захоронения ее в почве «янтарного леса»¹⁴. При этом необходимо учесть, что перенос не был процессом одноактным, так как после размыва первичной залежи смола неоднократно переотлагалась, прежде чем попасть в «голубую землю».

Все изложенное выше приводит нас к выводу о несущественном влиянии переноса как фактора, способствующего окислению смолы до ее захоронения в «голубой земле».

Таким образом, мы имеем основание считать, что третий и четвертый этапы предложенной нами схемы являются наиболее решающими в истории образования сукцинита.

¹⁴ По аналогии с геологической историей копала мы вправе допустить, что продолжительность второго этапа (в приведенной схеме) по меньшей мере исчисляется столетиями, третьего — тысячелетиями, в то время как перенос осуществляется в течение десятилетий.

Указанная последовательность событий приводит к образованию сукцинита, который из числа прочих ископаемых смол выделяется относительно высоким содержанием янтарной кислоты, полученной при сухой перегонке и значительной вязкостью¹⁵. Геданит, для которого характерно почти полное отсутствие янтарной кислоты (Helm, 1896), является весьма хрупким. То же можно сказать и о ретинитах, которые обычно залегают в бурых углях. Наличие указанной взаимосвязи заставляет прийти к выводу о том, что фоссилизация геданита и ретинитов происходила в каких-то других геологических условиях. В этом нетрудно убедиться, если рассмотреть даже в самых общих чертах условия фоссилизации ретинитов.

Живица, послужившая исходным материалом для образования ретинитов, после своего обособления в макроскопически различных количествах (что обычно связано с повреждением растения) выделялась на поверхность, доступную аэрации, и там претерпевала те же изменения, что и живица, превратившаяся впоследствии в сукцинит. Однако следующая стадия изменения живицы на пути превращения ее в ретинит была уже существенно отличной. После гибели деревьев выделения живицы попадали в анаэробную среду, характерную для торфяников, процессы окисления в них прекращались, живица претерпевала превращения, которые Чирх (Tschirch, Stock, 1933) характеризует как процессы авторедукции. Затем живица подвергалась серии превращений, обусловленных химизмом вмещающего ее буроугольного пласта. В такой обстановке не было условий для образования в смоле янтарной кислоты и ее эфиров. Указанные обстоятельства привели к появлению целого ряда свойств (хрупкость, растворимость и т. п.), которыми ретиниты существенно отличаются от сукцинита. Несмотря на совместное нахождение с сукцинитом, подобные свойства геданита заставили отнести его к классификационной группе ретинита (Орлов, Успенский, 1936).

Каким же образом в условиях совместного залегания в одной и той же геологической обстановке могли образоваться эти различные по своим свойствам виды ископаемых смол?

Детальная палеоботаническая и палеозоологическая реконструкции условий произрастания «янтарного» леса, проведенные по сохранившимся в янтаре остаткам растений и насекомых, позволили Г. Конвенцу (Conwentz, 1890) установить, что в «янтарном» лесу имелись также и заболоченные участки. Вполне естественно, что какая-то часть деревьев после гибели захоронялась в болотах и тем самым попадала в восстановительную обстановку. Свидетельством тому служит также почти полное отсутствие окисленной корки на геданите: куски геданита покрыты обычно очень тонкой светло-серой пылеватой оболочкой, которая ничем не напоминает окисленной корки сукцинита и даже полуископаемых копанов. Сейчас мы лишены возможности судить о том, насколько те условия, в которых захоронялся геданит, приближались к условиям буроугольного пласта и сколько времени в этих условиях находился геданит, но с достаточной степенью достоверности можно считать, что этот именно момент в истории фоссилизации смолы предопределил тот комплекс свойств, которыми геданит отличается от сукцинита.

Во время размывания континентальных отложений, на которых произрастал «янтарный» лес, смола, залегающая в почве сухих и заболоченных участков, сносилась в бассейн, где происходило ее захоронение. В осадке и та и другая смола находилась в одинаковой химической обстановке, но воздействие этой среды на смолы с различной предысторией

¹⁵ Проведенные нами исследования хрупкости сукцинита с помощью прибора ПМТ-3 показали, что для него характерно число хрупкости 200 Г, в то время как для геданита только 20—50 Г. Полученные данные позволяют отнести сукцинит к числу вязких минералов.

было различным: в сильно окисленных смолах, содержащих эфиры янтарной кислоты, щелочные иловые воды, обогащенные калием, способствовали отщеплению янтарной кислоты в свободном виде, что в сумме приводило к формированию комплекса свойств, характерных для сукцинита; в смолах, степень окисления которых была недостаточна для аналогичных превращений, складывался комплекс свойств, характерный для геданита.

ВЫВОДЫ

1. Рассмотренные свойства янтаря позволяют считать его проницаемым для жидкостей и газов. Эта его особенность способствует воздействию на захороненную смолу химической обстановки, которая складывается во вмещающих породах в процессе фоссилизации.

2. Наиболее отчетливыми показателями взаимодействия сукцинита с вмещающими его породами является наличие в трещинах и пустотах янтаря выделений сульфидов — пирита и марказита, а также присутствие во вмещающих породах солей янтарной кислоты. Это подтверждается присутствием во внешней окисленной зоне кусков янтаря солей органических кислот, которые определяются по ИК-спектрам.

3. Появление в сукцините органически связанной серы следует, по-видимому, приписать процессам окисления сероводорода, диффундировавшего с иловыми водами в янтарь, кислородом перекисных группировок, содержащихся в исходной смоле.

4. Образование сукцинита, т. е. химические превращения ископаемой смолы хвойных (*Coniferae*), сопровождающиеся появлением янтарной кислоты и ее эфиров в сочетании с определенными изменениями физических свойств, происходит преимущественно при захоронении сильно окисленных смол в осадках, для которых характерна физико-химическая обстановка, способствующая образованию глауконита.

5. Преобразования, которые испытывает смола на пути ее превращения в сукцинит, в принципе сводятся к следующему:

а) выделению живицы из растения на поверхность, доступную аэрации;

б) испарению эфирных масел, сопровождающемуся полимеризацией и частичным (сравнительно непродолжительным) окислением смоляных веществ на воздухе при жизни растения;

в) продолжению процессов полимеризации и окисления при достаточном доступе кислорода в почве «янтарного леса» после отмирания растения (этап значительно более продолжительный по сравнению с предыдущим);

г) процессам автоокисления, внутримолекулярной и межмолекулярной перестройки вещества, приводящим к образованию эфиров янтарной кислоты и ее отщеплению в свободном виде и происходящим благодаря химическому воздействию среды на стадии раннего диагенеза осадка;

д) присоединению серы на стадии позднего диагенеза осадка;

е) изменению янтаря, связанному с перемещением его в физико-химическую обстановку, отличную от существующей в «голубой земле».

Указанная последовательность в процессе фоссилизации смолы и достаточная продолжительность этапов «в» и «г» являются решающими для образования сукцинита.

6. Фоссилизация ископаемых смол, не содержащих янтарной кислоты и отличающихся от сукцинита по ряду физических и химических свойств, происходила в другой геохимической обстановке.

В заключение автор считает своим долгом выразить благодарность Р. А. Венеру за ряд ценных замечаний, сделанных им при обсуждении данной работы.

ЛИТЕРАТУРА

- Василенко П. И. Матер. по геологии и полезным ископаемым Украины, вып. IX, 1932.
- Орлов Н. А., Успенский В. А. Минералогия каустобиолитов. 1936.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. 1, 2, 1962.
- Шабарова Н. Т. Докл. АН СССР, т. 147, № 6, 1962.
- Andree K. Der Bernstein. Königsberg, 1937.
- Aycke J. Ch. Fragmente der Naturgeschichte des Bernsteins. Danzig, 1835.
- Conwentz H. Monographie der baltischen Bernsteinbaume. Danzig, 1890.
- Dahms P. Centralblatt für Mineralogie, II (327), 1922.
- Dahms P. Schriften d. naturforsch. Gesellschaft in Danzig, 64, 2 (17), 1925.
- Goeppert H. R. Die Flora des Bernsteins. B. I, Danzig, 1883.
- Helm O. Schriften d. naturforsch. Gesellschaft in Danzig, Bd. 4 (1878); Bd. 5 (1882); Bd. 8 (1896).
- Kaunhowen. Die nutzbare Mineralien, B. 2, Leipzig, 1928.
- Kawasaki J. colloid. Sci., 17, 2 (169), 1962.
- Plonait C. Geologisches Archiv, 3, 1924.
- Schmid L. Der Bernstein. Wien, 1931.
- Schubert K. Neue Untersuchungen über Bau und Leben der Bernsteinkiefern. Hannover, 1961.
- Tschirch A., Stock E. Die Harze. B. 1 (1933); B. 2, (1935—1936).

Всесоюзный нефтяной научно-исследовательский
геологоразведочный институт
Ленинград

Дата поступления
4.I.1965

УДК 553.439(471.5)

К ВОПРОСУ О РАСПРЕДЕЛЕНИИ ЭКЗОГЕННЫХ КОНЦЕНТРАЦИЙ МЕДИ В ПРИУРАЛЬЕ

В. И. МАЛЮГА, М. И. ПРОСКУРЯКОВ, Т. Н. СОКОЛОВА

В пределах восточной части Русской платформы и Предуральского прогиба широкое распространение имеет верхнепермская меденосная формация. Область распространения ее ограничивается на западе примерно линией Киров — Казань — Бугуруслан — Сорочинск — Кандагач, а на востоке она почти примыкает к горному Уралу. Проявления меди в виде зон минерализации встречаются в верхнепермских отложениях и значительно западнее указанной площади, однако здесь они уже не представляют характерной особенности литогенеза и тем более не имеют какого-либо промышленного значения. По географическому положению и геолого-металлогеническим особенностям эта площадь условно может быть подразделена на Пермско-Вятское, Башкирско-Татарское и Оренбургско-Актюбинское Приуралье.

Благодаря широким поисковым работам и тематическим исследованиям последних лет, в которых участвовали авторы статьи, представляется возможным выяснить основные наиболее общие особенности распределения рудных осадочных концентраций меди на этой обширной территории и выявить причины, их обуславливающие.

1. ФАЦИАЛЬНЫЙ КОНТРОЛЬ И ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ МЕДЕНОСНОСТИ В РАЗРЕЗЕ ВЕРХНЕПЕРМСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ПРИУРАЛЬЯ

На рассматриваемой территории в той или иной степени меденосными являются все ярусы верхнепермского отдела. Наиболее детально разрез верхнепермских отложений изучен нами в Оренбургской области, по остальным районам Приуралья использовался литературный материал.

Проведенные в Оренбургской области детальные литолого-фациальные исследования показали, что в верхнепермских отложениях наблюдается строгая приуроченность как медепроявлений, так и промышленных месторождений меди к вполне определенным фациальным типам пород. Все литогенетические типы, с которыми связано медепроявление, относятся к трем группам фаций: морской, континентальной и переходной от морской к континентальной.

Морские фации, представляющие собой осадки открытого морского бассейна, широко развиты лишь в нижнеказанских отложениях. Это сероцветные преимущественно песчано-алеврито-глинистые образования, содержащие в нижней и средней частях прослойки известняка и известковистого мергеля. Отложения этого типа хорошо выдерживаются на площади и являются наиболее перспективными с точки зрения промышленной меденосности. С ними связано обильное медепроявление в пре-

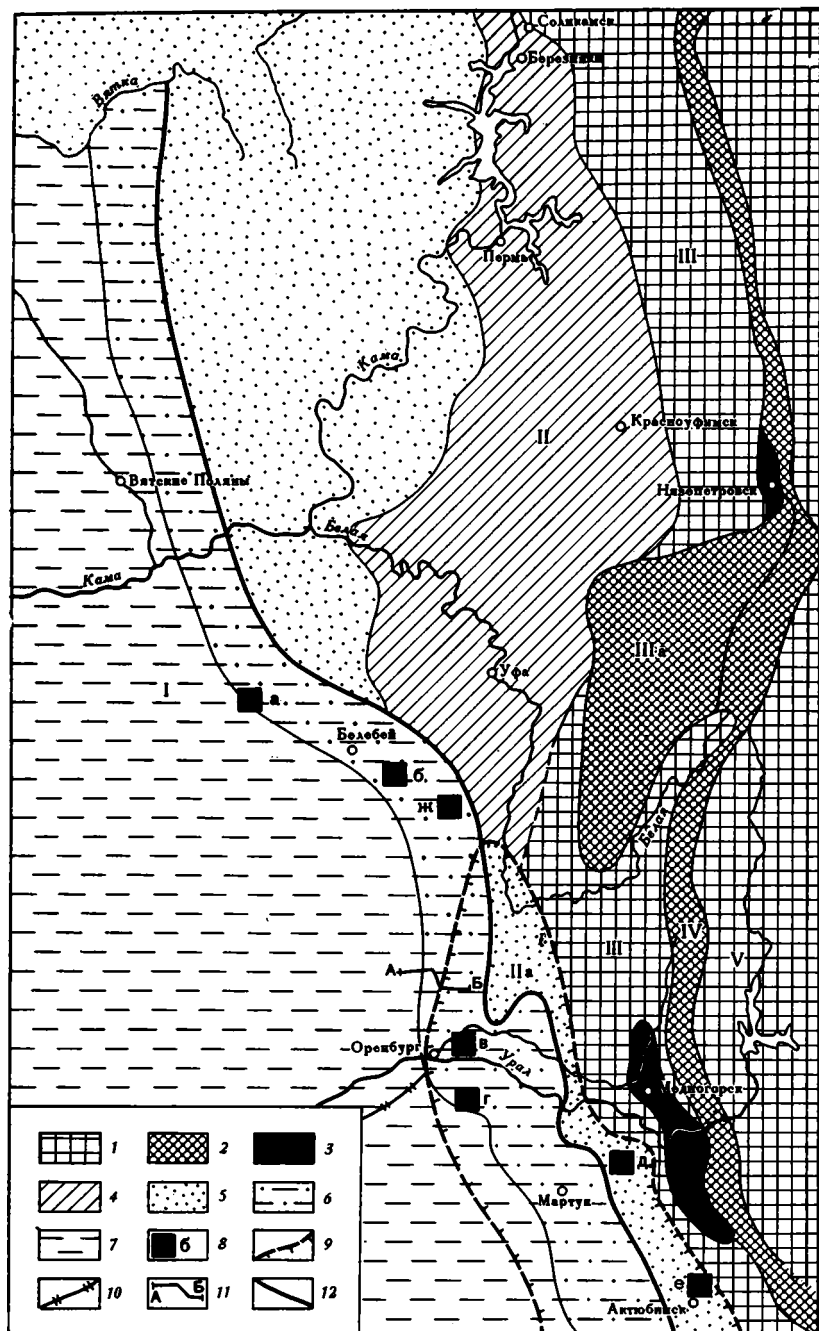
делах краевой части Русской платформы — в зоне Присалмышских структур (Гребенской участок, фиг. 1).

Медная минерализация (халькозин, халькопирит, борнит) строго приурочена к наиболее мелководным прибрежно-морским фациям, развитым в основании нижнеказанского подъяруса. Это либо мелкозернистые песчаные, либо глинисто-алевритовые осадки зоны волнений прибрежно-морского мелководья. Мощность их изменяется от первых десятков сантиметров до 1,5—2,0 м. Как правило, в верхней их части наблюдаются миллиметровые прослойки известняка и в кровле 5—10-сантиметровая прослойка мелководного органогенно-обломочного известняка также с медной минерализацией. Лежащие выше глинисто-алевритовые и карбонатные отложения фации открытого мелководья и песчаные осадки фации морских течений не содержат повышенных медных концентраций. С морскими нижнеказанскими отложениями связаны медепроявления и на территории Башкирской и Татарской АССР. Медь здесь также приурочена к самым низам морских отложений. Широко известны месторождения меди в прибрежно-морских и лагунно-морских осадках верхнеказанского подъяруса. Расположены они в Вятско-Камской полосе (Кировская область и Татарская АССР), а также на продолжении этой полосы далее к югу.

Среди континентальных отложений, наиболее широко распространенных на территории Оренбургской области в татарском ярусе, фацией, контролирующей медную минерализацию, является фация песчаных осадков речных русел. Отложения ее представлены крупно- и среднезернистыми песчаниками с крупной косой однонаправленной слоистостью. В основании песчаников, как правило, встречается конгломерат, который часто отдельными прослойками присутствует внутри аллювиального комплекса. Медная минерализация (преимущественно малахит, азурит) связана с основанием руслового аллювия и с прослойками в нем, наиболее обогащенными растительными остатками. К этому фациальному типу относится Каргалинское месторождение.

Месторождения меди в континентальных (аллювиальных) отложениях имеют в Приуралье большое распространение. В Пермской области это континентальные осадки шешминского горизонта самой окраинной восточной части платформы и Предуральского прогиба; в Татарии и Башкирии — континентальные осадки верхнеказанского подъяруса. Однако все проявления и месторождения меди в этих отложениях незначительны. Их ничтожная в современных условиях промышленная значимость твердо установлена в различных частях Приуралья детальными поисково-разведочными работами.

Среди отложений, переходных от морских к континентальным, медьсодержащими фациями являются: а) фация песчаных осадков подводной части дельты; б) фация песчано-алевритовых осадков зоны волновой ряби заливно-лагунного побережья; в) фация песчаных осадков озер и г) фация глинистых осадков лагун и заливов. Наибольшее значение с точки зрения меденосности имеют осадки подводной части дельты. Это преимущественно мелко-, иногда средне- и тонкозернистые песчаники с крупной перекрестной разнонаправленной слоистостью, среди которых встречаются прослойки с полого- и горизонтально-волнистой слоистостью. По положению в рядах фаций осадки подводной части дельты подразделяются на регрессивные и трансгрессивные. Дельтовые отложения, образованные при трансгрессии бассейна, залегают среди лагунных, прибрежно-морских и морских образований и никогда не являются меденосными. Медьсодержащие дельтовые песчаники начинают регрессивный ряд фаций, залегая, как правило, с размывом либо на отложениях застойных водоемов и крайнего мелководья, либо на мелководных осадках лагун и заливов. Большинство мелких медепроявлений на территории Оренбургской области связано с этим фациальным типом.



Фиг. 1. Палеогеография и структурно-тектонические элементы меденосной территории Приуралья и прилегающей части Урала в нижнеказанское время (по Н. Н. Форшу с дополнениями авторов)

I — восточная часть Русской платформы, в пределах которой преобладали отрицательные тектонические движения; II — тектонически приподнятая (обращенная) часть герцинского передового прогиба Урала и краевой полосы Русской платформы; IIIa — унаследованно развивавшийся позднегерцинский передовой прогиб Урала; III — Западный склон герцинского Урала; IIIa — Башкирское поднятие; IV — Урaltaуский пояс; V — восточный склон Урала.

1 — горная суша (зона сноса); 2 — водораздельная горная суша (зона сноса); 3 — выход на денудационную поверхность спилито-кератофировой формации западного склона Урала; 4 — область современного отсутствия нижнеказанских отложений (преимущественно зона сноса); 5 — зона континентальных и отчасти прибрежно-лагунных (на западе) отложений, с «континентальными» месторождениями медистых песчаников; 6 — зона прибрежно-морских преимущественно терригенных отложений, с сульфидными концентрациями меди и сопутствующих ей металлов; 7 — область развития морских преимущественно карбонатных отложений; 8 — известные рудные площади: а — Бугульминская, б — Белебеевская (Курсак-Рудники), в — Гребенская, г — Красноярская, д — Зауральская, е — Актыбинская, ж — Аксаковская, з — граница позднегерцинского передового прогиба; 10 — граница Прикаспийской впадины; 11 — створ поисковых скважин; 12 — береговая линия (усредненное положение)

Несмотря на то, что меденосными являются все ярусы верхнепермского отдела, в разных районах Приуралья наблюдается приуроченность медепроявлений к вполне определенным частям стратиграфического разреза. На фиг. 2 видно, что в Приуралье с севера на юг меденосность

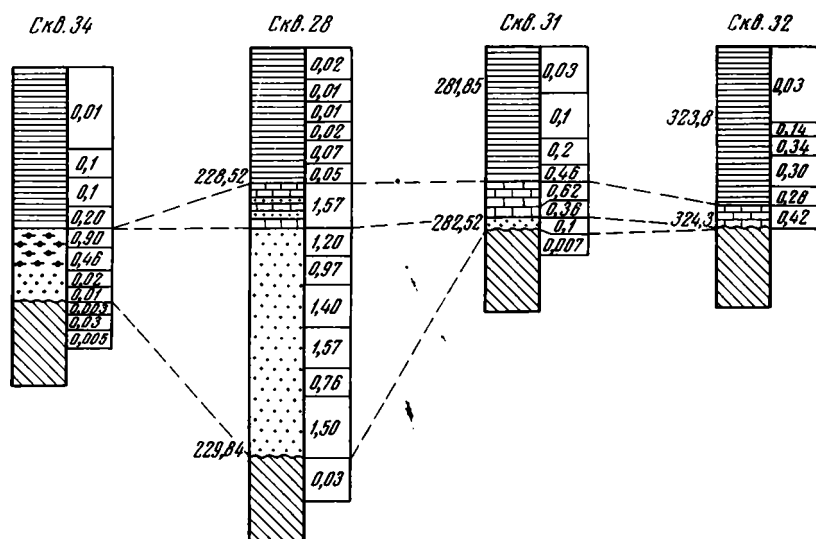
закономерно перемещается во все более и более высокие стратиграфические горизонты верхнепермского отдела. Так, в Пермской и Камско-Вятской областях она приурочена к уфимскому и казанскому ярусам; в Башкирии она отчетливо прослеживается только в казанском ярусе и появляется в татарском у южной границы республики; в Оренбургско-Актюбинском Приуралье меденосность связана не только с казанским, но и с татарским ярусом, а в слабо выраженной форме встречается и в отложениях триаса; в Прикаспии значительная меденосность наблюдается в триасовых отложениях (район горы Большой



1 — меденосные отложения отсутствуют; 2 — меденосность в континентальных и морских отложениях; 3 — меденосность в континентальных отложениях

Проявление умеренно-аридного литогенеза фиксируется в парагенезах сероцветных (меденосных) и красноцветных пород с доломитизированными известняками, доломитами и галогенами, причем напластования последних более или менее четко отграничиваются от первых, в противном случае наступает общее засоление и литогенез из умеренно-аридного переходит в сильно аридный, уже неблагоприятный для меденакопления. Указанное перемещение во времени области умеренно-аридного климата заметно с нижеказанского времени, в уфимское время отчетливо выраженная аридная зона существовала во всех рассматриваемых частях Приуралья, но максимальное проявление аридности со значительным засолением наблюдается преимущественно только в более южных частях Приуралья. Представляется вероятным, что резко аридный литогенез уфимских отложений в Оренбургско-Актюбинском Приуралье препятствовал образованию в них сколько-нибудь значительных рудных концентраций меди. О появлении в казанское время на территории Башкирского и Пермского Приуралья признаков гумидного климата свидетельствует угленакопление небольшого масштаба (Альшевская и Голюшерминская угленосные площади). В татарских же континентальных отложениях северо-западных районов рассматриваемой территории (Казанско-Вятский и др.) признаки аридности выражены весьма слабо. Это видно хотя бы из того, что в замкнутых континентальных бассейнах здесь накапливались чистые известняки, а не доломиты и галогены.

Сходная картина «омоложения» меденосности в уфимско-казанское время наблюдается и при прослеживании верхнепермских разрезов с востока на запад. Однако причина этого явления не только в климате; здесь сказалось отступление в западном направлении, в глубь Русской платформы, верхнепермского бассейна, что хорошо видно на палеогеографических картах Н. Н. Форша (см. фиг. 1). В связи с этим меденосность, связанная в основном с прибрежной зоной моря, перемещается



Фиг. 4. Разрез базальной части нижнеказанского подъяруса по широтному створу поисковых скважин Гребенского участка (см. фиг. 1)
Расстояние между скважинами 0,5—0,8 км. Условные обозначения те же, что на фиг. 3

в указанном направлении во все более и более высокие стратиграфические уровни.

В меденосных частях верхнепермского разреза в свою очередь рудные сульфидные концентрации меди латерально наиболее устойчивы в морских фациях, что видно из разрезов, представленных на фиг. 3 и 4 (положение разрезов в палеогеографическом плане Приуралья см. на фиг. 1). На основании указанных закономерностей для отдельных районов распространения меденосной формации можно определить те стратиграфические и литологические члены разреза, которые представляют наибольший интерес с точки зрения их возможной промышленной меденосности. Так, в Оренбургском Приуралье ими являются морские терригенные и карбонатно-терригенные пачки сероцветных пород нижне- и верхнеказанского возраста.

2. ОСОБЕННОСТИ ЛАТЕРАЛЬНОГО РАСПРЕДЕЛЕНИЯ МЕДИ В ВЕРХНЕПЕРМСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ ПРИУРАЛЬЯ

Первая важная особенность вскрывается при рассмотрении характера распределения абсолютных масс меди в полосе распространения меденосной формации. Н. К. Разумовский (1929, 1931) и С. И. Лапекин, оценивая масштабы рудных концентраций меди в Приуралье, считали, что в южной его части, относящейся в основном к Оренбургскому Приуралью (по С. И. Лапекину, Белебеевско-Оренбургская площадь), сосредоточены наиболее значительные массы меди. На большие массы меди, сконцентрированные в Зауралье у границы Оренбургской и Актыбинской областей, особое внимание обращал К. В. Поляков (1925).

В последнее время представилось возможным проверить выводы этих исследователей на новом фактическом материале; удалось выяснить характер латерального распределения абсолютных масс меди в фациально однотипных прибрежно-морских отложениях нижнеказанского подъяруса (см. фиг. 1). Эти отложения в последние годы пересечены большим количеством скважин (более 100) на обширных площадях их распространения в Пермско-Вятском, Башкирском и Оренбургском Приуралье. Сопоставление основных показателей меденосности этих отложений приводится в таблице.

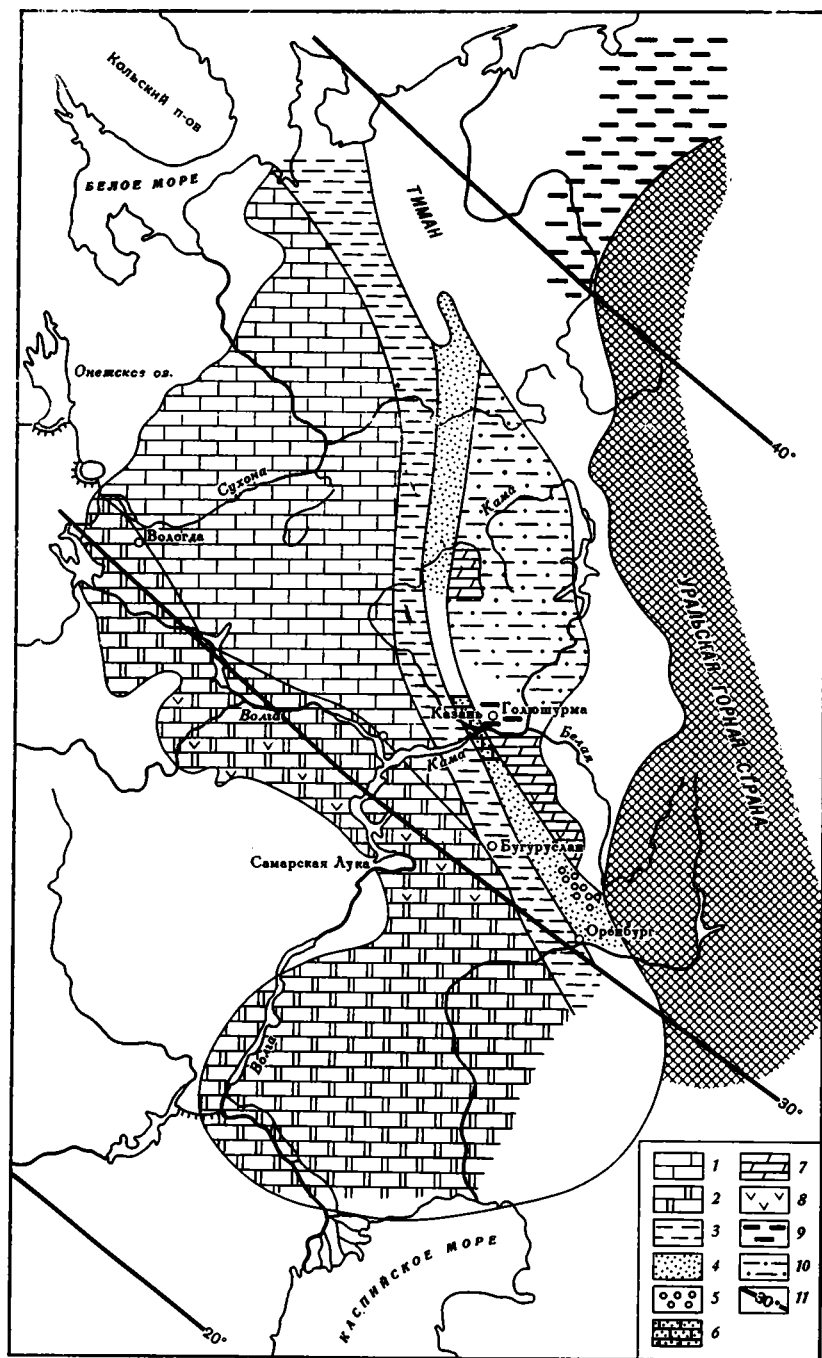
Сопоставление показателей меденосности по Приуралью

Территории Приуралья	Распространенные значения		Максимальные значения	
	кларки концентрации меди	мощности рудных горизонтов	кларки концентрации меди	мощности рудных горизонтов
Пермско-Вятская	Рудные концентрации отсутствуют		20—30	Десятки сантиметров
Башкирская	10—40	Сантиметры, десятки сантиметров	140—160	Десятки сантиметров
Оренбургская	10—160	Десятки сантиметров	130—180	Десятки сантиметров — единицы метров

Кларки концентрации меди, приведенные в таблице, относятся к тем базальным нижнеказанским отложениям, в которых содержалось не менее 0,1% меди. Условно концентрации меди от 0,1% и выше можно относить к рудным, поскольку переход к ним от кларковых и более низких содержаний происходит скачкообразно. Из таблицы видно, что меденосность нижнеказанских отложений в Пермском Приуралье является эпизодической и минимальной; в южной части Башкирского Приуралья, прилегающей к Оренбургской области (Белебеевская площадь), она резко повышается и достигает наиболее высокого уровня в Оренбургском Приуралье (Присалмышская площадь). Соответственно увеличиваются и мощности рудных горизонтов. Таким образом, абсолютные массы меди в нижнеказанских отложениях минимальны в Пермском Приуралье, резко возрастают в южной части Башкирского и достигают максимальных значений в Оренбургском Приуралье. Далее на юг до северной части Актюбинского Приуралья абсолютные массы меди сохраняются на том же высоком уровне. К сожалению, меденосность преобладающей части Актюбинского Приуралья остается еще совершенно неизученной.

Охарактеризованные закономерности, по-видимому, обусловлены тремя основными и одновременно действующими причинами: 1) палеоклиматом; 2) расстоянием областей седиментации и фиксации меди от ее основного источника в Уральской зоне сноса и 3) характером размещения самого источника меди на Урале.

На значении климатического фактора мы уже останавливались. Здесь же отметим, что переход от гумидного климата через умеренно-аридный к сильно аридному в Приуралье наблюдается в юг-юго-западном направлении, что хорошо видно на примере раннеказанского литогенеза (фиг. 5). По-видимому, в верхнепермскую эпоху в Оренбургско-Актюбинском Приуралье преобладающее значение имел умеренно-аридный климат (за исключением уфимского времени), что наряду с благоприятным сочетанием двух других характеризующих ниже факторов обусловило накопление здесь наибольших абсолютных масс меди.



Фиг. 5. Литолого-фациальная схема распределения раннеказанских отложений Приуралья (по Н. Н. Форшу)

1 — известняки; 2 — доломиты; 3 — глины и мергели; 4 — прибрежно-морские песчаники; 5 — прибрежно-морские конгломераты; 6 — песчаные и оолитовые известняки; 7 — лагунные карбонатно-глинистые породы; 8 — гипс; 9 — угленосные отложения; 10 — красноватые песчано-глинистые породы; 11 — палеомагнитные параллели (по А. Н. Храмову)

Вторая особенность латерального распределения меди в верхнепермской меденосной формации связана со степенью удаленности областей фиксации меди от Уральской зоны сноса, где располагается основной источник металла. Из имеющихся опубликованных и фондовых материалов (Ферсман, 1922; Поляков, 1925; Тихвинская, 1932; Бороздина, 1961 и др.) можно сделать вывод: чем ближе располагается область морской или континентально-бассейновой седиментации меди к Уралу, тем при прочих равных условиях (фациальных и др) она богаче медью. Эта закономерность в дальнейшем сокращенно именуется «фактором расстояния».

«Фактор расстояния» особенно важен для концентрации меди в морских условиях. Большое значение его подтверждается фактическими данными поискового бурения, проведенного в последнее время в Приуралье. На фиг. 1 видно, что береговая линия нижеказанского моря и соответственно прибрежная область седиментации меди наиболее приближены к Уралу в Оренбургско-Актюбинском Приуралье. Именно здесь и наблюдаются наиболее высокие концентрации и абсолютные массы меди (см. таблицу), нарастающие в сторону береговой линии и зафиксированные на значительном расстоянии от нее (десятки километров); в более приближенных к береговой линии частях эти отложения еще не изучены.

При движении в сторону открытого моря (скв. I—V на фиг. 3) повышенные и тем более рудные концентрации меди исчезают. Исходя из этих данных, можно сделать вывод, что с одной стороны, береговая линия моря является естественной границей нарастания абсолютных масс меди в морских условиях, а с другой,— нарастание концентраций меди близ береговой линии тем больше, чем менее береговая линия удалена от основного источника меди в Уральской зоне сноса.

Судя по новейшим материалам, на которых мы не имеем возможности подробно останавливаться, «фактор расстояния» отчетливо сказывается и на концентрациях меди в континентальных верхнеказанских и татарских отложениях Оренбургского Приуралья. Здесь они непосредственно примыкают к Уралу и главным образом поэтому обладают по сравнению с другими частями Приуралья повышенной меденосностью. В этих отложениях с приближением к Уралу не только возрастают концентрации и абсолютные массы меди, но появляется и сопутствующий ей комплекс металлов (Pb, Zn, Ag, Cd и др.).

Применительно к промышленно интересным меднорудным полям «фактор расстояния» может иметь достаточно конкретное выражение. По ряду регионов эмпирически устанавливается, что расстояние от возможных областей питания медью до наиболее удаленных, но в то же время еще крупных месторождений типа медистых песчаников варьирует от первых десятков до первых сотен километров (в СССР — Джеккан, Удокан, Джаргала, Сумсар и др., за рубежом — Боле (Мексика), Карокаро (Боливия), месторождения медного пояса Катанга — Северная Родезия, Гродзецкая мульда и другие месторождения Польских Судет, Мансфельд и др.). Более удаленные концентрации осадочной меди не обладают большими массами металла и, как правило, не представляют промышленного интереса. В Оренбургском Приуралье морские рудные концентрации меди и значительные ее массы располагаются не далее 60—80 км от береговой линии и в 80—150 км от основного источника меди в Уральской зоне сноса (Гребенской участок).

Указанные эмпирические закономерности прежде всего объясняются степенью геохимической подвижности меди в зоне гипергенеза. Н. М. Страховым (1962) и другими исследователями отмечается, что осаждение меди в своей подавляющей массе происходит в самых прибрежных частях морских бассейнов и в аллювиально-дельтовых фациях недалеко от ее источника (обычно указываются цифры в десятки кило-

метров). В то же время в качестве наиболее мощного источника меди во многих регионах (Попов, 1955; Константинов, 1963; Бердичевская, Лейтес, 1962 и др.), в том числе и в Уральской верхнепермской зоне сноса, отчетливо выступают образования спилито-кератофировой формации и (или) осадочные породы, насыщенные продуктами их разрушения и ближайшего переотложения.

3. О СВЯЗИ «ФАКТОРА РАССТОЯНИЯ» С ТЕКТОНИКОЙ

Обусловленность «фактора расстояния» палеогеографией эпох осадочного рудообразования очевидна и отмечалась выше. Однако в свою очередь благоприятные для меденакпления палеогеографические условия определяются тектоникой. На фиг. 1 видно, что наиболее приближенная к Уралу часть морского нижеказанского бассейна располагается в пределах передового прогиба, позднегерцинское (P_2-T_1) развитие которого и привело к проникновению сюда моря. Этот участок моря в условиях некомпенсированного прогибания являлся областью устойчивой седиментации и фиксации меди, расположенной в непосредственной близости к Уральской зоне сноса и основным источникам металла. Из приведенных рисунков также видно, что распространение сверхкларковых концентраций меди в нижеказанских отложениях в общем совпадает с границами прогиба и, следовательно, контролируется не только палеогеографией, но и палеотектоникой. Сходные черты тектонического контроля в распределении меди наблюдаются и в верхнеказанско-татарских континентальных отложениях Оренбургского Приуралья, однако западная граница распространения сверхкларковых концентраций меди в них все же несколько смещена в сторону Русской платформы.

В тех местах, где развитие Предуральского прогиба в позднегерцинское (P_2-T_1) время не происходило или где он подвергался инверсии (Башкирское и Пермское Приуралье), меденосные формации уходят далеко на запад, в глубь Русской платформы. Столь значительная миграция меди от ее основного источника в Уральской зоне сноса объясняется многократным размывом и переотложением ее концентраций в связи со все большим и большим отступлением моря в глубь платформы. На это обстоятельство в 1961 г. особое внимание было обращено группой уральских геологов (А. А. Пуркин, А. Ф. Барков, А. М. Куртергин, В. Л. Малютин, Ю. А. Нечаев, Н. Д. Сухарев, Н. И. Чернышов).

В отдаленных от Урала частях Русской платформы (Татарская и Чувашская АССР, Кировская область и т. д.) медь содержится в верхнепермских отложениях уже в значительно распыленном состоянии; здесь встречаются только относительно убогие ее проявления, не имеющие серьезного промышленного значения (Миропольский, 1931, 1938; Полянин, 1939; Тихвинская, 1932; Бороздина, 1961 и др.).

Таким образом, установление в пределах распространения меденосной формации областей позднегерцинского прогибания, наиболее приближенных к Уралу, имеет большое значение в прогнозировании перспективных площадей для поисков в Приуралье крупных осадочных месторождений меди и сопутствующих ей металлов.

4. ВЛИЯНИЕ ИСТОЧНИКА МЕТАЛЛА НА ХАРАКТЕР РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ОСАДОЧНЫХ КОНЦЕНТРАЦИЙ МЕДИ В ПРИУРАЛЬЕ

Основным источником меди на Урале, как и во многих других регионах с крупными месторождениями типа «медистых песчаников», являются образования спилито-кератофировой формации, в том числе и медноколчеданные и (или) осадочные породы, насыщенные продуктами их разрушения и ближайшего переотложения, например, зилаирские

(D₃—C₁) и артинские (P₁) породы западного склона Оренбургско-Актюбинской части Южного Урала, находящиеся в пределах геосинклинальных горных областей. На тот факт, что эффузивные породы в основном базитового состава являются носителями меди, обращали внимание многие исследователи (Попов, 1955; Наркелюн, 1962; Перельман и Борисенко, 1962; Константинов, 1963 и др.). Н. М. Страхов (1962) отмечает, что осадочные концентрации меди только тогда могут достигать высоких значений, когда разрушающиеся породы, являющиеся источниками меди, содержат ее не в кларковых, а в весьма повышенных количествах. Породами, удовлетворяющими этому условию, помимо собственно медно-колчеданных образований и связанных с ними первичных и вторичных ареалов рассеивания, как раз и являются основные эффузивы, наиболее характерные для спилито-кератофировой формации, а также продукты их разрушения и ближайшего переотложения в геосинклинальных условиях.

Конкретные черты распределения абсолютных масс меди в Приуралье помимо климата и «фактора расстояния» в известной мере связаны с характером локализации на западном склоне Урала вулканогенных пород спилито-кератофировой формации. Спилито-кератофировая формация восточного склона Урала в верхнепермское время не могла в значительном количестве поставлять обломочный и растворенный материал в Приуральскую седиментационную область, поскольку в то время существовала водораздельная горная суша в антиклинорной зоне Урал-Тау и Башкирском поднятии. Кроме того, область распространения этой формации на восточном склоне Урала значительно удалена от областей меденакопления в Приуралье, а сама формация перекрыта верхнедевонскими отложениями, вследствие чего выходы ее на денудационную поверхность верхнепермской пландии не могли быть значительными.

Размещение спилито-кератофировой формации на западном склоне Урала (см. фиг. 1) показывает, что наиболее благоприятные условия меденакопления существовали в Оренбургско-Актюбинском Приуралье. Здесь на западном склоне Урала размещается Сакмарская зона (Сакмарский антиклинорий) с широким развитием зеленокаменных пород и медно-колчеданных месторождений и проявлений (Медногорская группа), относящихся к спилито-кератофировой формации среднепалеозойского возраста. Эти вулканогенные образования подвергались усиленной денудации в верхнепалеозойское время, в частности в верхнепермскую эпоху, о чем свидетельствует присутствие в верхнепермских отложениях восточного борта Предуральского прогиба обломков пород этой формации в виде валунов, галек, гравия, песка. Об этом же свидетельствует и наличие в верхнепермских конгломератах переотложенной фауны, относящейся к нижнему отделу перми, каменноугольной и девонской системам (В. А. Горяинов, устное сообщение Н. П. Малаховой). Выход на денудационную поверхность в верхнепермскую эпоху и предшествующее ей время пород спилито-кератофировой формации объясняется длительным и многоступенчатым характером положительных движений В Уралтауской и Сакмарской зонах, что вызвало серию несогласий с выпадением из разреза палеозоя в приподнятых участках ряда стратиграфических подразделений и привело к последовательной миграции во времени передового прогиба с востока на запад.

При движении на север от границы Оренбургской области зеленокаменный комплекс на западном склоне Урала исчезает, и только в пределах Башкирского амфитеатра располагается относительно небольшой Нязепетровский массив, спилито-кератофировая формация которого содержит медноколчеданные проявления. Еще севернее, в пределах Пермской области на западном склоне Урала образования этой формации совершенно не имеют распространения.

Приведенные данные дают основание предполагать, что характер размещения на Урале основного, наиболее мощного источника меди в виде образований спилито-кератофировой формации оказывал существенное влияние на специфику латерального распределения ее рудных концентраций в Предуральской седиментационной области.

ЛИТЕРАТУРА

- Бердичевская М. Е., Лейтес А. М. Некоторые особенности пространственного размещения типов пород удоканской серии. В кн. «Очерки по металлогении осадочных и осадочно-метаморфических пород». Лаб. осад. полезн. ископ. Изд. АН СССР, 1962.
- Бороздина З. И. К вопросу о стратиграфическом положении медистых песчаников Пермского Приуралья. Тр. ВНИГНИ, вып. XXXIV, 1961.
- Константинов М. М. Происхождение стратифицированных месторождений свинца и цинка. Изд. АН СССР, 1963.
- Миропольский Л. М. Медистые соединения в пермских отложениях Татарской и Чувашской республик и некоторые новые данные по их генезису. Зап. Всерос. минералог. о-ва, № 1, 1931.
- Миропольский Л. М. Медные руды в пермских отложениях Татарской АССР и их генезис. Учен. зап. Казанск. ун-та, т. 98, кн. 1, вып. 10, 1938.
- Наркелю Л. Ф. Геология и оруденение Джезказганского месторождения. Изд. АН СССР. Тр. ИГЕМ, вып. 37, 1962.
- Перельман А. И., Борисенко Е. Н. Очерки геохимии меди в зоне гипергенеза. Сб. Вопросы геохимии, III. Тр. ИГЕМ, вып. 70. Изд. АН СССР, 1962.
- Поляков К. В. Месторождения медных руд в районе среднего течения р. Урала. Горный ж., т. 101, кн. 9, 1925.
- Полянин В. А., Горизонтова И. Н. Медные руды Кировской области. Тр. Кировск. обл. научн. исслед. ин-та краеведения, вып. 12, Киров, 1939.
- Попов В. М. Некоторые геологические закономерности локализации медистых песчаников на территории Северной Киргизии и Центрального Казахстана. В кн. «Первая научная сессия АН Киргизской ССР». Фрунзе, 1955.
- Разумовский Н. К. Запасы меди в медистых песчаниках и перспективы их использования. Вестник геолкома, № 3, 1929.
- Разумовский Н. К. Геолого-экономическое описание месторождений медистых песчаников Приуралья. Сб. «Главнейшие медные, свинцовые и цинковые месторождения СССР». ГГРУ, 1931.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. I, II, Изд. АН СССР, 1960.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. III. Изд. АН СССР, 1962.
- Тихвинская Е. И. Геологические условия залегания медных руд в юго-западном углу Куюргазы-Белореченского района. Сб. материалов по геол. БАССР, вып. 1, 1932.
- Ферсман А. Е. Геохимия России. Изд. АН СССР, 1922.

Оренбургская комплексная
геологическая экспедиция,
Геологический институт АН СССР,
Москва

Дата поступления
16.XI.1965

УДК 549.623.7 : 551.782.13 (477.9)

ОСАДОЧНЫЙ МАГНЕЗИАЛЬНЫЙ ХЛОРИТ ИЗ САРМАТА ТАРХАНКУТА (КРЫМ)

Л. С. БЕЛОКРЫС, В. Н. МАКАРОВ

Осадочные хлориты широко распространены в природе (Коссовская, Шутов, 1957). Нередко они являются существенной составной частью осадочных железных руд Керчи и Тамани (Попов, 1949; Станкевич, 1957; Швецов, 1948), Южного Урала (Кротов, Теодорович и др., 1942; Миропольский, Эллерн и др., 1956), Лотарингии, Люксембурга, Тюрингии, Богемии (Кротов, 1936), Англии (Brindley, Jouell, 1953), Сибири (Бевзенко, 1954) и др. Хлорит образует оолиты или цементирует оолиты иного состава и кластогенный материал. В хлоритовых оолитах и цементе довольно обычны импрегнации гидроокислов железа, тонкораспыленного пирита, сидерита (Кротов, 1953).

По Г. Бергу (Berg, 1924), образование хлорита в условиях морского осадка возможно при сочетании значительных количеств железа и малоокислородной среды, что осуществимо обычно в присутствии в осадке органического вещества. В таких условиях гидрат окиси железа при наличии аморфной кремнекислоты и глинозема может трансформироваться в богатые железом хлориты.

Сравнительно часто наблюдаются ассоциации осадочных хлоритов с глинистыми минералами (Сердюченко, 1953; Халифа-Заде, 1957; Jouell, 1958). Реже хлориты устанавливаются в карбонатных породах.

Подавляющее большинство осадочных хлоритов имеет высокое содержание железа в закисной (Лотарингия, Тюрингия и др.) или в окисной (Керчь) форме (Сердюченко, 1953, 1960; Станкевич, 1957). Даже в карбонатных породах — мергелях, известняках и доломитах — хлориты, как правило, имеют высокое содержание закисного железа, обычно превышающее содержание магния (Мелешенко, 1952; Shannon, 1920; Bannister, Whittard, 1945). Магнезиальные осадочные хлориты считаются редким исключением, и вопрос их образования в нормальных, не подвергшихся метаморфизму осадочных породах недостаточно изучен.

Один из высокомагнезиальных хлоритов описан Д. П. Сердюченко (1953), который предполагает, что он возник за счет переработки перетолженной коры выветривания серпентинитов, что и обусловило химизм данного хлорита¹.

В связи с этим определенный интерес представляет магнезиальный хлорит из сарматского яруса Тарханкутского п-ова (Крым).

Хлорито-известняковая порода была обнаружена одним из авторов (Л. Белокрыс) в керне двух буровых скважин на участке «Дальний», где Крымской экспедицией треста «Днепрогеология» летом 1964 г. проводилось поисково-разведочное бурение на доломиты.

¹ Магнезиальный хлорит, описанный П. А. Земятченским (1902), развит в мраморизованных известняках; не исключено его метаморфогенное происхождение.

В скважине № 125 хлорит-известняковая порода встречена в виде прослойки мощностью 0,5 м в интервале 93,0—94,7 м; в скв. № 140, отстоящей от указанной примерно в 3,5 км, такая же порода наблюдалась в интервале 92,0—93,0 м в виде прослойки мощностью всего 6—7 см. В обоих случаях прослойки с хлоритом занимают одинаковое стратиграфическое положение, будучи приуроченными к верхней части среднего (васильевского) горизонта среднесарматского подъяруса.

Ниже слоя с хлорит-известняковой породой залегает известняковая пачка среднего горизонта сармата мощностью 15—20 м, сложенная многократно переслаивающимися разностями известняков (ракушечниковых, нубекуляриевых, детритовых и др.) с подчиненными прослойками зеленовато-серых глин; выше залегает 5—6-метровая пачка подобных отложений этого же горизонта, перекрывающихся 30—37-метровой доломитовой пачкой верхнего (днепропетровского) горизонта среднего сармата (Краснов, 1964).

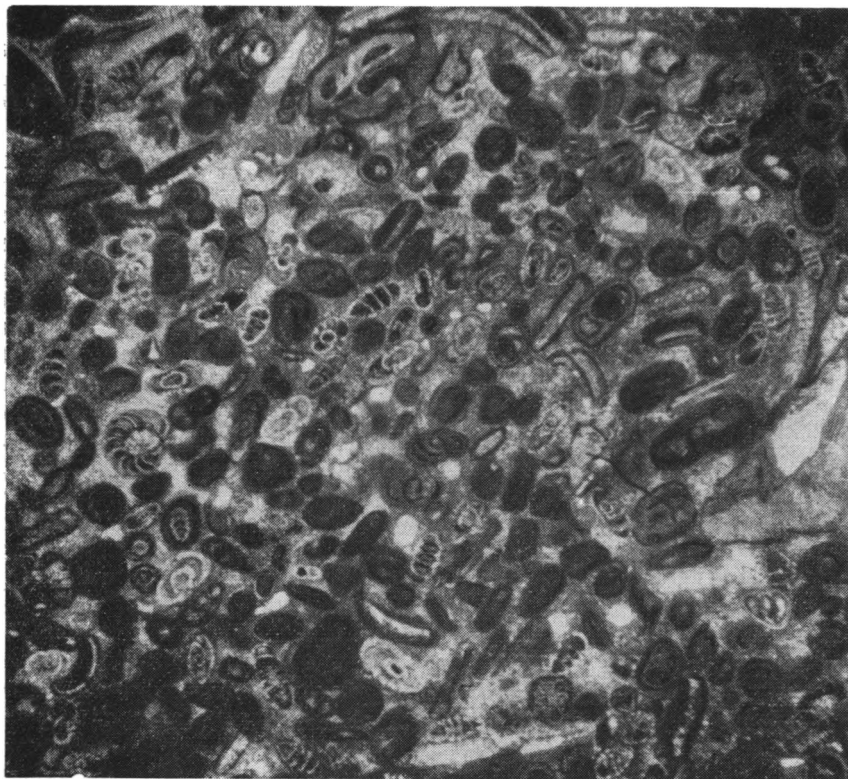
Хлорит-известняковая порода вмещается в светло-сером оолито-фораминиферо-детритовом известняке, в котором часто встречаются: известняковый гравий, мелкие гальки и богатая моллюсковая фауна (*Mastra*, *Cardium*, *Tapes*, *Gibbula* и др.). На светло-сером фоне известняковой прослойки с хлоритом выделяются благодаря своему зеленовато-серому цвету. Визуально устанавливается, что явственная зеленая окраска породы обусловлена ея густой насыщенностью мелкими (от 0,3—0,5 до 1,5 мм) светло-зелеными крупинками, имеющими большей частью облик оолитов. Нижняя и верхняя границы хлорит-известняковой прослойки — нечеткие вследствие постепенного перехода от известняка, лишенного хлорита, к хлорито-известняковой породе.

В шлифах устанавливается, что хлорит-известняковая порода сложена кальцитовыми оолитами, псевдооолитами, известняковыми песчинками, раковинками фораминифер (*Elphidium*, *Nubecularia*, *Quinqueloculina*, *Triloculina*, *Rogosonion* и др.), копролитами, обломками раковин моллюсков, изредка обрывками мшанковых скелетов и раковинками остракод, цементируемыми тонкозернистым кальцитом (фиг. 1).

Кальцитовые оолиты имеют в поперечнике 0,2—0,5 мм (редко до 1 мм). Их форма изменяется от сферической до удлинённой миндалевидной и зависит от формы ядер, в качестве которых выступают названные выше компоненты породы. В оолитовых оболочках обычно различаются 1—4 отчетливых грубых концентратора толщиной 0,02—0,06 мм. В некоторых оолитах помимо грубых концентраторов улавливается гораздо более тонкое (впрочем, менее отчетливое) концентрическое строение. Чаще всего встречаются оолиты с 1—2 грубыми концентраторами. Некоторые оолиты имеют оболочку разной толщины на противоположных сторонах (фиг. 2, 9). Встречаются и деформированные оолиты с вмятинами, и фрагменты оолитов (см. фиг. 2, 1, 2, 14). Изредка наблюдаются мелкие (0,04—0,06 мм) кальцитовые сферолиты радиальной структуры, лишенные ядер.

Псевдооолиты более мелкие, чем оолиты, и характеризуются однородной микрозернистой структурой; по форме они сходны с оолитами. Крупные псевдооолиты (0,3—0,4 мм), возможно, являются хорошо окатанными известняковыми песчинками, но не исключается, что псевдооолиты алевритовой крупности представляют собой карбонатные микрозастывания. Как и оолиты, они обладают четкими очертаниями, в проходящем свете — серые. Правильная сферическая форма псевдооолитов позволяет отличать их от часто встречающихся в породе известняковых песчинок, обладающих неправильными, обычно сглаженно-угловатыми очертаниями.

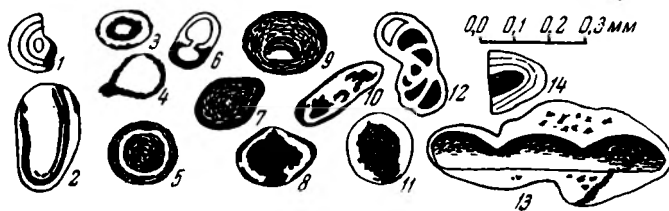
Обильны в породе мелкие (0,1—0,50 редко 1—2 мм) комочки (сферические, миндалевидные, иногда палочкообразные или неправильно-овальные с четкими контурами), сложенные пелитомсерфным, в прохо-



Фиг. 1. Хлорит-известняковая порода

Видны раковинки фораминифер, раковинный детрит, черные комочки; некоторые из них имеют оолитовое строение. Примерно одна половина комочков образована пелитоморфным кальцитом, другая — полностью или частично сложена хлоритом. Серый фон — мелкозернистый кальцитовый цемент, в котором часто встречаются чешуйки хлорита. Средний сармат, Тарханкутский п-ов, участок «Дальний», скв. № 125, интервал 93,0—94,7 м. Шлиф, увел. 15, николь один

дующем свете почти совершенно непрозрачным, кальцитом. Во многих комочках наблюдается наличие тонкого светлого известкового шлама или обрывочных слабых просветов. Внутри некоторых комочков заключены раковинки фораминифер. По-видимому, большинство комочков —



Фиг. 2. Формы замещения хлоритом основных слагающих компонентов в хлорит-известняковой породе

Черное (за исключением контурных линий) — хлорит, белое — кальцит. 1, 14 — фрагменты оолитов; 2, 3, 5, 9 — оолиты; 4, 7, 8 — известняковые песчаники; 10, 11 — комочки (копролиты); 6, 12 — раковинки фораминифер; 13 — обломок створки моллюска, облекаемый пелитоморфным кальцитом. Зарисовки шлифа

копролиты моллюсков, червей, частью же (палочкообразные) — ракообразных (филлопод).

Непрозрачный в проходящем свете пелитоморфный кальцит, того же типа, что и слагающий комочки, часто облекает раковинки фораминифер (заполняя также их камеры), известняковые песчинки и мелкие

обломки раковин моллюсков. В таких оболочках нередко обнаруживаются следы тонкого концентрического строения. Возможно, это переработанные илоедами оолиты.

Присутствующий в породе в большом количестве раковинный материал обладает хорошей сохранностью, хотя некоторые раковинки фораминифер и обломки раковин моллюсков и подверглись частичной перекристаллизации и замещению хлоритом.

Перечисленные компоненты породы (оолиты, псевдооолиты, комочки, песчаники, раковинный материал) составляют около 50% ее объема. Оставшаяся часть приходится на тонкозернистый (0,01—0,04 мм) кальцитовый цемент, поровый, местами базальный.

Хлорит в породе представлен двумя агрегатными разновидностями. Одна из них — хлорит зеленовато-черный в проходящем свете и бледно-зеленый в отраженном, изотропный, пелитоморфный, обычно неясно микросгустковой, покрывающий корку или почти полностью замещающий кальцитовые оолиты, псевдооолиты, комочки, некоторые обломки раковин моллюсков, выполняющих раковинки фораминифер.

Другая разновидность — хлорит бледно-зеленый как в проходящем, так и в отраженном свете, не плеохроирующий, тонкочешуйчатый (0,01—0,02 мм), с очень низким (не более 0,002) двупреломлением, местами изотропный. Агрегатный показатель преломления — 1,586—1,590. Этот хлорит по сравнению с первым находится в породе в подчиненном количестве и либо импрегнирует чешуйками кальцитовый цемент, либо тесно связан с хлоритом первого типа, замещая его, частью же самостоятельно (?) покрывает корку оолиты, комочки и т. д. или частично замещает кальцит этих компонентов. Очевидно, другая разновидность хлорита является более поздней, чем первая. Зеленовато-черный (в проходящем свете) цвет первого хлорита, по-видимому, обусловлен повышенным содержанием в замещаемых агрегатах (копрогенная природа которых наиболее вероятно) органического вещества (гуминовых кислот). Очищение хлорита от избытка органического вещества в ходе перекристаллизации приводило к образованию мелкочешуйчатого бледно-зеленого хлорита.

Обе разновидности хлорита запылены тонкозернистым (менее 0,02 мм) пиритом.

Формы выделения хлорита различны (см. фиг. 2) и однозначно свидетельствуют о его диагенетическом происхождении. Нахождение же фрагментов оолитов со срезанными хлоритовыми ядрами (см. фиг. 2, 14) при незначительной мощности хлорит-известняковой породы может рассцениваться как доказательство того, что хлоритизация осуществлялась уже в раннедиагенетическую стадию. Возникший в итоге этого процесса хлорит составляет около 15% объема породы.

Термические исследования тарханкутского хлорита показали наличие следующих эффектов.

1. Эндотермический эффект при температурах 100—210°, отвечающий времени выделения межслоевой («цеолитной», по Сердюченко, 1953) воды.

2. Очень слабый экзотермический эффект в интервале температур 210—350°, отвечающий времени окисления закисного железа, входящего в состав хлорита, и органического вещества.

3. Сильный эндотермический эффект при температуре 500°, отвечающий времени выделения первой порции конституционной воды.

4. Эндотермический эффект при температуре 710° — в период полного обезвоживания хлорита.

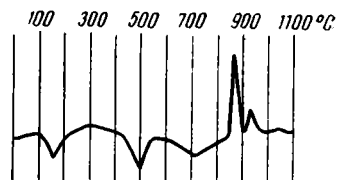
5. Сильный экзотермический эффект при температуре 860°, характерный для магнезиальных хлоритов и связанный с моментом полного распада кристаллической решетки хлорита и образованием форстерита.

6. Небольшой экзотермический эффект при температуре 920°, свойственный высокоглиноземистым хлоритам и связанный с образованием муллита (?).

По характеру полученной кривой (фиг. 3) исследованный хлорит может быть отнесен к группе магнезиальных хлоритов, по классификации В. П. Ивановой (1949, 1961).

Рентгеноструктурное исследование, выполненное одним из авторов (В. Макаров) по методу Дебая в лаборатории отдела минералогии Института геологических наук АН УССР, показало, что описываемый хлорит имеет дебаеграмму, близкую к эталонной пеннина (Михеев, 1957), т. е. почти безжелезистого хлорита (табл. 1). Об этом же свидетельствует и величина параметра b . Вместе с тем величина $c \cdot \sin \beta$ значительно меньше, чем у эталонного образца, что указывает на более высокое содержание Al в тетраэдрических слоях.

Помимо того, вероятно, вследствие плохой раскристаллизации исследуемого хлорита интенсивность большинства линий в значительной степени ослаблена. Линия 001, как и у большинства осадочных хлоритов, отсутствует. Другие же нечетные рефлексы 001 фиксируются.



Фиг. 3. Дифференциальная кривая нагревания хлорита из хлорит-известняковой породы

Анализ выполнен В. Макаровым в термической лаборатории Криворожского горнорудного ин-та

Таблица 1

Рентгенограммы минералов из оолитов

Х л о р и т				К а л ь ц и т		
	hkl	I	d/n	hkl	I	d/n
1	002	3	7,250	10 $\bar{1}$ 2	2	3,725
2		1	6,210	10 $\bar{1}$ 4	10	2,982
3	003	3	4,800	11 $\bar{2}$ 0	4	2,472
4		4	4,153	11 $\bar{2}$ 3	4	2,275
5	004	10	3,492	20 $\bar{2}$ 2	2	2,085
6	005	2	2,811	02 $\bar{2}$ 4; 10 $\bar{1}$ 8	6	1,912
7		1	2,659	11 $\bar{2}$ 6	7	1,865
8		1	2,413	21 $\bar{3}$ 1	2	1,624
9	006 ?	1	2,290	12 $\bar{3}$ 2	6	1,589
10		1	2,196	20 $\bar{2}$ 8	5	1,519
11	007	1	2,018	12 $\bar{3}$ 5	1	1,471
12		3	1,965	30 $\bar{3}$ 0	3	1,430
13		2	1,818	0.2.2.10	2	1,333
14		1	1,734	12 $\bar{3}$ 8	2	1,290
15		1	1,680	1.1.2.12	2	1,230
16	060	2	1,532	2.1.3.10	3	1,174
17		1	1,503	13 $\bar{4}$ 4	5	1,149
18		1	1,471	30 $\bar{3}$ 9; 22 $\bar{4}$ 6	4	1,135
19	0.0.10	1	1,421	31 $\bar{4}$ 8; 40 $\bar{4}$ 4	10	1,041
20		1	1,369	22 $\bar{4}$ 9	2	1,031
21				3.0.3.12	4	1,005
22		2	1,261		1	0,972
23		3	1,203			
24	0.0.12	2	1,183			

$$a \cdot \sin \beta = ?$$

$$b = 9,192$$

$$c \cdot \sin \beta = 14,196$$

$$a = 4,953520$$

$$c = 17,16$$

$$\text{MgCO}_3 \text{ (мол.)} - 8\%$$

Для определения химического состава хлорита была выделена монофракция путем растворения отобранных под бинокляром кальцит-хлоритовых оолитов в слабой (2%-ной) соляной кислоте.

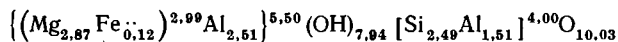
Таблица 2

Сопоставление химического состава железисто-магнезиальных и магнезиальных осадочных хлоритов

О к с л ы		О б р а з е ц				
		1	2	3	4	5
SiO ₂		29,89	31,05	26,40	23,69	24,24
TiO ₂		0,38	—	—	Следы	Не обн.
Al ₂ O ₃		22,36	24,30	18,23	21,26	33,37
Fe ₂ O ₃		6,14	0,45	5,70	—	—
Cr ₂ O ₃		0,32	—	—	—	Не обн.
FeO		8,38	1,78	25,87	26,52	1,34
MnO		—	—	0,04	0,43	—
MgO		16,68	27,49	11,35	17,60	18,69
CaO		0,70	2,09	0,42	3,32	—
Na ₂ O		—	—	0,17	—	—
K ₂ O		—	—	0,17	—	—
H ₂ O ⁺		10,44	12,39	10,60	7,63	11,62
H ₂ O ⁻		4,47	—	1,05	—	9,80
CO ₂		0,27	—	—	—	—
С у м м а		100,03	99,55	100,00	100,45	99,06
Четверная координация	Si	3,01	2,90	2,83	2,42	2,49
	Al	0,99	1,10	1,17	1,58	1,51
Шестерная координация	Al	1,67	1,57	1,13	0,98	2,51
	Fe ⁺⁺⁺	0,46	0,03	0,46	—	—
	Cr ⁺⁺⁺	0,02	—	—	—	—
	Ti	0,03	—	—	—	—
	Mg	2,51	3,82	1,81	2,67	2,87
	Fe	0,70	0,14	0,05	2,26	0,12
	Mn	—	—	—	0,04	—
	Ca	0,04	0,02	—	0,36	—
Сумма октаэдрических ионов		5,43	5,76	5,77	6,31	5,50
ОН		7,00	7,80	7,80	5,20	7,94
О		10,50	10,10	10,10	11,40	10,03

Примечания. Обр. 1 — хлорит из хлоритовой прослойки среди светло-зеленых осадочных пород (Сердюченко, 1953); обр. 2 — хлорит бесцветный из мраморизованных известняков и доломитов (Земятченский, 1902); обр. 3 — шамозит магнезиальный зеленый в оолитах среди известковистых глин (Bannister, Whittard, 1945); обр. 4 — прохлорит зеленовато-черный, мелкотаблитчатый из известняков (Shannon, 1920); обр. 5 — хлорит бледно-зеленый в оолитах и псевдооолитах из известняка, Тарханкут, средний сармат. Анализ обр. 5 выполнен в химической лаборатории института «Гипкожруда» (Кривой Рог).

Химический состав данного хлорита, приведенный в табл. 2, в пересчете на структурную формулу по методу Д. П. Сердюченко (1953) представляется в следующем виде:



По классификации Д. П. Сердюченко (1953), этот хлорит должен быть отнесен к ряду корундофиллита.

Присутствие в составе хлорита исключительно закисного железа и его импрегнирование пиритом указывает на возникновение хлорита в восстановительной среде. Восстановительный характер среды осадка мог быть обусловлен насыщением различными газами (в первую очередь H₂S, CH₄, NH₃) вследствие жизнедеятельности в осадке различных физиологических групп анаэробных бактерий.

Так как часть магния связана в силикате (а не только в карбонате), то в балансе газов осадка и придонной воды потенциал CO₂ был невысоким. При этом, безусловно, высокой активностью обладал кремнезем. Поведение последнего в воде, как известно (Окамото, Окура и др., 1963), зависит от присутствия Al даже в небольших количествах. В общем случае в природных водах Al мало, чтобы осадить молекулярно

диспергированный кремнезем, но коллоидальный кремнезем осаждается уже незначительными количествами Al. Сам факт повышенного содержания в описываемом хлорите глинозема свидетельствует о сравнительно высокой концентрации последнего в иловых растворах или в придонной воде.

Провизорно можно наметить два возможных источника глинозема в Тарханкутском районе сарматского моря.

1. Размыв высокоглиноземистых пород в ближайших областях суши. Наиболее вероятны в таком случае Горный Крым и Приазовье, где в последние годы обнаружены бокситоносные отложения в основании нижнего мела (Попов, 1964). Вынос глинозема в бассейн реками в условиях влажного теплого климата середины среднесарматского времени вполне возможен.

2. Диагенетическая переработка глинистого материала. Впрочем, этот источник менее вероятен. Подавляющее большинство глинистых минералов высококремнеземистые. Это должно было бы сказаться на составе тетраэдрических слоев возникающего хлорита: содержание Si в нем следовало бы ожидать значительно более высоким, чем оно в действительности имеется.

Источником кремнезема являлись, очевидно, скелетные остатки организмов — диатомей и губок. Первые из среднесарматских отложений Степного Крыма стали хорошо известными после исследований Т. Ф. Козыренко (1958, 1959), вторые обнаружены одним из авторов (Л. Белокрыс) в виде разновозрастных с хлоритовым слоем спонголитовых мергелей с диагенетическими опаловыми желваками в разрезе среднего сармата у г. Саки.

Магнезиальный характер хлорита, как и значительная изоморфная примесь магнезия в кальците оолитов (см. табл. 1), однозначно указывают на повышенное содержание магнезия в придонной воде и иловых растворах, что, по-видимому, обуславливало высокую рН среды хлоритообразования. Именно сочетание указанных особенностей среды — обилие магнезия и кремнезема, присутствие в достаточных количествах глинозема и высокая щелочность среды — оказалось весьма благоприятным для аутигенного образования хлорита.

Обращающая на себя внимание малая железистость тарханкутского хлорита может быть объяснена высоким потенциалом сероводорода, вследствие чего имеющееся в осадке железо связывалось в первую очередь в сульфидную форму (пирит). С другой стороны, нельзя исключить и возможной бедности железом вод бассейна в районе Тарханкута. Вследствие большой удаленности северных берегов сарматского моря (Украинский кристаллический массив) поступающие оттуда в бассейн гидроокислы железа, безусловно, не достигали Тарханкута, осаждааясь уже в прибрежной зоне. Ближайшая область сноса — Крымский остров — была удалена на десятки километров; в сарматском веке размыву здесь подвергались в основном карбонатные породы мела — палеогена и верхней юры, осадки весьма маложелезистые.

Обогащение магнезией придонных вод и осадка во время хлоритообразования становится понятным, если учесть, что в верхнем горизонте среднего сармата и в верхнем сармате Тарханкута широкое распространение имеют осадочные доломиты хемогенного и биохемогенного происхождения. Не прибегая здесь к анализу развития гидрохимической обстановки солонатоводного моря в названном районе в течение сарматского века, отметим, что по своему генетическому положению эти доломиты близки к палеогеновым доломитам Ферганы (Осипова, 1956). Условия образования доломитов этого типа в широком аспекте показаны Н. М. Страховым (1956, 1962).

Мнение, что магнезиальные хлориты в осадочных породах возникают при метаморфизме в отличие от железистых диагенетических хлоритов, (Erchardt, 1959), безусловно, нуждается в серьезных уточнениях.

Заслуживает внимания тот факт, что образование магнезиального хлорита на Тарханкуте предшествовало доломитоосаждению. Подобное соотношение магнезиального гидрохлорита и доломитов отмечено для франкского яруса одного из районов Средней Азии (Абрамович, 1959). Намечается, что диагенетический магнезиальный хлорит выступает как бы предвестником возможного при развитии гидрохимической обстановки в бассейне в «заданном» направлении доломитообразования.

ЛИТЕРАТУРА

- Абрамович Е. Л. Аутигенный магнезиальный гидрохлорит в карбонатных породах Калкан-Ата. Докл. АН УзССР, № 3, 1959.
- Бевзенко П. Е. К вопросу о железистых хлоритах из осадочных железорудных толщ Сибири. Тр. Дальневост. политехн. ин-та, вып. 43, 1954.
- Земятченский П. А. Бесцветный хлорит с р. Ай в окрестностях Златоуста. Z. Kristallogr., Bd. 35, 1902.
- Иванова В. П. Хлориты. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 120, 1949.
- Иванова В. П. Термограммы минералов. Зап. Всес. минералог. о-ва, ч. 90, вып. 1, 1961.
- Козыренко Т. Ф. К диатомовой флоре верхнемиоценовых отложений степного Крыма. Вестн. Ленингр. ун-та, № 15, сер. биол., вып. 3, 1958.
- Козыренко Т. Ф. К диатомовой флоре верхнемиоценовых отложений степного Крыма. Вестн. Ленингр. ун-та, № 21, сер. биол., вып. 4, 1959.
- Коссовская А. Г., Шутов В. Д. Хлориты. В кн. «Методы изучения осадочных пород», т. 1. Госгеолтехиздат, 1957.
- Краснов Е. В. Про відкриття нових родовищ доломітів у Криму. Геологічний ж., т. 24, вип. 4, 1964.
- Кротов Б. П. Железистые хлориты типа стриговита. В кн. «Железорудные месторождения Алапаевского типа», т. 2. Изд. АН СССР, 1936.
- Кротов Б. П., Теодорович Г. И., Калганов М. И. и др. Халиловское месторождение комплексных железных руд. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 67, 1942.
- Кротов Б. П. Глауконит-хлоритовая порода и ее генезис. В кн. «Вопросы петрографии и минералогии», т. 1. Изд. АН СССР, 1953.
- Мелешенко В. С. Кальцит-шамозитовые оолитовые породы чувской свиты Южного Урала. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы, Отд. геол., т. 27, вып. 1, 1952.
- Миропольский Л. М., Эллерн С. С., Винокуров В. М. Оолитные шамозит-гидрогетит-кальцитовые образования в девонских отложениях Западной Башкирии. Уч. зап. Казанск. ун-та, т. 116, вып. 14, 1956.
- Михеев В. И. Рентгенометрический определитель минералов. Госгеолтехиздат, 1957.
- Окамото Г., Окура Т., Гото К. Свойства кремнезема в воде. В сб. «Геохимия литогенеза», пер. с англ. Изд. иностр. лит., 1963.
- Осипова А. И. Условия образования доломитов в Ферганском заливе палеогенового моря. В кн. «Типы доломитовых пород и их генезис». Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 4, 1956.
- Попов В. С. Нові дані про родовища корисних копалин України. Геологічний ж., т. 24, вип. 2, 1964.
- Попов С. П. О процессах оолитизации и хлоритизации в железных рудах осадочного происхождения. Минералог. сб. Львовск. геол. о-ва при ун-те, № 3, 1949.
- Сердюченко Д. П. Хлориты, их химическая конституция и классификация. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 140, 1953.
- Сердюченко Д. П. Хлориты в осадочных породах. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., т. 35, вып. 1, 1960.
- Станкевич Л. О. О составе рудных силикатов Керченского месторождения. Минералог. сб. Львовск. геол. о-ва при ун-те, № 11, 1957.
- Страхов Н. М. О типах и генезисе доломитовых пород. В кн. «Типы доломитовых пород и их генезис». Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 4, 1956.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. 3. Закономерности состава и размещения аридных отложений. Изд. АН СССР, 1962.
- Халифа-Заде Ч. М. О новой разновидности гидрослюда из аргиллитов байоса юго-восточного Кавказа. Докл. АН АзербССР, т. 13, № 6, 1957.
- Швецов М. С. Петрография осадочных пород. Госгеолиздат, 1948.
- Bannister F. A., Whittard W. F. A magnesian chamosite from the Wenlock limestone of Wickwar, Gloucestershire. Min. Mag., No. 27, 1945.
- Berg G. Die Entstehung der sedimentären Eisenerze. Geol. Rundschau, Bd. 5, 1924.
- Brindley G. W., Jouell R. F. Ferrous chamosite and ferric chamosite. Min. Mag., v. 30, No. 220, 1953.
- Erchardt F. Über Chlorite in Sediment. Geol. Jahrb., Bd. 75, 1959.
- Jouell R. F. Isomorphous replacement in the kaolin group of minerals. Nature, v. 181, No. 4608, 1958.
- Shannon F. V. A new description of amesite. Amer. J. Sci., v. 49, No. 96, 1920.

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 551.31

О СОСТАВЕ И ЗАКОНОМЕРНОСТЯХ ФОРМИРОВАНИЯ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ НЕАЛЛЮВИАЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ВОСТОЧНОГО САЯНА

С. П. ГОРШКОВ

Северо-западная часть Восточного Саяна представляет собой выровненное низкогорье, в пределах которого чередуются гребневидные, грядово-сопочные, куполовидные и плоско-выпуклые денудационные массивы и разделяющие их неширокие, но достаточно глубоко (300—500 м) врезанные долины. За исключением узких днищ долин, где развиты аллювиальные отложения, отвесных обрывов и редких скальных выступов, вся описываемая территория покрыта чехлом рыхлых континентальных накоплений мощностью от долей до нескольких десятков метров. В результате исследований, проведенных в среднем течении рек Сисим и Мана, они были подразделены на три разновозрастные формации: каолинитовую, красноцветную монтмориллонит-гидрослюдистую, сероцветную гидрослюдистую.

1. К каолинитовой формации отнесены фрагменты древней коры выветривания, которая залегает на отдельных участках поверхностей широких плоско-выпуклых водораздельных массивов, на плоских обширных седловинах, соединяющих узкие скульптурные водоразделы, и на пологих склонах, в пределах которых она спускается почти до уровня днищ современных крупных долин. В долинах мелких рек и ручьев постелью аллювиальных отложений также часто являются глубоко разложившиеся химическим выветриванием породы.

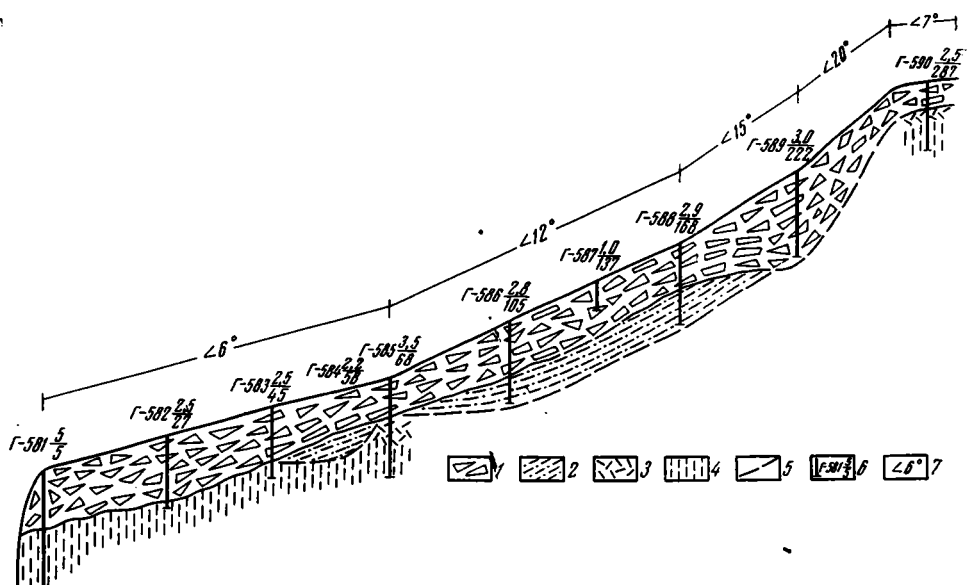
Примером разреза коры выветривания на водоразделе может служить шурф Г-590 (фиг. 1), пройденный на северном краю междуречного массива рек Маны и Крола. Здесь на выпуклой поверхности, имеющей наклон в сторону долины р. Маны, сверху вниз (на глуб., м) вскрываются:

1. Глыбы и щебенка кварцитов (slfQ_{2-3}) с коричневато-бурым суглинком. Нижняя граница резкая до глуб. 1 м
2. Глина белая ($\text{elCr}_2\text{—N}_1$) с желтоватым оттенком, бесструктурная мучнистая. Переход книзу постепенный 1—1,5
3. Сильно выветрелая белая, растрескивающаяся в мучнистую массу порода с редкими зернами кварца и с реликтовой остроугольной отдельностью. Вероятно, выветриванию подверглась кислая жильная порода типа пегматита. Ниже — забой шурфа 1,5—2,5

Разрез коры выветривания одной из седловин Сисим-Кижартского водораздела был описан в траншее (Г-301) длиной 600 м. У ее западного края сверху вниз вскрываются:

1. Суглинок (elQ_{2-4}) буровато-коричневый легкий пористый неслоистый, вверху содержит много полуразложившихся растительных остатков. Переход к слою 2 постепенный 2,0—0,45
2. Суглинок ($\text{elCr}_2\text{—N}_1$) коричневый тяжелый вязкий с мелко-оскольчатой текстурой и с признаками плитчатой отдельности. Среди рыхлой породы встречаются плитки зеленых кварцитовых сланцев, залегающие согласно с реликтовой сланцеватостью, намечающейся в слое. Окраска суглинка пятнистая неровная. Выделяются белесые и темные полосы и пятна, где сохранились округлые обломки пород, состоящих из выделений кварца и вмещающей черной массы. Выветрелая до состояния суглинка порода образует около 85% от общего объема. Кварцитовые сланцы и кварцевые породы также значительно изменены выветриванием. Нижняя граница слоя 2 местами довольно отчетливая, резкая 0,45—1,15
3. Суглинок темно-коричневый, местами почти черный или красноватый, с редкими белыми гнездами каолина и с округлой оскольчатой реликтовой текстурой. Ниже — забой канавы 1,15—1,45

В описанном разрезе под измененными почвообразовательными процессами слоем I вскрыт древний элювий (слои 2 и 3), на что указывает наличие в нем отчетливых текстурных признаков материнских метаморфических пород, представленных, по-видимому, кварцитами и гематит-кварцитовыми сланцами с обособлениями кварца. Описанная кора выветривания прослежена по всей траншее и в расположенных поблизости шурфах. Местами мощность бесструктурной глинистой массы достигает 2—3 м. Однако.



Фиг. 1. Геологическое строение северного склона Манского белогорья вблизи слияния рек Маны и Крола (длина склона 1,5 км)

1 — глыбово-щебнисто-суглинистые солифлюкционные отложения средне-верхнечетвертичного возраста; 2 — делювиальные суглинки неоген-нижнечетвертичного возраста; 3 — бесструктурная верхнего мела — палеогена — начала неогена; 4 — щебнисто-глинистый материал с текстурой материнских пород; 5 — предполагаемые границы; 6 — местоположение, номер, глубина (числитель) и относительная высота (знаменатель) выработки; 7 — крутизна склона

часто непосредственно под более молодыми отложениями залегают разложенные метаморфические породы с хорошо сохранившейся первичной текстурой.

Широко распространен древний элювий на южных склонах Сисим-Кижартского водораздела в районе пос. Полковничий. Его мощность здесь часто превышает 3—5 м. Так, в истоках ручья Полковничьего (шурф Г-369) под подпочвенным слоем и валунами гематитов с глубины 0,8 и до 2 м (забой шурфа) вскрыты рыже-красные дресвянистые глины. Дресва составляет 30—40% объема породы и представлена выветрелым кварцем, крупные обломки которого легко разламываются в руках. Вероятно, в шурфе обнаружена кора выветривания пегматитов.

Низы профиля каолинового элювия описаны также на северном склоне междуречья Маны и Крола (см. фиг. 1). Здесь в шурфах Г-581, Г-582, Г-583 и Г-585 под чехлом солифлюкционных отложений, сложенных щебнисто-глыбовым материалом кварцитов с коричневатобурым суглинком, залегают ярко-желтые сланцеватые породы (выветрелые доломиты и глинистые сланцы), частично превращенные в глину. Зона выветривания имеет мощность свыше 2 м. Пестроцветная каолиновая кора выветривания обнаружена в долине ручья Малая Жайма (правый приток р. Крол, шурф Г-580).

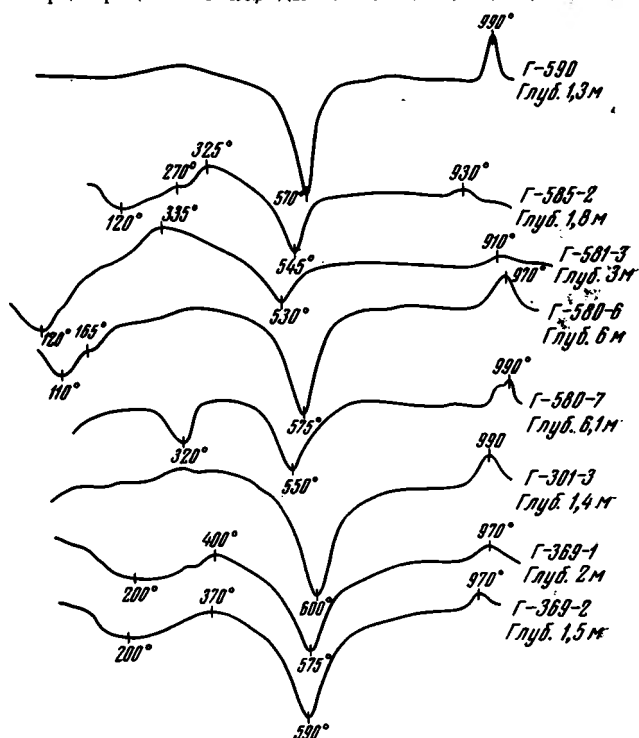
Минеральный состав глинистой фракции коры выветривания определен с помощью термического и электрономикроскопического методов (фиг. 2, 3). В образцах Г-590, Г-585-2, Г-580-6, Г-580-7, Г-301-3, Г-369-1 и Г-369-2 преобладающим минералом является каолинит. В образце Г-581-3 каолинит находится в подчиненном значении по отношению к монтмориллониту и гидрослоде.

2. Элювиальные образования в ряде мест перекрыты накоплениями красноцветной монтмориллонит-гидрослюдистой формации. Последние представлены главным образом делювием и пролювием.

Делювиальные отложения имеют широкое распространение. Их строение было изучено в серии шурфов, пройденных на северном склоне Сисим-Кижартского водораздела, в истоках ручья Золотого. Так, в одном из них сверху вниз (на глуб., м) вскрыты (крутизна склона 10°, шурф Г-331):

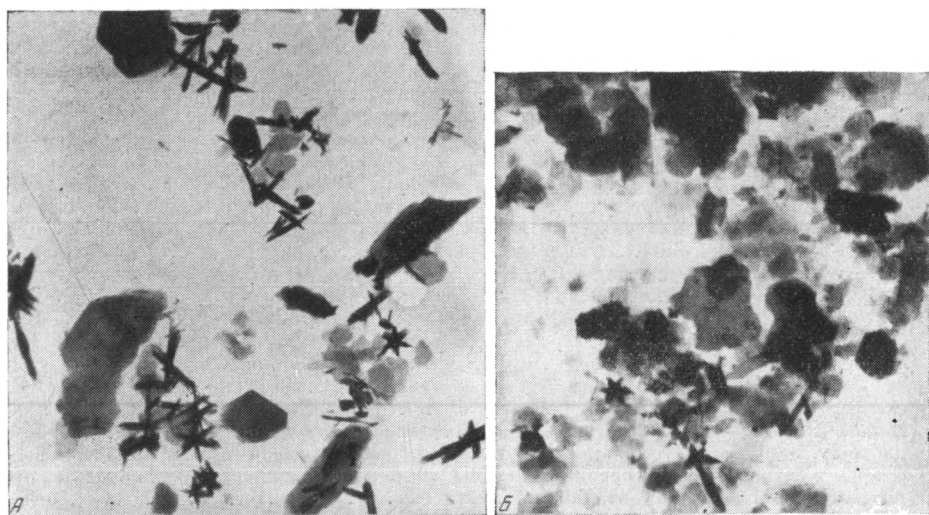
1. Почвенный суглинок ($eI Q_4$) коричневатобурый с редкой щебенкой. . . . 1,0—0,3;
2. Щебень с дресвой и сильно опесчаненным суглинком ($slf Q_{2-3}$). Окраска слоя ме-

няется сверху вниз от коричневато-бурой до красновато-коричневой. В составе грубообломочного материала присутствуют зеленокаменные эффузивы и тонкосланцевые выветрелые кварцесерицитовые породы 0,3—0,45



Фиг. 2. Кривые нагрева глинистой фракции коры выветривания

3. Суглинок ($d_{elN}-Q_1$) желто-красный очень плотный, с включением песчаных зерен, дресвы и щебня. Грубообломочный материал распределяется в виде единичных обломков или образует небольшие линзы и прослойки, залегающие с наклоном вниз по склону. Состав грубообломочного материала: зеленокаменные эффузивы, кварц,



Фиг. 3. Электронномикроскопические фотографии глинистых минералов коры выветривания
А — обр. Г-580-7 — каолинит и гидрогётит; Б — обр. Г-301-3 — каолинит с примесью гидрослюда и гидроокислов железа. Увел. 6000

кварциты, серицитовые сланцы. За исключением кварца, все остальные породы в значительной степени разрушены выветриванием. Ниже — забой шурфа . . . 0,45—3,2

Аналогичные делювиальные суглинки встречаются на южных склонах Сисим-Кижартского водораздела в верховьях ручья Выездного. Широко распространены красноцветные делювиальные отложения в среднем течении р. Маны, где они покрывают пологие склоны слабо расчлененных низко- и среднегорных массивов. Здесь их мощность может превышать 7 м. Красноцветный делювий обнаружен, в частности, на северном склоне междуречья Маны и Крола (см. рис. 1, Г-584, Г-586 и Г-588), где он представлен вишнево-красными суглинками с параллельной склону грубой слоистостью. В суглинках содержится щебенка местных пород с оглаженными углами.

Пролувиальные отложения описаны в долине ручья Малая Жайма. В стенке карьера (Г-580) высотой 6 м сверху вниз (на глуб., м) вскрываются:

1. Крупные и средние округлые глыбы муковитовых гранитов и темных диоритов (slfQ_{2-3}). Породы сливные, очень крепкие, свежие залегают среди серого пористого суглинка, составляющего 40—50% общего объема слоя. Глыбы преимущественно ориентированы по падению склона. Нижняя граница резкая, волнистая . . . 0,1—2
2. Валунно-галечниковая толща (rgN—Q_1) желто-коричневого цвета с четкой грубой слоистостью, устанавливающейся благодаря неодинаковому послойному распределению грубообломочного материала. Слои наклонены вниз, параллельно падению дна долины ручья Малая Жайма, реже они имеют перпендикулярное и обратное направление наклона. Углы наклона иногда доходят до 20°. Круче наклонены слои, содержащие наиболее крупный материал. Галька и валуны принадлежат плохо окатанным местным породам: гранитам, диоритам, метаморфическим сланцам и гранито-гнейсам. Выветрелые и неизмененные крепкие породы находятся в соотношении 1 : 4. Валунно-галечный материал сцементирован желто-коричневым, в отдельных прослойках светло-серым или охристым суглинком. Встречаются линзы суглинка с незначительным содержанием грубообломочного материала . . . 1,2—5,8

Описанные отложения с резким размывом залегают на сильно дислоцированных метаморфических сланцах, которые с поверхности до глубины 2 м и более превращены в пестроцветную глинистую кору выветривания (обр. Г-580-6 и Г-580-7). Мощность галечно-валунных накоплений вниз по течению ручья Малая Жайма увеличивается до 15—30 м. Изучение распространения пролувиальных отложений показывает, что они залегают в виде линейно вытянутого шлейфа у подножия среднегорного массива г. Ангиджек, фиксируя тектоническую зону, отделяющую последний от прилегающего низкогорья.

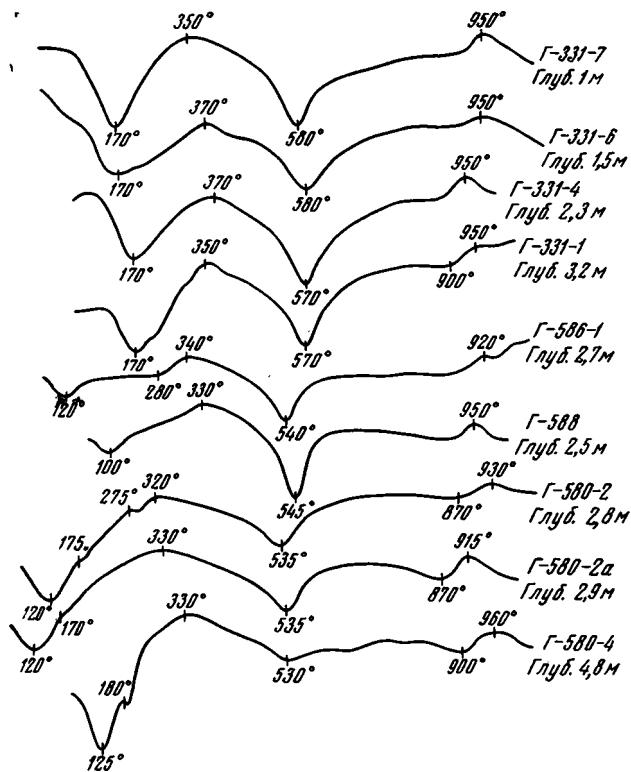
Входящие в состав красноцветной формации делювиальные и пролувиальные отложения выделяются по общей литологической характеристике и по составу глинистых минералов (фиг. 4 и 5). Для них характерно преобладание монтмориллонита и гидрослюда и наличие гидрогетита. Реже встречаются разности, содержащие большое количество, по-видимому, перетолженного каолинита (обр. Г-586-Г и Г-588). Специфическим для описанных красноцветных отложений является отсутствие засоленности легко-растворимыми солями и карбонатами.

3. В пределах описываемой территории повсеместное развитие имеет сероцветная гидрослюдистая формация, в состав которой входят отложения водоразделов, склонов и днищ долин. Среди неалувиальных образований господствуют глыбово-щебнисто-суглинистые накопления, покрывающие сплошным чехлом узкие скульптурные водоразделы и склоны всех типов, за исключением очень крутых и отвесных. Лишь на некоторых возвышенных участках, как, например, в седловине ручья Золотого и Васьякиного в пределах Сисим-Кижартского водораздела (Г-301), залегают сероцветные (в данном случае буровато-коричневые) суглинки, представляющие собой средние и верхнечетвертичные — современный элювий, наложенный на древнюю кору выветривания.

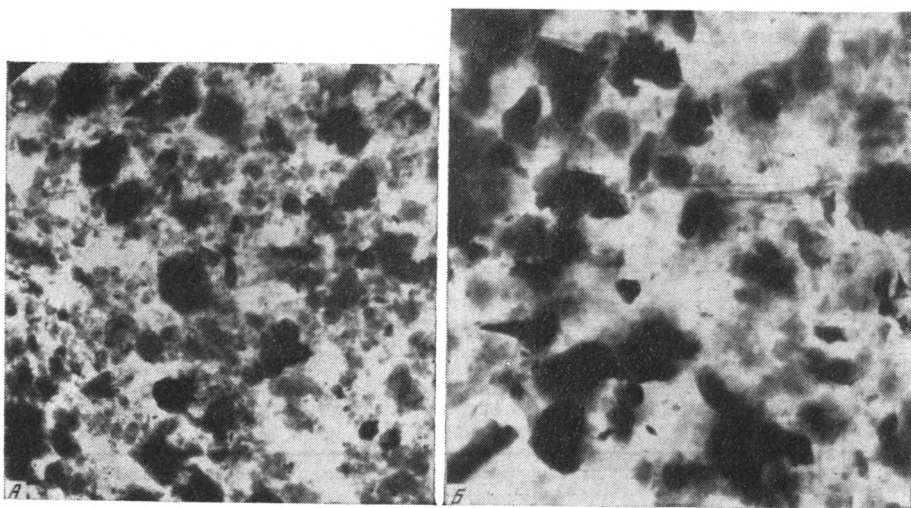
Выше уже были охарактеризованы грубообломочные склоновые отложения, под которыми в горных выработках открыты древний делювий и элювий (Г-590, Г-331, Г-580). Чтобы лучше судить о механизме транспортировки грубообломочного материала, приведем описание разреза нижней части склона, в месте слияния рек Маны и Крола (см. фиг. 1, Г-581). Здесь в карьере высотой 5 м сверху (на глуб., м) обнажаются:

1. Суглинок (el—delQ_1) коричневато-бурый с редкой щебенкой . . . 0—0,4
2. Глыбово-щебнисто-суглинистый материал (slfQ_{2-3}) коричневатого-бурого цвета с грубой параллельной склону сортировкой благодаря наличию слоев с различным количеством глыб до 40—50 см в диаметре. Все глыбы принадлежат сливным кварцито-песчанникам, имеют оглаженные углы и ориентированы длинными осями вниз по склону. Вблизи подошвы они распределяются параллельно ее неровностям и карманам, создавая отчетливые текстуры обтекания и напора. Подошвой глыбово-щебнисто-суглинистого материала служат выветрелые доломиты, местами превращенные в ярко-желтую глину. Коренные выходы кварцито-песчанников расположены выше по склону, в 1 км к югу от данного места . . . 0,4—2,4

Генезис описанных грубообломочных отложений можно определить как солифлюкционный по их составу и текстуре. Глыбово-щебнисто-суглинистые образования представляют собой господствующий тип склоновых накоплений в северо-западной части Восточного Саяна. Они покрывают склоны крутизной менее 25° чехлом мощностью 1—4 м, часто переходя у подножия в мощные (15—30 м) шлейфы. На склонах круче



Фиг. 4. Кривые нагревания глинистой фракции красноцветных отложений

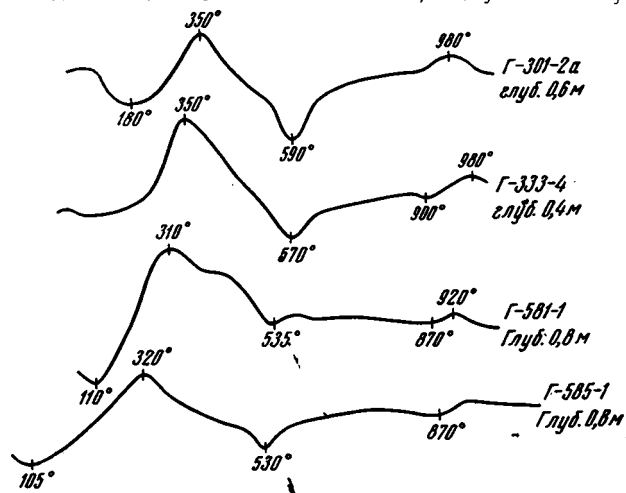


Фиг. 5. Электронномикроскопические фотографии глинистых минералов красноцветных отложений

А — обр. Г-331-6 — монтмориллонит и гидрослюда с примесью гидроокислов железа; Б — обр. Г-580-4 — монтмориллонит с примесью гидрогётита. Увел. 6000

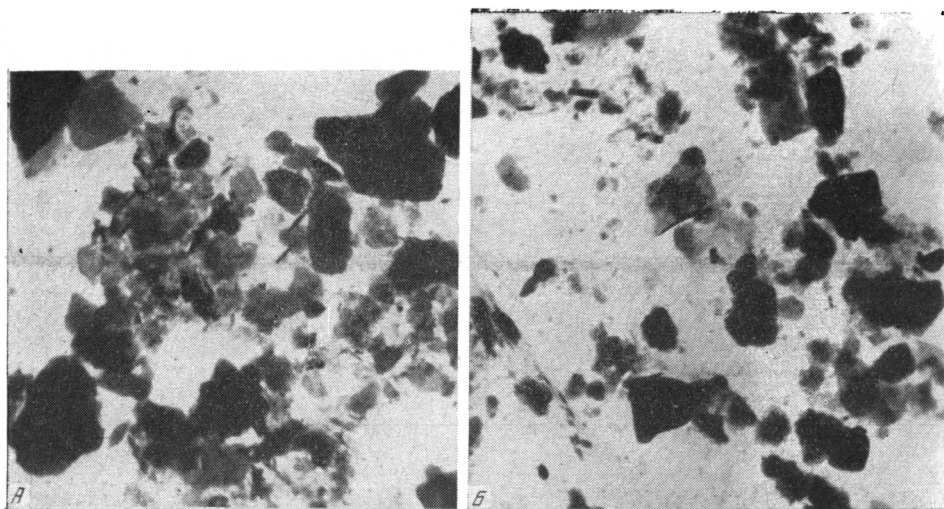
25° обычно развиты курумы, каменные потоки и осыпи. Отложения сероцветной формации отличаются от более древних континентальных накоплений не только своим обликом, но и составом глинистых минералов, среди которых преобладает гидрослюда (фиг. 6 и 7).

Краткое рассмотрение строения и условий залегания континентальных образований северо-западной части Восточного Саяна показывает, что уже в эпоху формирования



Фиг. 6. Кривые нагрева глинистой фракции сероцветных отложений

каолининовой коры выветривания данная территория превратилась в выровненное низкоры. Об этом свидетельствует наличие каолинитового элювия на всех элементах рельефа низкорыных массивов. Так как в дальнейшем рельеф региона не претерпел



Фиг. 7. Электронномикроскопические фотографии глинистых минералов сероцветных отложений

А — обр. Г-333-4 — гидрослюда с примесью органического вещества, галлауазита и гидроокислов железа; Б — обр. Г-581-1 — гидрослюда с примесью монтмориллонита, гидроокислов железа и каолинита. Увел. 6000

существенной перестройки, то можно считать, что зафиксированная в разрезах смена типов денудации была связана здесь с климатическими изменениями, масштабы которых были весьма значительны. Наблюдения за изменением солнечной активности (Эйгенсон, 1957) и характером изменчивости общей увлажненности материков (Шнитников, 1957), а также определение абсолютного возраста главных климатических фаз голоцена и позднего плейстоцена (Серебряный, 1963; Лаврушин и др., 1963; Кинд,

1965), свидетельствуют о том, что крупные климатические циклы являются одновременными для всей Земли.

В сочетании с данными биостратиграфии использование указанной закономерности позволяет не только коррелировать, но и датировать континентальные образования различных генетических типов, часть из которых представлена немymi накоплениями. Именно таким образом проведено расчленение мезозойских и кайнозойских отложений Южного и Центрального Казахстана (Никифорова, 1960; Разумова, 1961).

Для установления времени формирования охарактеризованного выше каолинитового элювия важным является следующее обстоятельство: он залегает на всех элементах слабо расчлененного низкогорного рельефа и перекрыт отложениями с существенно отличным составом глинистых минералов. Следовательно, описанная кора выветривания представляет собой геологическое тело, образовавшееся в ранний этап развития существующего рельефа и характеризует наиболее позднюю для данного региона эпоху каолинизации. По данным К. В. Боголепова (1961), изучившего разрез юрских, меловых, палеогеновых и неогеновых отложений сопредельной юго-восточной окраины Западно-Сибирской низменности, последняя эпоха мощного химического выветривания приходится на верхний мел, палеоген и начало неогена (первая половина миоцена). Этим возрастным интервалом, по-видимому, и следует датировать каолинитовую кору выветривания северо-запада Восточного Саяна.

Образование красноцветных отложений на юге Сибири связано с аридизацией климата, имевшей место во второй половине миоцена и в плиоцене (Никифорова, 1960; Боголепов, 1961). Несомненно, что в это время процессы плоскостного смыва и деятельность временных потоков играли огромную роль в преобразовании рельефа. В меньшей степени их участие в денудации проявлялось в доледниковый этап четвертичного периода, когда на смену открытым ландшафтам пришла лесная растительность. Однако резкое изменение в развитии склонов произошло в связи с наступлением 1-ой общепланетарной фазы похолодания, которой, по нашим данным, в Сибири отвечает среднечетвертичное самаровское оледенение (Горшков, 1964). Поэтому возраст красноцветных отложений можно определить в широких пределах — от середины миоцена до нижнечетвертичного времени включительно.

Формирование сероцветных отложений, в составе которых господствуют солифлюкционные покровы и курумы, было связано с резким усилением процессов физического выветривания и склонового сноса в перигляциальных условиях и, следовательно, могло произойти только в средне-верхнечетвертичное время, для которого в Сибири неоспоримо доказано наличие ряда ледниковых эпох. Отнесение сибирских курумов и каменных рек к перигляциальным явлениям было впервые сделано Я. С. Эдельштейном (1931) и позднее Э. И. Равским (1961).

На основе изложенных данных можно сделать некоторые выводы о специфике образования континентального чехла, что необходимо для понимания истории развития рельефа северо-западной части Восточного Саяна.

В течение верхнего мела, палеогена и начала неогена в условиях гумидного и теплого климата господствовала химическая денудация. Горные массивы были одеты густой лесной растительностью, в результате отмирания которой а почву и подстилающий субстрат вместе с атмосферными осадками в изобилии поступали органические кислоты, и выветривание носило характер каолинизации. Так как все резко выступавшие горные хребты были орографическими преградами, то они получали большее количество осадков. Это обстоятельство способствовало более быстрому их разрушению по сравнению с прилегающими низкими горными массивами. Химическая денудация происходила синхронно с врезанием долин, что создавало возможности для дренажа водоразделов и поддерживало процессы их разрушения. Подобным образом объясняется формирование выровненных междуречий Уганды (Trendall, 1962). Плоскостной смыв под пологом густой лесной растительности играл незначительную роль (Tricart, 1961), благодаря чему элювий накапливался не только на водоразделах, но и на пологих склонах. Совместное действие процессов химической денудации и эрозии в итоге привело к образованию выровненной низкогорной страны, с широко развитым чехлом каолининовой коры выветривания.

Аридизация климата, проявившаяся во второй половине миоцена и в плиоцене, должна была вызвать уменьшение обесценности территории. Вследствие этого создались благоприятные условия для деятельности плоскостного смыва и временных потоков, тем более что аридным эпохам свойственно усиление общей циркуляции атмосферы, сопровождающееся выпадением ливневых дождей (Эйгенсон, 1957). Поэтому на территориях, покрытых чехлом коры выветривания и характеризующихся расчлененным рельефом, формирование делювия и пролювия должно было происходить в широких масштабах. Делювий откладывался на склонах однообразных низкогорных массивов, а пролювий заполнял ложбины и ложился у оснований крупных воздымавшихся блоков. Материал, сосредоточившийся у подножий склонов, перемывался реками и был парагенетически связан с их аллювием.

Преобладание монтмориллонита и гидрослюда в составе глинистых минералов красноцветного делювия и пролювия, по-видимому, свидетельствует о том, что в течение этапа аридизации они формировались в почвенном профиле. При этом на участках, сложенных каолининовыми образованиями, в пределах маломощной поверхностной зоны, вероятно, происходил процесс монтмориллонитизации с дальнейшим ча-

стичным переходом монтмориллонита в гидрослюда. На возможность подобных преобразований указывал И. И. Гинзбург (1963). Отсутствие в красноцветных отложениях ощутимых количеств легкорастворимых солей и карбонатов позволяет считать, что климат описываемой территории скорее всего не был устойчиво засушливым на протяжении года. Однако этот вопрос требует более всестороннего и тщательного изучения. Красноцветные отложения должны были подвергнуться значительному размыву в доледниковый отрезок четвертичного периода, когда увеличилась обледененность территории и линейная эрозия стала играть большую роль в преобразовании рельефа.

В ледниковые эпохи средне- и верхнечетвертичного времени описываемое низкогорье подвергалось денудации в перигляциальных условиях. Все выступы и обнаженные скальные участки были ареной интенсивного физического дробления пород и давали большое количество глыбово-щебнистого материала. Смешиваясь с мелкоземом, он образовывал площадную сероцветную толщу с преобладающим гидрослюдистым составом глинистых минералов. Двигаясь вниз по склонам, глыбово-щебнисто-суглинистые образования во многих местах погребли кору выветривания и красноцветные отложения, в результате чего площадной размыв доледниковых образований стал невозможен.

Вывод о том, что в пределах северо-западной части Восточного Саяна под повсеместно развитым чехлом грубообломочных отложений на древних элементах рельефа залегают каолинистая кора выветривания и красноцветные накопления, весьма важен. Изучение распространения и состава каолинитового элювия необходимо для оценки возможности его использования в качестве промышленного сырья. К красноцветным отложениям приурочено большинство золотоносных россыпей района. Исходя из изложенной выше палеогеографической реконструкции, можно предположить, что даже в тех районах, где коренные породы характеризуются небольшим содержанием полезного компонента, в результате выветривания и последующего массового перемыва продуктов химической дезинтеграции могли образоваться россыпи, имеющие промышленное значение. Такая специфика накопления присуща только красноцветным отложениям.

Так как для территории Алтае-Саянского пояса установлена связь золотоносных россыпей с интрузиями гранитоидного состава (Казакевич и Божинский, 1960) и местоположение последних достаточно хорошо известно, то поиски в этих районах погребенных красноцветных делювиальных и пролювиальных толщ, по-видимому, могли бы дать практически важные результаты. Поскольку смены характера денудационных процессов и связанные с ними преобразования в строении синхроничных континентальных отложений были вызваны общепланетарными климатическими изменениями, то наши выводы могут быть применимы в более широких масштабах. Приведенные данные свидетельствуют о том, что специфика моделировки рельефа территорий с малой активностью тектонических движений в первую очередь зависит от характера климата и меняется в зависимости от его эволюции.

ЛИТЕРАТУРА

- Боголепов К. В. Мезозойские и третичные отложения восточной окраины Западно-Сибирской низменности и Енисейского края. Госгеолтехиздат, 1961.
- Гинзбург И. И. Типы древних кор выветривания, формы их проявления и классификации. Сб. «Кора выветривания», вып. 6. Изд-во АН СССР, 1963.
- Горшков С. П. Стратиграфия плиоцен-четвертичных отложений внеледниковой зоны Приенисейской Сибири. Тез. докл. к Всес. совещ. по изуч. четвертич. периода, секция стратиграфии, Новосибирск, 1964.
- Казакевич Ю. П., Божинский А. П. Закономерности формирования и размещения золотоносных россыпей Алтае-Саянской складчатой области. Сб. «Закономерности размещения полезных ископаемых» (IV). Россыпи. Госгортехиздат, 1960.
- Кинд Н. В. Абсолютная хронология основных этапов истории последнего оледенения и послеледниковья Сибири. Сб. «Четвертичный период и его история». Изд-во «Наука», 1965.
- Лаврушин Ю. А., Дервиц А. Л., Гитерман Р. Е., Маркова Н. Г. Первые данные по абсолютной хронологии основных событий голоцена Северо-Востока СССР. Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода, № 28, 1963.
- Никифорова К. В. Кайнозой Голодной степи Центрального Казахстана. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 45, 1960.
- Равский Э. И. Перигляциальные явления и перигляциальные зоны плейстоцена Восточной Сибири. Сб. «Вопросы геологии антропогена». Изд-во АН СССР, 1961.
- Разумова В. Н. Меловые и третичные формации западной части Центрального и Южного Казахстана. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 46, 1961.
- Серебряный Л. Р. Вопросы абсолютной хронологии последней ледниковой эпохи. Сб. «Абсолютная геохронология четвертичного периода». Изд-во АН СССР, 1963.
- Шнитников А. В. Изменчивость общей увлажненности материков северного полушария. Зап. Геогр. о-ва СССР, т. 16, нов. сер. Изд-во АН СССР, 1957.
- Эдельштейн Я. С. Гидрогеологический очерк Минусинского края. Тр. Всес. геол.-развед. объедин., вып. 145, 1931.

- Эйгенсон М. С. О возможной природе палеоклиматических колебаний в течение четвертичного периода. Тр. комис. по изуч. четвертичн. периода, вып. XIII, 1957.
- Trendall A. The formation of «apparent peneplans» by a process of combined lateritisation and surface wash. Z. Geomorphol., 6, n. 2, 1962.
- Tricart J. Les caractéristiques fondamentales du système morphogénétique des pays tropicaux humides. Inform. geogr., 25, n. 4, 1961.

Московский государственный
университет

Дата поступления
8.IV.1965

УДК 553.245

НЕКОТОРЫЕ ДАННЫЕ О ВЛИЯНИИ ВТОРИЧНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ НА РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ЭЛЕМЕНТОВ В КОРЕ ВЫВЕТРИВАНИЯ ОСНОВНЫХ ПОРОД

Н. А. ЛИСИЦЫНА и Н. Ю. ЛУБЧЕНКО

Как известно, многие коры выветривания, перекрытые более молодыми отложениями, изменены процессами вторичной минерализации (Лисицына, Пастухова, 1961). Влияние этих процессов сказывается в образовании вторичных карбонатов, главным образом сидерита, а также пирита, которые развиваются в уже сформировавшейся толще коры и в ряде случаев замещают «первичные» минералы выветривания.

Происхождение вторичной минерализации в наших случаях обусловлено влиянием грунтовых растворов восстановительного характера. т. е. вод иного состава и иных физико-химических свойств, которые фильтровались через толщу коры выветривания.

Вторичные минералы имеют весьма широкое распространение и отмечены в корях выветривания Тургайского прогиба, Казахского нагорья, Чулымо-Енисейской впадины, Енисейского кряжа и Украинского кристаллического щита (Спирин и Пасова, 1957; Михайлов, 1959; Лисицына, Пастухова, 1961; Хорошева, 1964 и др.).

Процессы вторичной минерализации достигают большой глубины и охватывают значительные по мощности зоны. В Тургайском прогибе мощность сидеритизированных пород составляет 90, пиритизированных — 40 м. Содержание сидерита в продуктах выветривания колеблется от долей процента до 6—40%, пирита — от долей процента до 2—10%.

Учитывая весьма значительные масштабы вторичной минерализации, естественно предположить, что она влияет на распределение некоторых элементов в коре выветривания, точнее, приводит к их перераспределению, после того как профиль выветривания уже сформирован.

В настоящей работе мы попытались выяснить, какие именно из рассмотренных нами восемнадцати элементов (K, Na, Mg, Ca, Mn, P, Si, Al, Fe, Ti, Ga, Zn, Zr, Ni, Co, Cu, Cr, V) вторично перераспределяются и каковы результаты этого перераспределения.

В качестве объектов исследования были выбраны два разреза коры выветривания основных пород: верхнеюрской — нижнемеловой коры амфиболитов Украинского кристаллического щита и триасовой — нижнемеловой коры порфиритов Тургайского прогиба.

В коре выветривания амфиболитов Украинского кристаллического щита различаются три зоны:

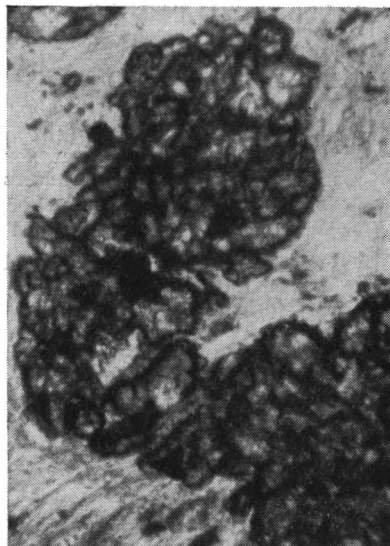
- 1) нижняя зона каолинитовых и монтмориллонитовых глин с примесью гидрослюд и слабо измененных реликтовых минералов материнских пород мощностью 12 м;
- 2) средняя зона каолинитовых глин с примесью гидрослюд и реликтовых минералов мощностью 20 м;
- 3) верхняя зона каолинитовых глин с примесью окислов и гидроокислов железа и гиббсита мощностью 43 м.

Весь разрез очень слабо вторично минерализован. Отдельные сферолиты сидерита встречаются в верхах верхней зоны. Максимальное развитие вторичного сидерита наблюдается в средней зоне и локализовано на глубине 116—118 м. Каолинитовые глины с примесью гидрослюд здесь буквально пронизаны скоплениями сферолитов сидерита (фиг. 1), который образует также тонкие прожилки (фиг. 2, а, б). Содержание сидерита в этих породах составляет 6,5—80%, а их объемный вес возрастает до 2,8 г/см^3 , т. е. вдвое по сравнению с другими, несидеритизированными породами. Интересно, что содержание железа в этой небольшой пачке составляет

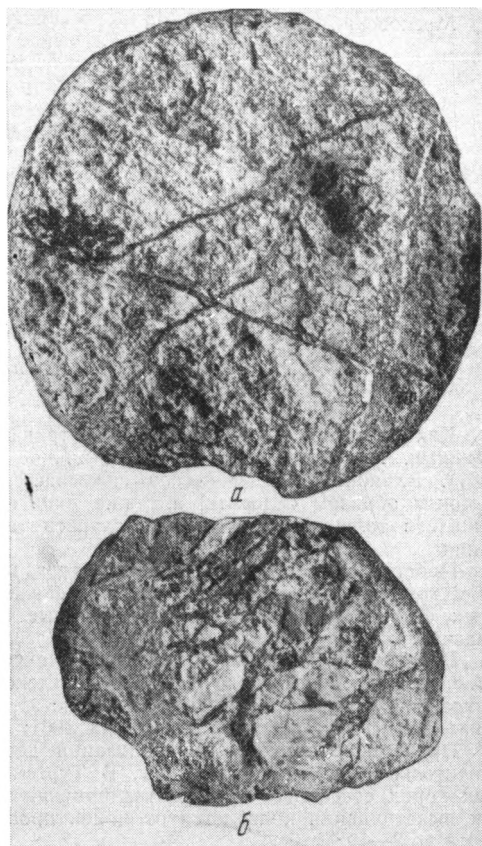
15,2—37,9% или в пересчете на единицу объема 428,1—1060,6 мг/см³, т. е. во много раз превышает его среднее количество в этой зоне коры (8,05% или 196,7 мг/см³). Совершенно очевидно, что повышение против среднего содержания железа свидетельствует о его привносе из других участков коры выветривания. На это указывает и форма нахождения сидерита, который выполняет прожилки. Пирит в виде вкрапленности свежих кристаллов также встречается в средней зоне.

В разрезе коры выветривания порфиритов Тургайского прогиба выделяются две зоны:

- 1) нижняя зона хлоритовых и монтмориллонитовых глин с примесью каолинита и реликтовых минералов мощностью 7 м;
- 2) верхняя зона каолинитовых глин с примесью гидроокислов и окислов железа и титана мощностью 27 м.



Фиг. 1. Скопления сферолитов сидерита в каолинит-гидрослюдистой глине коры выветривания амфиболита
Без анализатора, увел. 72



Фиг. 2, а, б. Прожилки сидерита в той же глине
Нат. величина

Породы верхней зоны вторично сидеритизированы и пиритизированы на всю ее мощность. Характер распределения вторичных минералов здесь иной, чем в Украинском разрезе. В глинах наблюдаются рассеянные сферолиты сидерита, иногда образующие линзообразные скопления (фиг. 3). Верхние 2,5—5 м толщи изменены наиболее интенсивно. Здесь помимо сидерита встречается также рассеянная вкрапленность, иногда прожилки пирита. Содержание сидерита в верхней зоне колеблется от долей процента до 7,5%, пирита — от сотых долей процента до 1%. Содержание железа 6,5—14,4%, или 100—223,2 мг/см³, не отличается от среднего значения для данной зоны, которое равняется 11,7%, или 171,5 мг/см³. Следовательно, привноса вещества извне здесь нет.

В двух рассмотренных нами разрезах мы наблюдаем два различных типа распределения вторичных минералов. В коре выветривания амфиболитов имеет место привнос и концентрация вещества в определенной зоне, где локализованы сидерит и пирит. В коре выветривания порфиритов вторичные минералы рассеяны в виде вкрапленности по всей верхней зоне коры и образуются без привноса вещества из других участков выветрелой толщи путем стягивания железа и других элементов, содержащихся в самой выветрелой породе.

Рассмотрим теперь, каково влияние вторичной минерализации на распределение элементов по профилю выветривания. Породы обоих разрезов были проанализированы на содержание в них следующих элементов: Na, K, Ca, Mg, Mn, Si, Al, Fe, Ti, P, Ga

(химическим путем), Cu, Co, Ni, Cr, V (методом количественного спектрального анализа), Zr и Zn — методом полук количественного спектрального анализа. Выяснилось, что содержание большинства элементов в сидеритизированных породах не отличается от их содержания в породах, не затронутых вторичной минерализацией. Исключение составляют кроме железа четыре элемента: Mn, Ni, Co и Zn. В отношении меди на нашем материале никакого вывода сделать нельзя из-за свойственного ей крайне неравномерного характера распределения.

В разрезе коры выветривания амфиболитов марганец, никель, кобальт и цинк дают резко повышенные содержания в сидеритизированной пачке. Это отчетливо видно на графиках их распределения по разрезу коры выветривания (фиг. 4). Для составления графиков результаты анализов в весовых процентах были пересчитаны на абсолютные количества вещества в единице объема (Лисицына, 1966). Все четыре элемента интенсивно выносятся при выветривании, так что в верхней зоне остается от 4 до 30% их содержания в исходной породе. В то же время на глубине 116—118 м, соответствующей сидеритизированному участку, наблюдаются резкие максимумы содержания этих элементов. Следовательно, помимо железа сидеритизированные участки средней зоны обогащаются также марганцем, кобальтом, никелем и цинком. Мы можем оценить величину этого обогащения для каждого элемента, если сравним его содержание в сидеритизированной породе со средним содержанием в данной зоне (табл. 1). Из таблицы видно, что содержание железа в сидеритизированной породе возрастает более чем в 6 раз, марганца — в 21, цинка — в 18, кобальта — в 10—16, никеля — в 4—5 раз по сравнению со средним содержанием по зоне.

Таким образом, на участках вторичной минерализации одновременно с железом концентрируются также марганец, никель, кобальт и цинк в такой последовательности: $Mn > Zn > Co > Fe > Ni$.

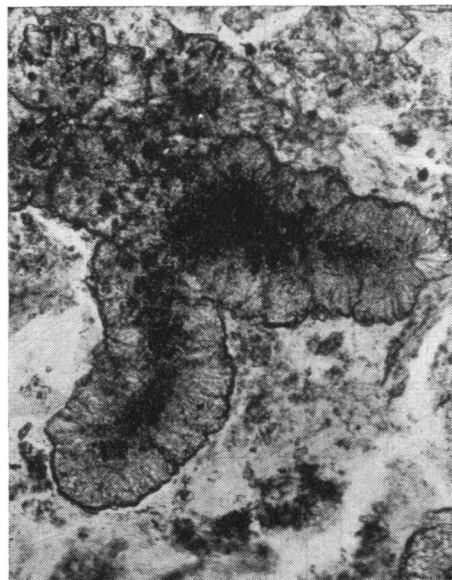
В разрезе коры выветривания порфирита, для которого характерна рассеянная вкрапленность сидерита и пирита в верхней зоне, также намечается некоторое увеличение содержания тех же элементов в сидеритизированных участках, но по сравнению с корой выветривания амфиболитов лишь очень небольшое (табл. 2). Количество железа практически остается на том же уровне, что и в несидеритизированной породе и отношение содержания в сидеритизированной породе к среднему по зоне близко к единице. Количество марганца в сидеритизированных породах увеличивается в 2—3 раза, никеля, кобальта, цинка — не более чем в 1,5—2 раза. Увеличение содержания происходит примерно в такой же последовательности, как и в коре амфиболитов: $Mn > Ni > Zn > Co > Fe$. Отклонения, по-видимому, объясняются неравномерностью распределения элементов, в данном случае никеля.

Как видим, при рассеянной сидеритизации и пиритизации верхней зоны коры выветривания имеет место лишь небольшое накопление сопутствующих элементов. Это объясняется двумя причинами: во-первых, в коре амфиболитов процесс вторичной минерализации накладывался на породы средней зоны, в которых сохраняются значительно большие количества элементов, чем в верхней зоне.

В верхней же зоне, как уже отмечалось, они почти полностью вынесены, поэтому более поздние процессы вторичной минерализации накладывались на обедненные сопутствующими элементами породы. Во-вторых, в средней зоне коры амфиболитов сидеритизированный участок образовался в значительной мере за счет привноса вещества из других соседних участков той же коры выветривания.

Таким образом, можно считать установленным, что вторичная минерализация способствует перераспределению ряда элементов, после того как профиль выветривания сформирован. Так создаются повышенные их концентрации в определенных, вторично карбонатизированных участках. Эти элементы мы называем сопутствующими.

Поскольку при вторичной минерализации образуются карбонаты, и в первую очередь карбонаты железа, можно предположить, что сопутствующие элементы связаны с ними и находятся в них в виде примеси. Известно, что в кальците могут присутствовать атомы магния, железа или свинца, в редких случаях — малые количества



Фиг. 3. Сферолиты сидерита в каолиновой глине верхней зоны коры выветривания порфирита

Без анализатора, учел. 72

Таблица 1

Сравнение содержаний Fe, Mn, Co, Ni, и Zn в сидеритизированной породе со средним содержанием в средней зоне коры выветривания амфиболитов. Украинский кристаллический щит

	Fe		Mn		Ni		Co		Zn	
	вес. %	мг/см ³	вес. %	мг/см ³	вес. %	мг/см ³	вес. %	мг/см ³	вес. %	мг/см ³
Сидеритизированная порода	15,18	428,08	0,18	5,1	0,030—0,037	0,84—1,0	0,018—0,030	0,51—0,85	0,06	1,68—1,69
Среднее для данной зоны (без сидеритизированных прослоек)	4,55	67,75	0,014	0,24	0,014	0,21	0,0035	0,052	0,003	0,094
Отношение содержаний в сидеритизированной породе к среднему по зоне	6,3		21,2		4—4,8		9,8—16,4		18	

Таблица 2

Сравнение содержаний Fe, Mn, Co, Ni и Zn в сидеритизированной породе со средним содержанием в верхней зоне коры выветривания порфиров. Казахстан

	Fe		Mn		Ni		Co		Zn	
	вес. %	мг/см ³	вес. %	мг/см ³	вес. %	мг/см ³	вес. %	мг/см ³	вес. %	мг/см ³
Сидеритизированная порода	6,45—14,14	99,97—223,20	0,12—0,18	1,86—2,79	0,001—0,002	0,012—0,031	0,0005—0,001	0,008—0,015	0,05	0,77
Среднее для данной зоны (без сидеритизированных прослоек)	12,2	181,2	0,06	0,97	0,001	0,012	0,0005	0,008	0,03	0,5
Отношение содержания в сидеритизированной породе к среднему по зоне	0,5—1,15	0,55—1,2	2—3	1,9—2,9	1—2	1—2,5	1—2	1—2	1,7	1,5

цинка, кобальта, стронция и бария. В значительно больших количествах присутствует марганец, размер радиуса ионов которого ближе к радиусу иона кальция, чем у других металлов. Карбонаты магния, железа, цинка и кобальта могут давать смешанные кристаллы разного промежуточного состава. Как реализуется эта возможность в нашем случае?

О составе вторичных карбонатов коры выветривания, амфиболитов и порфиритов можно судить по результатам анализа 2% солянокислой вытяжки карбонатизированных глин коры выветривания (табл. 3). Пересчеты сделаны по методу, описанному Э. С. Залманзон (1957). Из этих и нескольких других анализов следует, что FeCO_3 составляет главную массу и содержится в количестве 69—93,6%, MnCO_3 —0,88—3,06%, CaCO_3 —1,7—17,2%, MgCO_3 —0,62—8,1% от общей суммы карбонатов. Содержание марганца в карбонатах составляет таким образом 0,4—1,5%.

Показатели преломления карбонатов, которые определялись в иммерсии, меняются в зависимости от количества и состава примесей. Показатели карбонатов из прожилков в коре амфиболита ближе всего к сидериту и равны $n' = 1,858$, $n_e' = 1,637$. В сферолитах верхней зоны коры выветривания порфирита больший показатель заметно ниже и равняется 1,796, меньший 1,622—1,632.

По данным рентгеноструктурного анализа, карбонат железа определен как сидерит с изоморфной примесью марганца. Возможно присутствие марганцово-железистых карбонатов олигонитового ряда. Об этом свидетельствуют повышенные против сидеритовых рефлексы:

$$\frac{d}{n} = 3,60 - 3,64 \text{ при интенсивности } 5;$$

$$\frac{d}{n} = 2,81 \text{ при } I = 10; \quad \frac{d}{n} = 2,34 - 2,36 \text{ при } I = 5;$$

$$\frac{d}{n} = 2,13 - 2,14 \text{ при } I = 6 \text{ и } \frac{d}{n} = 1,73 - 1,75 \text{ при } I = 6,$$

а также другие. Кобальт, никель и цинк, которые присутствуют во вторично карбонатизированных породах в повышенных против среднего количествах, также входят в состав карбонатов. Сидерит, тщательно выделенный из прожилков в коре амфиболитов, был проанализирован методом спектрального анализа на содержание этих элементов. Содержание Fe, Mn, Co, Ni и Zn для сидеритизированных глин коры выветривания амфиболитов составляют: 15,2—37,9; 1,02; 0,030; 0,02; 0,06; для прожилков сидерита—32,1; 1,32; 0,034; 0,037; 0,1; сумма карбонатов—70—80%. Эти цифры показывают, что содержание всех элементов в сидеритовых прожилках весьма значительное. Учитывая, что сумма карбонатов составляет в данном образце 70—80% породы, можно грубо подсчитать, какое количество каждого элемента присутствует в породе за счет карбонатных прожилков. Оказывается, что почти весь марганец, 80—90% никеля, почти кобальт и цинк входят в состав карбонатов.

Содержание этих элементов в сферолитах сидерита, выделенных из глин коры выветривания порфирита, также весьма значительно и в ряде случаев во много раз превышает их количество во всей породе в целом. Так, например, сидериты верхней зоны содержат по сравнению с породой в 4 раза больше марганца, в 2,5—3 раза больше никеля, в 6 раз больше кобальта. Общая сумма карбонатов составляет примерно 10% породы.

Из этих данных следует, что ряд элементов, которые часто присутствуют в карбонатах в виде примесей или способны образовывать самостоятельные молекулы карбонатов, концентрируются при вторичных процессах сидеритизации в сидеритовых прожилках

Таблица 3
Результаты анализа 2% солянокислой вытяжки образцов вторично карбонатизированных глин коры выветривания (вес. %)

Название пород	Минеральный неаустерный остаток	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	CaO	MgO	CO_2	P_2O_5	Сумма	$\text{Ca}_3(\text{PO}_4)_2$	CaCO_3	MnCO_3	FeCO_3	MgCO_3	FeO сылик.	MgO сылик.
Глина коры выветривания амфиболита из средней зоны с прожилками сидерита	20,44	0,88	0,47	44,02	1,38	0,91	0,43	27,60	0,18	96,31	0,39	1,25	2,23	68,35	0,45	1,63	0,21
Глина коры выветривания лабрадорита из верхней зоны	60,48	1,29	1,21	43,93	0,15	1,83	0,79	40,65	0,18	90,51	0,39	2,89	0,24	22,32	1,55	0,04	0,08

и сферолитах сидерита в разных зонах коры выветривания. Мы не анализировали такие элементы, как свинец, стронций и барий, которые присутствуют в ряде случаев в кальците. По-видимому, и они перераспределяются в коре выветривания под влиянием вторичных процессов.

Ранее было отмечено широкое развитие и значительные мощности зон вторичной сидеритизации в корях выветривания разных областей. Учитывая приведенные данные, надо иметь в виду, что при размыве таких кор переотложенный материал будет обогащен не только железом, но и такими сопутствующими элементами, как марганец, кобальт, никель, цинк и, возможно, некоторыми другими (свинец, стронций, барий).

ЛИТЕРАТУРА

- Залманзон Э. С. Химический анализ карбонатных пород. Сб. «Методы изучения осадочных пород», т. 2, под редакцией Н. М. Страхова. Госгеолтехиздат, 1957.
- Лисицына Н. А., Пастухова М. В. Вторичная минерализация в бокситовой толще и коре выветривания Тургайских и Северо-Казахстанских месторождений бокситов. Геология рудных месторождений, № 1, 1961.
- Лисицына Н. А. К методике геохимического изучения кор выветривания. Литология и полезные ископаемые, № 1, 1966.
- Михайлов Б. М. Литология мезозойских и кайнозойских отложений Тургайского буругольного бассейна. Госгеолтехиздат, 1959.
- Спирин С. Л., Пасова Ф. Г. Закономерности размещения и литологический состав бокситоносных отложений в юго-западной части Чулымо-Енисейской впадины. Сб. «Минеральное сырье», вып. 1, 1960.
- Хорошева Д. П. Особенности минералогии верхней зоны коры выветривания ультраосновных и основных пород среднего Приднестровья. Литология и полезные ископаемые, № 1, 1964.

Геологический институт
АН СССР
Москва

Дата поступления
27.X.1965

УДК 553.061.6

ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПРЕДПОСЫЛКИ ЭКЗОГЕННОГО ЭПИГЕНЕТИЧЕСКОГО РУДООБРАЗОВАНИЯ С УЧАСТИЕМ ПЛАСТОВЫХ ВОД¹

А. К. ЛЯСИЦИН

В экзогенном эпигенетическом (наложенном) минералообразовании участвуют все виды подземных вод: воды зоны аэрации, грунтовые и напорные пластовые. Однако доля участия видов подземных вод в рудообразовании, то есть в формировании минеральных скоплений, представляющих промышленный интерес, для разных элементов и типов месторождений различна. Месторождения, связанные с корами выветривания, формируются главным образом водами зоны аэрации и грунтовыми водами. Причем, в данном случае в качестве источника рудного вещества большое значение имеют материнские породы, и поэтому часты остаточные концентрации элементов и минералов, плохо растворимых в подземных водах. Примерами таких руд могут служить некоторые месторождения алюминия, никеля и других элементов.

Примерами эпигенетических концентраций, сформированных грунтовыми водами, могут быть гипергенные месторождения германия и бериллия в торфах и углях. Наконец, все большее значение приобретают экзогенные эпигенетические месторождения, сформированные пластовыми водами. Помимо хорошо известных эпигенетических серных месторождений к ним относятся экзогенные месторождения урана, селена, возможно меди и других элементов. Например, при попытке систематизировать типы эпигенетических концентраций урана в осадочных породах, результат которой приведен в табл. 1, составленной совместно с И. А. Кондратьевой, выяснилось, что месторождения формируют, как правило, пластовые воды. Грунтовые воды чаще формируют рудопроявления, а водами зоны аэрации лишь в исключительных случаях формируется урановая минерализация, представляющая лишь минералогический интерес.

Рассмотрим гидрогеологические предпосылки образования последней группы эпигенетических месторождений. Особое внимание уделялось нами экзогенному рудообразованию в артезианских бассейнах как частному случаю природных водонапорных систем.

¹ Основные положения настоящей статьи были доложены автором на семинаре, организованном Комиссией по осадочным породам в ГИН АН СССР 24 мая 1965 г.

Понятие о природных водонапорных системах, введенное в гидрогеологию А. М. Овчинниковым (1961), включает в себя комплексы напорных водоносных пластов и трещинных зон с заключенными в них водами, обладающими общими условиями залегания, создания напора, движения и разгрузки на поверхности земли.

В гидрогеологической жизни артезианских бассейнов в настоящее время выделяют седиментационный и инфильтрационный этапы. В седиментационный этап жизни водонапорной системы напор в водах создается за счет геостатической нагрузки, а их движение происходит благодаря выдавливанию из уплотняющихся пород в скелетные коллекторы (обычно из пластичных глин в песчано-карбонатные отложения). В инфильтрационный этап напор в водах создается за счет инфильтрации атмосферных и поверхностных вод в водоносные породы и за счет гидростатической нагрузки.

По данным А. А. Карцева и С. Б. Вагина (1962), в песчаных слоях, залегающих внутри мощной глинистой толщи, за седиментационный этап может несколько раз происходить полное обновление запасов свободной воды благодаря выжиманию из уплотняющихся глин. Применительно к проблеме экзогенного рудообразования существенно заметить, что в седиментационный этап жизни артезианского бассейна геохимические процессы в породах протекают в значительной степени унаследованно от стадий седиментогенеза и раннего диагенеза, а движение подземных вод происходит с очень небольшими скоростями. Но уже в это время протекают и эпигенетические процессы. Эпигенетическое минералообразование может происходить в это время на контактах разнородных, особенно водоносных и водоупорных, пород и в водоносных горизонтах. Особенностью эпигенетических процессов седиментационных бассейнов являются их малые скорости и центробежная направленность от областей прогибания к периферии.

Качественный скачок в изменении интенсивности эпигенетических процессов и их направленности происходит при превращении седиментационных бассейнов в инфильтрационные. Специфическое проявление переходного этапа выражается в изменении давления в жидкости от литостатического к гидростатическому. Уменьшение давления должно приводить к соответствующему минералообразованию (карбонатизации и т. п.), особенно на контактах водоупоров с водоносными горизонтами.

Разрастание поднятий, захватывающее синклинальные структуры, сопровождается постепенным раскрытием все более глубоких водоносных комплексов и все большего числа структур, осложняющих ранее единую водонапорную систему. Все это способствует возрастанию интенсивности водообмена и, следовательно, преобладанию эпигенетических процессов в водоносных горизонтах. Находившиеся в равновесии с породами метаморфизованные воды постепенно замещаются чуждыми данному равновесному комплексу инфильтрационными водами этого горизонта (или водами других водоносных горизонтов через каналы их гидравлической связи). Начинаются процессы взаимодействия, направленные к установлению нового физико-химического равновесия между водой и породой. Замещение и некоторое смещение разнородных гравитационных вод в каждом участке сменяется преобладанием процессов диффузионного выщелачивания ионов из неподвижных (поровых) вод, пропитывающих породы; воды взаимодействуют с ионно-солевым поглощенным комплексом пород и с минералами, слагающими водоносные породы.

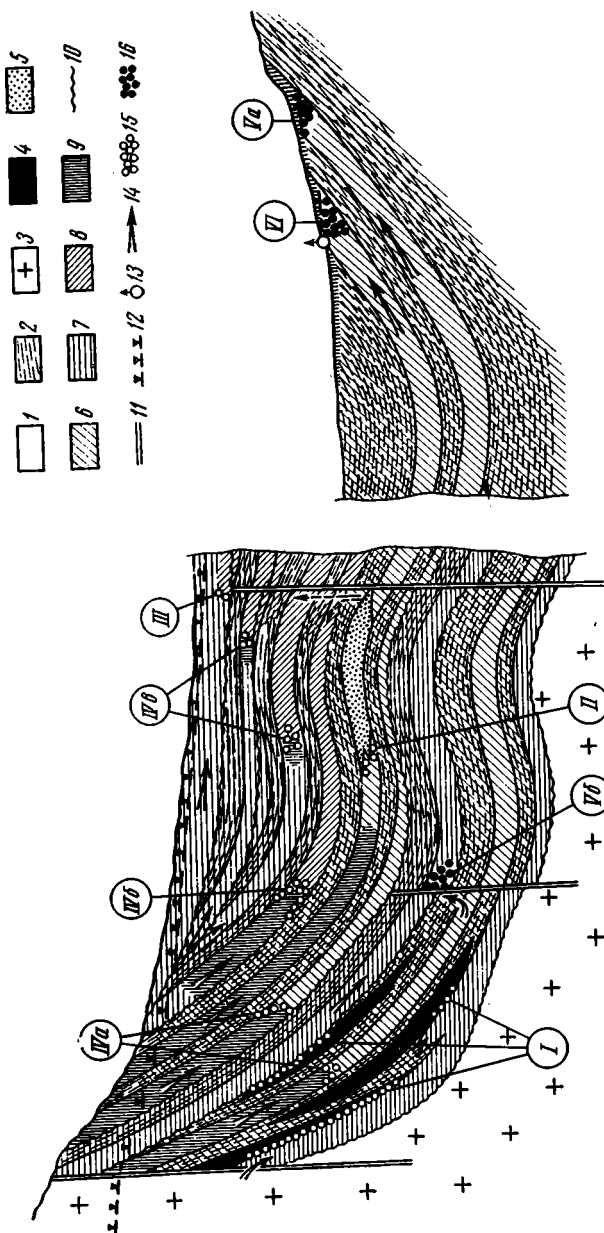
В процессе вытеснения древних метаморфизованных вод и смешения их с инфильтрационными водами много химического состава ионный обмен может приводить к выпадению слабо растворимых соединений, цементирующих часть пор. Наиболее часто этот процесс сопровождается эпигенетическим огипсованием и карбонатизацией. При взаимодействии подземных вод с породами ряд элементов переходит в раствор и в дальнейшем осаждается на геохимических барьерах. Этот механизм формирования эпигенетических минералов особенно характерен для элементов, накапливающихся на восстановительном геохимическом барьере. Наиболее полно он изучен в эпигенетических экзогенных месторождениях урана (Батулин и др., 1965), где доказано эпигенетическое образование первичных и окисленных минералов урана, селена, ванадия, молибдена, железа и ряда других элементов. Высказываются мнения, что подобный процесс имел место при формировании некоторых месторождений меди (Германов, 1961; Перельман и Борисенко, 1962).

Важно отметить, что существенное преобразование пород инфильтрационными водами происходит в зонах, достаточно близких к областям инфильтрации и создания напора, где имеются для этого достаточно большие градиенты напоров и богатые окислителями воды, способные переводить элементы с переменной валентностью в более высокое валентное состояние. Кроме того, необходимо, чтобы скорость химического выветривания опережала эрозию выходов водоносных пород на поверхность. Такие условия создаются в поднятых крыльях артезианских бассейнов по периферии орогенных областей.

В очагах разгрузки гравитационных вод характерно эпигенетическое минералообразование на окислительных геохимических барьерах. Иллюстрацией этого положения может быть известная приуроченность ряда серных месторождений к очагам разгрузки подземных вод нефтеносных областей. Подробное освещение геологического положения и условий формирования серных месторождений содержится в работах А. С. Соколова (1959), М. В. Иванова (1964) и др.

В очагах разгрузки пластовых вод широко распространено также ожелезнение пород, возникающее при аэрации бескислородных железистых вод. На карбонатных

породах в месте выхода сероводородных вод формируются «гипсовые шляпы». Под последними часто встречаются скопления элементарной серы. Близ очагов разгрузки при смешении восходящих вод с нисходящими водами прилежащих областей инфильтрации, особенно в бассейнах первого цикла водообмена, образуются выделения сульфатов и карбонатов стронция и бария.



Фиг. 1. Места локализации эпигенетической минерализации в артезианском бассейне на восстановительных и окислительных геохимических барьерах

1 — водопроницаемые породы; 2 — водоупоры; 3 — породы фундамента; 4 — уголь; 5 — нефть; 6 — первично сероцветные отложения; 7 — первично красноватые отложения; 8 — эпигенетично-восстановленные породы; 9 — лимонитизированные породы; 10 — границы несогласных залежений; 11 — разломы; 12 — эпигенетично-восстановленные породы; 13 — восходящий источник в очаге разгрузки пластовых вод; 14 — направление движения подземных вод; 15 — рудные концентрации в восстановительных геохимических барьерах; 16 — эпигенетическая минерализация в окислительных геохимических барьерах. Места эпигенетического рудообразования: I — в подошве (кровле) угольных пластов на контакте с красноватыми или лимонитизированными породами; II — в битумо-прова-ниях (Ge, Mo, U); III — в зонах водоненных контактов разрушающихся нефтяных залежей (U, V); IVa — в первично сероцветных отложениях (U, V); IVb — в породах, восстановленных над залежами углеводородов (U, Mo); V — в очагах разгрузки железистых вод (Fe); Va — на поверхности; Vb — в водоненных горизонтах с кислыми водами (при раз-ломном); VI — в очагах разгрузки сероводородных вод (S — в карбонатных загипсованных породах)

В окислительно-восстановительных реакциях, протекающих в пластовых водах, участвуют все элементы, изменяющие валентное состояние в природном интервале гидрогеохимических сред зоны гипергенеза. Однако минералообразование возможно лишь для тех, изменение валентности которых сопровождается существенным изменением растворимости соединений. По данным В. В. Щербины (1949), в окислительно-восстановительных реакциях земной коры принимают участие 34 химических элемента. Почти все они известны в зоне гипергенеза.

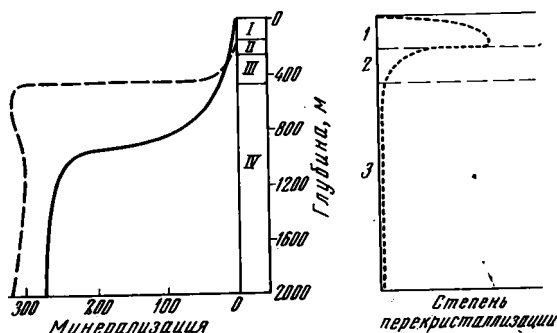
Примеры мест локализации эпигенетической минерализации в артезианском бассейне на восстановительных и окислительных геохимических барьерах показаны на фиг. 1. Месторождения, связанные с восстановительными барьерами, находятся в пол-

Таблица 1

Типы эпигенетических концентраций урана в осадочных породах

Рудовмещающие отложения, создающие восстановительную обстановку			Подземные воды, формирующие рудоконтролирующую зональность		
			воды зоны аэрации и грунтовые (вертикальная зональность)	грунтовые воды (маскированная зональность)	пластовые воды (пластовая зональность)
С сингенетичными восстановителями	Концентрированными	Торф	Месторождения, рудопроявления, минерализация, не могут быть	В низинных торфяниках. Рудопроявления	В кровле (подшве) угольных пластов на границе с окисленными проницаемыми отложениями. Месторождения
		Угли и лигниты	На границе зоны окисления. Минерализация	На контактах угольных пластов с грубозернистыми отложениями. Месторождения	
	Рассеянными	Сероцветные проницаемые отложения	Месторождения не известны	На контактах сероцветных и красноцветных отложений. Месторождения	На выклинивании зон пластовой лимонитизации. Месторождения
С эпигенетичными восстановителями	Концентрированными	Нефть и ее производные		В битумопроявлениях. Рудопроявления	На водонефтяных контактах разрушающихся нефтяных залежей. Месторождения
	Рассеянными	Восстановленные породы над залежами углеводородов		Месторождения не известны	Внутри контуров восстановленных пород на выклинивании лимонитизации. Рудопроявления
		Латерально восстановленные породы			На выклинивании зон пластового окисления. Месторождения

нятом крыле, обращенном к основным областям инфильтрации и создания напора. Месторождения на окислительных барьерах приурочены преимущественно к опущенному крылу, тяготея к основным очагам разгрузки пластовых вод. Места локализации эпигенетической минерализации различны в зависимости от конкретных геологических, гидрогеологических и литолого-геохимических особенностей участков. Так, в угленосной формации эпигенетическая минерализация германия, молибдена, урана известна в кровле и подошве угольных пластов, контактирующих с проницаемыми первично красноцветными или лимонитизированными породами (см. фиг. 1). Известна урано-молибденовая минерализация также в грубозернистых терригенных породах внутри угленосной формации. В последнем



Фиг. 2. Изменение минерализации подземных вод (сплошная линия) и предельной растворимости минерализующих их солей (прерывистая линия) в Поволжье, по Т. П. Афанасьеву (1951), а также степени перекристаллизации карбонатных пород Русской платформы (пунктир), по Г. А. Калее (1958)

Гидрохимические зоны: I — гидрокарбонатная и сульфатно-гидрокарбонатная; II — сульфатная; III — хлоридно-сульфатная; IV — хлоридная.

Гидродинамические зоны: 1 — активного водообмена; 2 — затрудненного водообмена; 3 — застойных вод

урано-ванадиевые рудные тела (см. фиг. 1, II), контролируемые зонами пластового окисления. Установлено, что в последнем случае эпигенетическая минерализация формировалась за зоной выклинивания пластовой лимонитизации.

Эпигенетическое осернение пород, приводящее к формированию промышленных месторождений серы, установлено в очагах сквозной разгрузки подземных вод нефтегазоносных горизонтов (см. фиг. 1, VI). Выделения элементарной серы известны в связи со всеми выходами сероводородных вод. Однако промышленные эпигенетические серные месторождения по периферии нефтегазоносных областей формируются лишь в загипсованных карбонатных породах, то есть при избытке исходных веществ для образования сероводорода. В терригенных породах, богатых железом и другими халькофильными элементами, генерация сероводорода приводит к интенсивной пиритизации и образованию сульфидов других металлов.

Красноцветное ожелезнение пород широко распространено близ очагов разгрузки пластовых вод (см. фиг. 1, Va). При этом вдоль уровня подземных вод и в зоне смешения восходящих железистых вод с нисходящими кислородными образуются полосы красноцветного ожелезнения пород, секущие фациальные зоны и контролируемые гидрогеологическим планом и разрезом. Интенсивное ожелезнение пород развивается также близ разломов, по которым железистые воды поступают в водоносные горизонты с кислородными водами (см. фиг. 1, Vб). Это красноцветное приразломное ожелезнение — очень яркий показатель гидравлической связи разнородных водоносных горизонтов. При поступлении по разломам железистых вод в водоносный горизонт с сероводородными водами может развиваться интенсивная приразломная пиритизация и т. п.

Вышеуказанное касалось горноскладчатых районов с преобладанием водообмена по отдельным водоносным комплексам, где поэтому формируется «горизонтальная» гидрогеохимическая зональность в направлении от областей инфильтрации к очагам разгрузки подземных вод.

На платформенных равнинах преобладает вертикальный водообмен. В результате этого формируется гидрогеохимическая зональность в геологическом разрезе, то есть вертикальная (Игнатович, 1944; Гатальский, 1956 и др.). Постепенно ослабевающий на глубину водообмен и малые составляющие скорости горизонтального стока создают здесь относительно менее благоприятные условия для пластового эпигенетического рудообразования. Приведенное на фиг. 2 сопоставление общей минерализации пластовых вод Поволжья и предельной растворимости минерализующих их солей, по Т. П. Афанасьеву (1951), является характерным для платформы. Сравнение его со степенью

в последнем случае эпигенетические рудные тела связаны с выклиниванием зон пластовой лимонитизации (см. фиг. 1, IVa). Рудные тела на выклинивании зон пластовой лимонитизации известны не только в первично сероцветных породах, но и в породах, эпигенетически восстановленных под влиянием углеводородов нефтяного ряда. Это пласты, регионально восстановленные при латеральной миграции углеводородов. В них известна урано-селеновая и медная минерализация (см. фиг. 1, IVб). Известны также аккумуляции эпигенетических минералов урана, молибдена, меди, свинца и цинка над нефтегазовыми залежами в породах, подвергшихся свдovому и надовдovому эпигенетическому восстановлению (см. фиг. 1, IVв). В зонах водонефтяных контактов разрушающихся нефтяных залежей находятся

перекристаллизации карбонатных пород Русской платформы по Г. А. Калеле (1958), показанное на той же фигуре, является иллюстрацией платформенного характера эпигенетических процессов. Помимо места насыщенности вод соответствующими солями, определяющей перекристаллизацию карбонатных пород, фигура отражает уменьшение динамичности вод с глубиной, что является определяющим фактором ослабления интенсивности всех эпигенетических процессов в водоносных породах.

Слабое по сравнению с горноскладчатыми областями проявление эпигенетических процессов на платформенных равнинах отнюдь не позволяет ими полностью пренебрегать. Здесь уместно вспомнить запечатывание вторичным кальцитом нефтяных залежей в карбонатных породах Куйбышевского Поволжья (Аширов, 1961; Аширов и Сазонова, 1962), эпигенетические изменения пород на участках пликтивных и дизъюнктивных нарушений и т. п. Платформенный характер зональности на ограниченных площадях известен в осадочных породах и в горноскладчатых областях. Но эти осложнения не затушевывают принципиального отличия зональностей пластовых вод платформенных и орогенных областей.

Формирование эпигенетических месторождений в осадочных породах представляет собой длительный геологический процесс. На некоторых месторождениях рудообразование продолжается и в настоящее время. Имеют место случаи полного соответствия гидрогеохимической и эпигенетической зональностей. Но не менее обычны и условия неравновесия гидрогеохимических сред с водовмещающими породами. Они находят выражение, например, в водных потоках рассеяния рудной минерализации, являющихся основой ареального гидрогеохимического метода поисков.

Известны также «законсервированные» месторождения, не образующие водных потоков рассеяния благодаря неагрессивности гидрогеохимической среды по отношению к рудной минерализации или образующие малоcontrastные ареалы благодаря ничтожной проницаемости руд. Особенно характерна неравновесность пород с пластовыми водами в областях весьма интенсивных неотектонических движений. В данном случае она связана с геологически быстрыми изменениями гидрогеохимической среды и наиболее ярко проявляется в породах со слабой поровой проницаемостью пластово-трещинных водоносных горизонтов.

В истории геологического развития артезианского бассейна прогрессирующие поднятия территории могут смениться их регрессией, что в конечном итоге может привести к прекращению эрозии и аккумуляции новообразующихся толщ осадочных пород и даже к превращению инфильтрационного этапа развития бассейна в седиментационный (Карцев, Вагин, 1962). Изменения гидрогеологической и геохимической ситуации могут или законсервировать руды, или полностью их уничтожить. Переход от инфильтрационного этапа к седиментационному сопровождается ослаблением степени динамичности пластовых вод. Поэтому более вероятна консервация ранее образовавшихся месторождений. Поиски мест локализации эпигенетических месторождений, сформировавшихся в геологических условиях, отличных от современных, требуют применения и совершенствования методов палеогидрогеологического анализа.

Не останавливаясь на методах палеогидрогеологических реконструкций, выходящих за рамки обсуждаемой темы, следует сказать, что большую роль в этом вопросе играет литолого-геохимическое изучение эпигенетической зональности водоносных пород, позволяющее вскрыть последовательность и направленность эпигенетических изменений.

Таким образом, краткое рассмотрение истории развития артезианских бассейнов позволяет заключить, что экзогенное эпигенетическое рудообразование протекает наиболее интенсивно в инфильтрационные этапы развития водоносных систем орогенных областей. Очевидно также, что наиболее интенсивное минералообразование происходит в поздние стадии жизни гидрогеологических структур в условиях относительно интенсивного водообмена и контрастности гидрогеохимической среды. Выяснение закономерностей размещения экзогенных эпигенетических месторождений должно базироваться на выделении и изучении артезианских бассейнов, или, в более общем виде, — водонапорных систем. Закономерное положение в пределах водонапорной системы эпигенетических месторождений разных типов может служить основой их прогнозирования.

ЛИТЕРАТУРА

- Афанасьев Т. П. О геохимии подземных вод Среднего Поволжья. Тр. Лаб. гидрогеол. проблем, т. 10, 1951.
- Аширов К. Б. Жизнедеятельность пластовой микрофлоры как индикатор геологических условий и процессов, протекающих в нефтяных пластах. Тр. Ин-та микробиологии, вып. 9, 1961.
- Аширов К. Б., Сазонова И. В. О механизме биогенного запечатывания нефтяных залежей, приуроченных к карбонатным коллекторам. Микробиология, 31, вып. 4, 1962.
- Батулин С. Г., Головин Е. Н., Зеленова О. И. и др. Экзогенные эпигенетические месторождения урана. Атомиздат, 1965.
- Гатальский М. А. Значение динамики в формировании подземных вод Русской платформы. Тр. ВНИГРИ, вып. 95, геол. сб. 2, 1956.

- Германов А. И. Роль органического вещества в образовании гидротермальных сульфидных месторождений. Изв. высш. уч. зав. «Геология и разведка». Изд. МГРИ. № 8, 1961.
- Иванов М. В. Роль микробиологических процессов в генезисе месторождений самородной серы. Изд. «Наука», 1964.
- Игнатович Н. К. О закономерностях распределения и формирования подземных вод. Докл. АН СССР. т. 45, № 3, 1944.
- Каледа Г. А. Некоторые замечания к вопросу об эпигенезе осадочных пород. Тр. МГРИ, т. 33, 1958.
- Карцев А. А., Вагин С. Б. Палеогидрогеологические исследования при изучении формирования и разрушения нефтегазовых скоплений. Сов. геология, № 8, 1962.
- Овчинников А. М. Водонапорные системы земной коры. Изв. высш. уч. зав. Геология и разведка, № 8, 1961.
- Перельман А. И., Борисенко Е. Н. Очерки по геохимии меди в зоне гипергенеза. В сб. «Вопр. геохимии». Тр. ИГЕМ, вып. 70. Изд. АН СССР, 1962.
- Соколов А. С. Геологические закономерности строения и размещения месторождений самородной серы. Тр. ГИГХС, 1959, вып. 5.
- Шербина В. В. Концентрация и рассеяние химических элементов в земной коре в результате окислительных и восстановительных процессов. Докл. АН СССР, т. XXVII, № 3, 1949.

Дата поступления
8.II.1966

УДК 551.735(477.6)

ЭПИГЕНЕЗ КАМЕННОУГОЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ДНЕПРОВСКО-ДОНЕЦКОЙ ВПАДИНЫ

А. Е. ЛУКИН

В то время как закономерности эпигенеза пород донецкого карбона в общих чертах известны (Логвиненко, 1957), разновозрастные отложения Днепровско-Донецкой впадины, за исключением юго-восточной части (Карпова, Шевякова, 1964; Литвин, 1963), в этом аспекте не изучались.

Изучение эпигенетической зональности терригенных отложений карбона северо-западной части впадины показало, что характер и степень эпигенеза пород неразрывно связаны с каменноугольными формациями, выделенными ранее автором.

1. *Красноцветная формация*¹ (московский ярус, верхний карбон и терригенная нижняя пермь; мощность от 250 до 900 м). Верхняя ее часть (терригенная нижняя пермь, верхний карбон, а также верхи московского яруса) сложена типичными красноцветами, нижняя — переходная между угленосными и красноцветными отложениями.

Зернистые породы формации — слюисто-полевошпата-кварцевые, реже — кварц-полевошпатовые. Полевые шпаты (15—40%) представлены калишпатами и кислыми плагиоклазами с примесью средних плагиоклазов. Терригенные минералы: тяжелого центра представлены гранатом, а также рутилом, турмалином, ставролитом, лейкоксеном и др. (в некоторых образцах отмечены единичные зерна роговой обманки).

Кривые нагревания фракции 0,001 мм зернистых и глинистых пород верхней части формации (8 образцов) характерны для монтмориллонита. Рентгенографическое² исследование устанавливает в качестве одного из основных компонентов разбухающий минерал типа монтмориллонита (частично смешаннослоистого характера). Он фиксируется на рентгенограммах по интенсивному рефлексу первого порядка (12—15 Å), который при насыщении препарата глицерином возрастает до 15—17 Å. Кроме того, отмечены диоктаэдрическая гидрослюда (серия базальных рефлексов 10,60; 4,90; 3,30; 2,50; 1,99 Å) и триоктаэдрическая гидрослюда (9,64; 4,90 и др.). В некоторых образцах отмечена незначительная примесь каолинита (слабые базальные рефлексы 7,10; 3,56; 2,37 Å, исчезающие при нагревании препарата до 600°).

Для пород нижней части формации кривые нагревания (8 образцов) соответствуют каолинит-гидрослюдиному составу. Рентгенографически в тех же образцах установлены: диоктаэдрическая гидрослюда (10,60; 4,90; 3,30; 2,50; 1,99 Å), каолинит (7,10; 3,56 Å, исчезающие при нагревании до 600°). На всех рентгенограммах присутствует базальный рефлекс первого порядка с $d=12-15$ Å. У некоторых образцов при насыщении глицерином он возрастает до 1,5—16 Å и связан с монтмориллонитоподобным смешаннослоистым минералом. В других образцах он связан с минералом, близким к хлориту, и испытывает незначительные (0,2—0,4 Å) изменения.

Породы формации вскрыты на глубинах от 600—700 (Менская, Велико-Загорская, Видельцевская и др. площади) до 2400 м (Гнединцевская площадь). Глинистые

¹ Описание ведется сверху вниз.

² Дифрактограммы сняты на установке УРС-50 ИМСиАК с Ni-фильтром в рентгеновской лаборатории УкрНИГРИ.

породы представлены уплотненными глинами (сразу размокают в воде), а с глубины около 2000 м появляются аргиллитоподобные глины (размокают в течение 12—24 часов). Пористость глин от 25 до 10% в зависимости от глубины залегания. Проницаемость зернистых пород (без сплошного карбонатного цемента) колеблется от 100 *миллидарси* до 3 *дарси*.

Наиболее характерной чертой их эпигенеза является стадияльное преобразование биотита, которое начинается в первые стадии литогенеза и заключается в образовании ряда промежуточных смешаннослойных минералов (гидробiotит — «подвижной хлорит» — вермикулит — монтмориллонит) и диоктаэдрической гидрослюда (Коссовская, Шутов, 1963). В породах нижней части формации (особенно с относительно высоким содержанием S_{org}) значительная часть чешуек биотита каолинизирована. Формирование ассоциаций глинистых минералов частично связано с переработкой тонкодисперсного биотитового материала. Вышеуказанное различие в составе глинистого вещества отложенной верхней и нижней частей формации в значительной мере связано с различной степенью этой переработки, которая в отложениях нижней части окончилась каолинизацией значительной доли биотитового материала. Это объясняется, главным образом, различием фациально-климатических условий на протяжении литогенеза. Кроме того, отложения верхней части красноцветной формации являются регионально нефтеносными (почти все отобранные образцы этих пород связаны с продуктивными горизонтами Гнединцевской, Глинско-Розышевской и других нефтеносных структур). Так как преобразование биотита сопровождается реакциями ионного типа, то присутствие битума в породе может «тормозить» его, как это наблюдается и для других эпигенетических процессов (Жопелинович, 1962).

Степень же эпигенетической переработки отложений этого комплекса отвечает стадии (зоне) начального эпигенеза (Коссовская, Логвиненко, 1957), о чем свидетельствует присутствие в глинистых и алевропесчаных фракциях неустойчивых компонентов и отсутствие массовых структур «растворения» и регенерации. Более интенсивные изменения испытали песчаники с повышенным содержанием средних (основных) плагиоклазов и обломков основных эффузивов (Видельцы, скв. 343-с; Велико-Загоровка, скв. 362-с и др.). В таких породах наблюдается появление структур «растворения» на контактах обломков эффузивов с более устойчивыми компонентами, что сопровождается хлоритизацией их основной массы и частичной хлоритизацией глинистого вещества цемента: образование каемок хлорита ($Nm=1,62$; $Ng-Np=0,004$) вокруг терригенных зерен. Эти изменения сходны с эпигенетической переработкой туфогенных песчаников верхнего карбона юго-восточной части Днепровско-Донецкой впадины (Карпова, Шевякова, 1964). Характерной чертой таких песчаников являются коррозийные выделения кальцита, связанные, очевидно, с аноритовой составляющей средних (основных) плагиоклазов.

2. *Угленосная параллельная формация* (визейский, намюрский и башкирский ярусы) по вещественному составу разделена на две субформации: верхнюю и нижнюю.

Верхняя угленосная субформация (верхнебашкирский подъярус; мощность от 100—150 до 300—350 м) представлена в основном континентальными и переходными отложениями, которые формировались в условиях переходного тектонического режима и гумидного климата с признаками начальной аридизации.

Зернистые породы субформации — полевोшпат-кварцевые, слюдяные (полезные шпаты представлены калишпатами и кислыми плагиноклазами). Терригенные минералы тяжелого концентрата представлены гранатом, а также турмалином, ставролитом, лейкоксеном, ильменитом и др.

Кривые нагревания фракции менее 0,001 мм зернистых и глинистых пород (10 образцов) обычно отвечают каолинит-гидрослюдистому составу. Рентгенографически в тех же образцах устанавливается диоктаэдрическая гидрослюда (10,60; 4,90; 3,30; 2,50; 1,99 Å), каолинит (7,10; 3,56 Å, исчезающие при нагревании до 600°), триоктаэдрическая гидрослюда (9,64; 4,90; 3,30 и др.). На всех рентгенограммах присутствует базальный рефлекс первого порядка с $d=13-15$ Å, который при насыщении глицерином обычно незначительно (на 0,2—0,3 Å) возрастает и связан со смешаннослойным минералом, близким к хлориту. В некоторых образцах при насыщении глицерином наблюдается его возрастание до 15—16 Å, что свидетельствует о присутствии монтмориллонитоподобного минерала.

Эти отложения вскрыты на глубинах от 750—800 м (Видельцевская, Велико-Загоровская и другие площади) до 2500—2600 м (Гнединцевская, Дорогинская и другие площади). Глинистые породы представлены уплотненными и аргиллитоподобными (начиная с глубины около 2000 м) глинами, пористость которых колеблется от 20—15 до 10—8%. Проницаемость зернистых пород от 100 *миллидарси* до 2—3 *дарси*. Для этих отложений также весьма типичен процесс преобразования биотита, частично связанный с эпигенезом. Степень преобразования биотитового материала близка к степени преобразования в отложениях нижней части красноцветной формации, что связано прежде всего с близостью условий их формирования. Отсутствие существенной переработки первоначальных структур зернистых пород и наличие неустойчивых компонентов характерны для стадии начального эпигенеза.

Нижняя угленосная субформация (визе, намюр и нижнебашкирский ярус; мощность от 150—200 до 700—750 м) сложена полифациальными отложениями, сформировавшимися в условиях геотектонического режима, близкого к платформенному, и гу-

мидного климата. Зернистые породы — кварцевые с примесью слюды и полевых шпатов (0,1—5%), представленных пелитизированным калишпатом, а также кислыми плагиоклазами. Терригенные минералы тяжелого концентрата представлены гранатом, турмалином, рутилом, лейкоксеном.

Кривые нагревания фракции менее 0,001 мм зернистых и глинистых пород (20 образцов) обычно соответствуют каолинит-гидрослюдам составу. Рентгенографически установлены: диоктаэдрическая гидрослюда (10,40; 4,90; 3,35 Å), каолинит (7,10; 3,56; 2,35 Å, исчезающие при нагревании до 600°), а также примесь минерала, близкого к хлориту (14—14,50; 7,05; 4,60 Å). Насыщение препаратов глицерином либо не вызывает на рентгенограммах никаких изменений, либо сопровождается незначительным (на 0,1—0,2 Å) смещением базального рефлекса первого порядка с $d=14-14,50$ Å.

Таким образом, для этих отложений характерно почти полное исчезновение неустойчивых (в условиях диагенеза и начального эпигенеза) компонентов. Такой минеральный состав сформировался в основном еще в литогенезе, который протекал в условиях, способствовавших глубокой переработке биотита и других неустойчивых компонентов. Окончательное преобразование биотита происходило частично и в эпигенезе, о чем свидетельствуют часто встречающиеся в зернистых породах псевдоморфозы каолинита (и близкие к нему по двупреломлению сильно обесцвеченные чешуйки) и светловеленого хлорита по биотиту.

Отложения субформации вскрыты на глубинах от 850—900 м (Журавковская площадь) до 3000—3300 м (Гнедницы, Дорогинка и другие площади). Глинистые породы представлены уплотненными (до глубин около 2000 м) и аргиллитоподобными глинами, пористость которых колеблется от 20—15 до 8—5%. Начиная с глубины 2900—3000 м появляются не размокающие в воде аргиллиты (пористость менее 3%). Проницаемость зернистых пород (без карбонатного цемента) колеблется от 50 до 100 миллидарси до 2—5 дарси, снижаясь в образцах с кварцитовидной структурой до 0—0,01 миллидарси. Для пород большей (верхней) части субформации характерно отсутствие существенной переработки первоначальных обломочных структур. Однако на глубинах около 2900—3000 м (Гнедницы, скв. 2-р, 6-р, 18-р) появляются некоторые признаки глубокого эпигенеза: кварцитовидная структура у песчаников и алевролитов (если они не нефтеносны), переход глинистых пород в аргиллиты, явление гравитационной коррозии (Копелиович, 1962; Шутов, 1962). Однако существенной переработки глинистого вещества зернистых и глинистых пород на этих глубинах еще не наблюдается. Во всех образцах обычно присутствует каолинит. Рентгенографически в некоторых образцах устанавливается наряду с типичным хлоритом (14,00; 7,05; 4,60 Å) слабоабзучающий минерал, близкий к хлориту (14—14,50; 7,05; 4,60 Å).

3. Угленосно-бокситоносная формация (предположительно нижневизейского возраста; мощность от 0 до 60—110 м) приурочена к основанию разреза карбона северо-западной части впадины. Она сложена мономинеральными кварцевыми песчаниками и каолинитовыми («алитными») сухарными глинами. Терригенные минералы тяжелого концентрата представлены корродированным аксессуарным цирконом. Эти отложения вскрыты на глубинах от 1600 м (Холмы, скв. 2-р) до 3000—3200 м (Западно-Нежинская площадь, скв. 1-р; Велико-Бубновка, скв. 7-р). Глинистые породы не размокают в воде, их пористость менее 2% независимо от глубины залегания. Формирование их литофизических свойств происходило в раннем диагенезе (Бушинский, 1956) и не связано с эпигенетическим уплотнением. Для них характерны метакolloидные структуры и полное отсутствие эпигенетических новообразований. Кривые нагревания (5 образцов) типичны для каолинита. Рентгенографически другие глинистые минералы также не установлены.

Песчаники на всех глубинах, судя по электрокаротажной характеристике (лабораторные определения проницаемости отсутствуют), обладают хорошей проницаемостью, для них характерно полное отсутствие эпигенетической переработки. Во фракции менее 0,001 мм глинистые минералы, кроме каолинита, рентгенографически не установлены.

Таким образом, кварцитовидные структуры и диккитизация каолинита, которые характерны для пород такого состава на глубинах свыше 1500—2000 м (Шутов, 1962) здесь полностью отсутствуют и степень эпигенетического изменения этих отложений соответствует стадии (зоне) начального эпигенеза. Возможно, это связано с особенностями литофизических свойств и строения формации. Линзовидные тела песчаников «запечатаны» в плотных и непроницаемых «сухарных» глинах, достигших максимальной степени литификации еще в раннем диагенезе. Это, во-первых, исключало поступление в песчаники интерстиционных вод, а во-вторых, не способствовало возникновению больших напряжений на контактах между песчаными зернами.

Автор благодарен Г. В. Карповой за ценные замечания.

ЛИТЕРАТУРА

- Бушинский Г. И. О диагенезе в связи с генезисом огнеупорных глин, осадочных железных руд и бокситов. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 11, 1956.
Карпова Г. В., Шевякова Э. П. Песковики с хлоритовым цементом в араукари-
товой світі (C^3) перехідної області Великого Донецького прогину. Докл. АН
УРСР, № 3, 1964.

- Копелиович А. В. Процессы эпигенеза на примере песчаных пород древних толщ Приднестровья. Автореферат дисс., 1962.
- Коссовская А. Г., Логвиненко Н. В., Шутов В. Д. О стадиях формирования и изменения терригенных пород. Докл. АН СССР, т. 116, № 2, 1957.
- Коссовская А. Г., Шутов В. Д. Фации регионального эпигенеза и метакенеза. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 7, 1963.
- Литвин С. В. О положении зоны глубинного эпигенеза в юго-восточной части Днепровско-Донецкой впадины. Литология и полезные ископаемые, № 3, 1963.
- Логвиненко Н. В. О позднем диагенезе (эпигенезе) донецких карбонатных пород. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 7, 1957.
- Шутов В. Д. Зоны эпигенеза в терригенных отложениях платформенного чехла. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 3, 1962.

Черниговская экспедиция
УкрНИГРИ

Дата поступления
23.X.1965

УДК 549.742.111(571.56)

ОБ ЭПИГЕНЕТИЧЕСКОМ КАЛЬЦИТЕ В ПОРОДАХ САКУКАНСКОЙ СВИТЫ ОЛЕКМО-ВИТИМСКОЙ ГОРНОЙ СТРАНЫ

Л. В. ТРАВИН

Отложения удоканской серии нижнепротерозойского возраста, развитые на северо-востоке Читинской области, привлекают к себе внимание ввиду наличия в них горизонтов медистых песчаников и алевролитов. Особенно большого внимания заслуживают породы сакуканской свиты, вмещающие наиболее значительные концентрации медного оруднения. Разрез сакуканской свиты сложен существенно мелкозернистыми олигомиктовыми и реже полимиктовыми песчаниками с кварцево-серицитовым, смешанным (кальцит-кварц-серицитовым) или кальцитовым цементом. Основными компонентами терригенной части пород являются: кварц, кислые плагиоклазы ряда альбит — олигоклаз, средний плагиоклаз, микроклин и обломки пород, среди которых преобладают микрокварциты, гранитоиды и глинистые сланцы. Текстурные особенности пород свидетельствуют о том, что формирование отложений сакуканской свиты происходило в обстановке дельтового и заливно-лагунного мелководья (Бажун, 1958; Богданов и др., 1966).

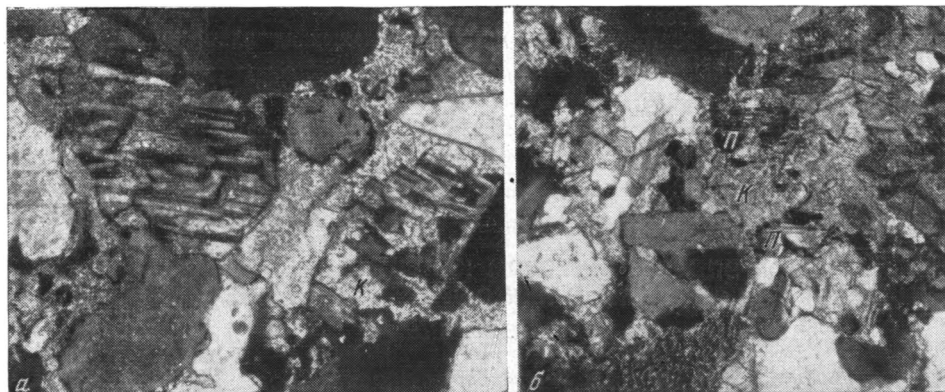
Весьма характерным компонентом разреза сакуканской свиты и особенно ее верхней подсвиты являются песчаники, содержащие в своем цементе кальцит¹, количество которого колеблется от первых до 80—85%. В последнем случае породы, по существу, представляют собой песчаные мраморы. Однако наличие постепенных переходов от песчаников с кальцитовым цементом к песчаным мраморам и характерные морфологические особенности, присущие прослойкам и тех, и других пород, свидетельствуют об их тесной генетической связи.

Среди кальцитсодержащих пород сакуканской свиты могут быть выделены две группы: 1) кварцево-полевошпатовые песчаники со смешанным цементом соприкосновения и 2) полевошпатово-кварцевые и кварцевые песчаники с кальцитовым цементом базального типа, переходящие в песчаные мраморы. Песчаники со смешанным цементом, как правило, не занимают определенного положения в разрезе и встречаются во всех его частях в тесной перемежаемости с бескарбонатными породами, слагая либо отдельные косые серии среди толщи перекрестно-слоистых песчаников, либо даже части серий. Песчаники с кальцитовым цементом и песчаные мраморы, покрытые с поверхности черно-бурой марганцевистой корочкой выветривания, образуют линзовидные прослойки, которые ложатся на подстилающие их породы с резким размывом и нередко содержат в своем составе плохоокатанные обломки глинистых сланцев. Для них характерна мелкая однонаправленная косая слоистость диагонального типа, подчеркиваемая чередованием слоев с разной степенью известковистости и ориентировкой обломков арпиллитов. Описываемые породы представляют собой образования фациального комплекса русловых проток среди отложений подводной и надводной дельты и фиксируют участки бассейна седиментации с максимально активной динамической обстановкой.

Решение вопроса о природе карбонатного материала в породах сакуканской свиты имеет большое значение, так как с кальцитсодержащими песчаниками нередко связано медное оруднение. Более того, «богатые полосчатые и вкрапленные руды преобладают в известковистых песчаниках (песчаниках с кальцитовым цементом.— Л. Г.) с четко выраженной диагональной косой слоистостью» (Домарев, 1969, стр. 26). В настоящее время распространена точка зрения о первичном (сингенетическом) происхож-

¹ Определения карбонатов выполняла в литологической лаборатории ВСЕГЕИ Т. Е. Гуменская.

дении большей части кальцита. Однако детальное изучение структурных и петрографических особенностей пород позволяет прийти к выводу о том, что основная масса кальцита в них возникла в процессе постседиментационных преобразований. Уже приуроченность кальцитового цемента преимущественно к русловым осадкам вызывает сомнение в первичности его происхождения. Образование известняков и песчаников с базальным цементом, в которых участки цемента нередко превышают по размеру обломочные зерна, в обстановке русловых протоков с их динамичной представляется маловероятным. Если бы даже в определенной физико-химической обстановке в процессе сед-



Фиг. 1. Избирательная кальцитизация обломков в песчаниках сакуканской свиты
а — интенсивное замещение кальцитом (к) обломка альбита; б — в центре илита—реликты обломочного зерна полевого шпата (п), разъеденного кальцитом (к). Обломки кварца слабо коррозированы с поверхности. Николи +, увел. 75

ментогенеза и происходило массовое осаждение кальцита, то он неизбежно должен был бы выноситься из стрежневой части потока в более спокойные участки бассейна седиментации, тогда как здесь формировались бы песчаники с малым количеством цемента и пестрым набором обломочных компонентов, характерные для русловых отложений.

О вторичном характере кальцитового цемента свидетельствуют следующие основные факты:

1. Соотношение карбоната цемента и обломочных зерен. Весьма характерной особенностью кальцитсодержащих пород является чрезвычайно неправильная, прихотливая форма обломочных зерен, интенсивная коррозия их кальцитом. Отчетливо наблюдается избирательное замещение обломков кальцитом в следующей последовательности (в сторону уменьшения интенсивности замещения): средний плагиоклаз, микроклин, обломки изверженных пород, кислые плагиоклазы, микрокварцит, кварц, обломки глинистых сланцев. Обломки последних трех членов этого ряда обычно подвергаются коррозии лишь по периферии зерен и вдоль трещин, в результате чего происходит как бы истачивание поверхности зерен и проникновение кальцита в виде бухточек внутрь их. Обломки же полевых шпатов разъедаются гораздо более интенсивно (фиг. 1, а) и часто полностью замещаются карбонатом, в результате чего образуются участки базального кальцитового цемента, в который погружены «плавающие» корродированные зерна кварца. Местами среди этого цемента обломки полевых шпатов сохраняются лишь в виде мелких зерен весьма прихотливой формы или оказываются разобценными на несколько изолированных участков с одинаковой оптической ориентировкой, представляющих собой реликты обломочного зерна (фиг. 1, б). Избирательная кальцитизация привела к тому, что русловые песчаники с кальцитовым цементом обладают более простым набором терригенных компонентов, чем песчаники всех других фаций сакуканской свиты. Причем отмечается грубая обратная пропорциональная зависимость количества обломочного полевого шпата от содержания кальцита. Так, обломочная часть песчаных мраморов, образование которых отражает наиболее далеко зашедший процесс кальцитизации, представлена исключительно сильно корродированными обломками кварца и глинистых сланцев (фиг. 2).

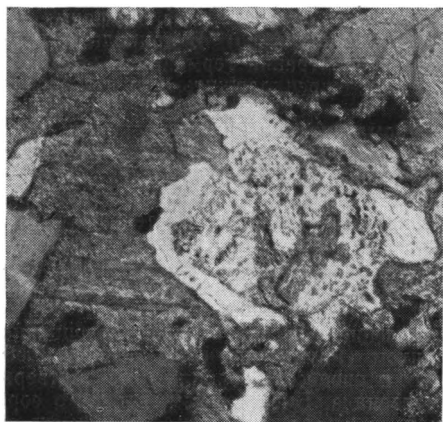
2. Широкое развитие на обломочных зернах плагиоклазов и кварца регенерационных каемок, более ранних по сравнению с кальцитом цемента. Цементирующие песчаники кальцит интенсивно разъедает не только обломочную часть зерен, но и каемки регенерации (фиг. 3). Коррозия регенерированных зерен, погруженных изолированно друг от друга в базальный кальцитовый цемент, свидетельствует о том, что наращивание регенерационных каемок происходило до массовой цементации обломков кальцитом.

3. Неравномерное распределение кальцитового цемента по породе. В прослойках песчаников с базальным кальцитовым цементом встречаются участки, не содержащие (или почти не содержащие) кальцита. В этих участках широко развиты регенерационные каемки зерен, конформные и инкорпорационные структуры, изредка отмечаются

микростилолитовые контакты между зернами. Макроскопически такие участки хорошо видны на выветрелой поверхности пород, причем характерно, что границы их нередко секут первичную слоистость, создавая весьма прихотливый узор на поверхности выветривания.

Вместе с тем карбонатизация песчаников является явно дометаморфической. Трещины кливажа, появление которых связано с первыми периодами складчатости, секут участки кальцитового цемента. Вдоль них обычно происходит рекристаллизация кальцита и его частичное перераспределение. Жилы альпийского типа широко развиты в породах сакуканской свиты и, связанные с начальными фазами регионального метаморфизма (Богданов, Кутырев, 1963), содержат кальцит исключительно в тех случаях, когда они секут горизонты карбонатсодержащих пород. И, наконец, все интрузивные породы оказывают активное термальное воздействие на кальцитсодержащие песчаники, приводя к широкому развитию в них актинолита, эпидота и других контактовых минералов.

Следовательно, отчетливо устанавливается, что процесс кальцитизации песчаников сакуканской свиты занимает определенное место в эпигенетической стадии постседиментационных преобразований пород. Развитие кальцита происходило на второй ступени эпигенетических изменений, послемассового развития структур регенерации обломочного материала, до проявления регионального и контактового метаморфизма. Особенно интенсивной кальцитизации подвергались русловые песчаники, — вероятно, вследствие их значительной пористости и первоначально несколько повышенного содержания полевых шпатов. Некоторые различия в составе обломочного материала и в структурных особенностях пород, а также в интенсивности преобразований первой ступени эпигенеза, по-видимому, оказали большое влияние на характер проявления кальцитизации и привели к тому, что она распределена неравномерно. В тех участках пород, где карбонат отсутствует, поздние эпигенетические преобразования выразились в развитии структур правитационного уплотнения обломочных зерен. Эти структуры появились также после регенерации обломочного материала и по времени, очевидно, совпадали с кальцитизацией песчаников.



Фиг. 3. Разъедание кальцитом регенерационной каемки плагноклаза

Отчетливо видно, как более интенсивно карбонатизации подвергается обломочное ядро зерна, сложенное альбит-олигоклазом, тогда как альбитовая кайма остается более свежей. Николь +, увел. 75

зем явился источником для образования эпигенетического кварцевого цемента, развитого в некоторых песчаниках меденосной толщи.

Вторичный характер кальцитового цемента в песчаниках сакуканской свиты наглядно подтверждает высказываемую рядом исследователей точку зрения о значительной роли эпигенетических процессов в концентрации оруденения на месторождениях типа медистых песчаников. Несомненно существующая приуроченность части оруде-



Фиг. 2. Песчанистый мрамор

Обломочная часть породы представлена сильно корродированными обломками кварца. Николь один, увел. 75

Можно предполагать, что интенсивное проявление эпигенетической кальцитизации именно в песчаниках сакуканской свиты не случайно. Широкое развитие в составе свиты русловых и дельтовых отложений обусловило лестный состав осадков, их значительную проницаемость и, следовательно, создавало весьма благоприятные условия для движения растворов. Освобождаемый при кальцитизации значительные количества кремнезема также, вероятно, переотлагались внутри толщ песчаников. Не исключена возможность, что именно этот кремне-

нения к вторичному кальцитовому цементу свидетельствует о наличии перемещения рудного вещества при эпигенезе с образованием при этом заметных концентраций меди. Вместе с тем отсутствие повышенных содержаний меди в кальцитизированных песчаниках сакуканской свиты на целом ряде площадей развития ее отложений свидетельствует в пользу того, что при образовании высоких содержаний имеет место не привнос меди, а перераспределение ее внутри самой толщи в пределах локализованных участков.

ЛИТЕРАТУРА

- Бакун Н. Н. Условия образования и вторичные изменения осадочных пород Удоканского месторождения медистых песчаников (Читинская область). Изв. Вузов. Геология и разведка, № 11, 1958.
- Богданов Ю. В., Кутырев Э. И. Условия образования жил альпийского типа в меденосной толще Удоканского месторождения (Сев. Вост. Забайкалье). Тр. конф. Проблемы постагматического рудообразования, Прага, т. 1, 1963.
- Богданов Ю. В., Кочин Г. Г., Кутырев Э. И., Парадеева Л. Н., Травин Л. В., Трифонов Н. П., Феокистов В. П. Медистые отложения Олекмо-Витимской горной страны (геология и закономерности размещения). Изд. «Недра», 1966.
- Домарев В. С., Богданов Ю. В. О зональности оруденения в медистых песчаниках Удоканского месторождения. Геология рудных месторождений, № 1, 1959.

Всесоюзный научно-исследовательский
геологический институт
Ленинград

Дата поступления
23.X.1965

УДК 552.576.1 : 546.289

СОРБЦИОННЫЕ СВОЙСТВА КОМПОНЕНТОВ БУРОГО УГЛЯ И НАКОПЛЕНИЕ ГЕРМАНИЯ

И. Н. СЕМАШЕВА, И. С. СОФИЕВ

Существует мнение, что накопление германия в углях происходит в основном путем извлечения его разлагающимися растительными остатками из торфяных вод в период накопления и раннего диагенеза осадка (Травин, 1960). В природных углях витринит содержит в десятки раз более высокие концентрации германия и некоторых других элементов по сравнению с фюзинитом. Можно предположить, что это связано с различием их сорбционных свойств.

Вещество угля, как известно, состоит из ароматических ядер и боковых цепей, которые представлены различными функциональными группами. Наиболее активными являются карбоксильные — COOH и группы фенольных гидроксидов — OH .

Витринит по сравнению с фюзинитом обладает более мелкопористой структурой, а следовательно, и большей внутренней поверхностью (Аронов, Нестеренко, 1960). Одновременно он содержит и большее количество реакционноспособных функциональных групп (см. таблицу). Это дает основание предполагать, что витринит обладает и более высокими сорбционными свойствами по отношению к некоторым веществам.

В литературе, однако, укоренилось представление о более высокой сорбционной способности фюзинита по сравнению с витринитом (Ратынский, 1946; Волков, 1958), которое основано на упрощенных представлениях о процессах сорбции и не подтверждено достаточным количеством фактического материала. Вместе с тем, вопрос о сорбционных свойствах компонентов угля из водной среды очень важен, так как он является исходным при объяснении путей накопления и форм соединения в углях многих металлов, в том числе и германия.

Ранее было показано, что ископаемые угли, кроме материнской, терригенной и инфильтрационной, содержат еще один вид золь, названной нами сорбционной (Семашева, Софиев, 1962). Последняя находится в угле в тонкодисперсном состоянии и связана с органическим веществом силами невысокой прочности. Образовалась она путем сорбции органическим веществом химических элементов из грунтового раствора в одну из ранних стадий развития угольного пласта. Поэтому величина сорбционной зольности может в какой-то степени характеризовать сорбционную способность, которой уголь обладал в период сорбции элементов.

Кроме способности сорбировать элементы, вещество угля удерживает на своей поверхности также некоторое количество воды (гигроскопическая влага). Содержание ее зависит как от влажности окружающего воздуха (с которым она находится в динамическом равновесии), так и от сорбционных свойств поверхности угля. Поэтому гигроскопическая влага, если она определена при постоянной влажности воздуха, также

может характеризовать сорбционную способность угля по отношению к воде, которой уголь обладает уже в данный момент. Эти два показателя, $A_{\text{сорб}}$ и $W_{\text{гигр}}$, отражающие сорбционные свойства угля как природного сорбента, и были нами использованы при сравнительном изучении сорбционной способности двух крайних групп вещества угля — гелифицированного и фюзенизированного.

Объектом исследования служили захороненные в угле древесные стволы, из которых были отобраны пробы витринита и фюзинита. Последние тщательно очищались от видимых минеральных примесей. Этим было достигнуто сохранение в них преимущественно материнской и сорбционной золы.

Вследствие того, что материнская зола составляет малую величину (порядка около 1%) и колеблется в узких пределах, мы ею пренебрегаем и условно считаем, что исследуемые пробы содержат лишь сорбционную золу. Следует отметить, что в фюзините вследствие его крупнопористой структуры не во всех случаях удавалось полностью освободиться от инфильтрационных минералов, заполняющих клеточные полости. Поэтому величины сорбционной зольности проб фюзинита заведомо несколько завышены за счет примеси инфильтрационной золы.

Для выяснения особенностей распределения сорбционной золы и гигроскопической влаги в компонентах угля были изучены функции распределения их содержаний (см. таблицу).

Среднее содержание $A_{\text{сорб}}$ в витрините (7,25%) выше, чем в фюзините (6,77%). При этом в витрините распределение частот сорбционной золы хорошо согласуется с логнормальным законом и резко отличается от нормального.

В фюзините же оба закона удовлетворительно отражают эмпирическое распределение содержаний золы¹.

¹ Проверка согласованности распределения частот и их логарифмов с нормальным законом производилась при помощи отношений A/σ_A и E/σ_E . Если оба эти отношения меньше 3, то гипотеза о нормальном распределении считалась подтвердившейся.

Функции распределения содержаний функциональных групп (ОН и СООН), гигроскопической влаги ($W_{\text{гигр}}$), сорбционной золы ($A_{\text{сорб}}$) и германия в витрините и фюзините

Показатели	Нормальное распределение	Витринит						Фюзинит													
		m	$\bar{x}$	S	V%	A	ϵ	A/ σ_A	ϵ/σ_ϵ	аналитическая		m	$\bar{x}$	S	V%	A	ϵ	A/ σ_A	ϵ/σ_ϵ	аналитическая	
										S	V%									S	V%
ОН	Содержаний	31	7,84	0,57	7,3	-1,18	+3,24	2,69	3,63	—	—	2	2,75	1,49	54	—	—	—	—	—	—
	Логарифмов содержаний		0,870	0,014	—	-1,22	+2,24	2,7	2,4	—	—		—	—	—	—	—	—	—	—	—
COOH	Содержаний	31	0,93	0,21	22,6	+0,76	+0,31	1,73	0,35	—	—	2	0,18	0,17	94	—	—	—	—	—	—
	Логарифмов содержаний		1,661	0,372	—	+0,28	-0,66	0,61	0,75	—	—		—	—	—	—	—	—	—	—	—
W _{гипр}	Содержаний	105	8,76	1,11	12,66	+0,31	-0,63	0,42	1,35	0,14	1,55	30	7,03	0,85	12,08	+0,50	+0,66	1,14	0,75	0,08	2,01
	Логарифмов содержаний		1,004	0,007	—	+0,33	+0,75	0,45	1,56	—	—		0,563	0,084	—	-0,25	-0,47	0,57	0,43	—	—
A _{сорб}	Содержаний	105	7,25	3,15	43,45	+15,33	+9,17	20,72	19,11	0,21	3,37	30	6,77	3,6	66,70	+0,46	-0,53	1,04	0,60	0,14	1,75
	Логарифмов содержаний		0,81	0,03	—	+0,50	+0,50	0,63	1,10	—	—		0,757	0,102	—	-0,18	+0,45	0,41	0,50	—	—
Ge	Содержаний	103	-0,592	0,78	—	-0,62	-0,70	0,84	1,6	—	—	28	-1,704	0,81	—	+1,40	+0,88	3,03	0,88	—	—
	Логарифмов содержаний																				

Пр и м е ч а н и я: m—число проб; $\bar{x}$ —среднее арифметическое (содержаний и логарифмов содержаний); S—стандартное отклонение; A и ϵ —коэффициенты асимметрии и эксцесса; σ_A и σ_ϵ —стандартные отклонения A и ϵ , рассчитанные по приближенным формулам $\sigma_A = \sqrt{\frac{\bar{S}}{6}}$ и $\sigma_\epsilon = \sqrt{\frac{\bar{V}}{24}}$, V%—коэффициент вариации.

Примечания: m—число проб; $\bar{x}$ —среднее арифметическое (содержаний и логарифмов содержания); S—стандартное отклонение; A и ϵ —коэффициенты асимметрии и эксцесса; σ_A и σ_ϵ —стандартные отклонения A и ϵ , рассчитанные по приближенным формулам $\sigma_A = \sqrt{\frac{S^2}{m}}$ и $\sigma_\epsilon = \sqrt{\frac{V^2}{m}}$, V% коэффициент вариации.

При оценке существенности расхождения между средними значениями $A_{\text{сорб}}$ в сравниваемых компонентах был использован критерий согласия Родинона (t), рекомендуемый им для условий логнормального распределения (Родионов, 1964).

Расчет критерия (t) при 5%-ном уровне значимости показал, что полученное его значение (2,12) больше, чем допустимое (1,96). Следовательно, различие между средними значениями сорбционной зольности сравниваемых компонентов угля является существенным и его нельзя объяснить случайными причинами. Обусловлено оно более высокими сорбционными свойствами витринита. Если же принять во внимание, что фюзинит, кроме сорбционной зольности, содержит еще и некоторую примесь инфильтрационных минералов, не поддающихся механическому отделению, то различие в величинах сорбционной зольности компонентов, а следовательно, и различие в их сорбционных свойствах должно проявиться более контрастно.

Таким образом, сорбционная зольность витринита выше, чем фюзинита. Это обусловлено тем, что витринит на ранней стадии своего образования обладал более высокими сорбционными свойствами по сравнению с фюзинитом.

Среднее содержание гигроскопической влаги (определенной при относительной влажности воздуха 55—65%) в витрините 8,76%, а в фюзините 7,03% (см. таблицу). Распределение частот содержаний $W_{\text{гигр}}$ в обоих компонентах удовлетворительно согласуется как с нормальным, так и с логнормальным законами.

Оценка существенности расхождения между средними значениями и $W_{\text{гигр}}$, произведенная при помощи критерия Стьюдента ($t_{\text{г}} = 11,3$ при допустимом $t_{\text{г}} = 2,05$), показала, что это различие не случайно. Следовательно, оно также обусловлено более высокой сорбционной способностью витринита.

Сравнение природных содержаний германия в компонентах угля (см. таблицу) и данных по искусственной его сорбции показывают более высокие сорбционные свойства витринита также и по отношению к германию. Искусственная сорбция германия витринитом и фюзинитом из водного раствора двуокиси германия с концентрацией 1 мг/мл следующая:

	№ проб	Сорбированный Ge, г/г
Витринит	178	3700
	155	3100
Фюзинит	90	2200
	81	2600

Таким образом, и в ранний период своей истории (седиментогенез, диагенез), и в настоящее время витринит обладал и обладает более высокой сорбционной способностью по отношению к воде, элементам сорбционной зольности и к германию сравнительно с фюзинитом. Поэтому можно считать, что повышенные концентрации в витрините германия и некоторых других металлов обусловлены его высокими сорбционными свойствами.

ЛИТЕРАТУРА

- Аронов С. Г., Нестеренко Л. Л. Химия твердых горючих ископаемых. Изд. Харьковск. ун-та, 1960.
- Волков К. Ю. О закономерностях распределения германия в углях Подмосковского бассейна. Материалы по геол. и полезн. ископ. в центр. районах европейской части СССР, вып. 1, 1958.
- Ратынский В. М. Германий в углях. Тр. Биогеохим. лаборатории АН СССР, т. 8, 1946.
- Родионов Д. А. Функции распределения содержаний элементов и минералов в изверженных горных породах. Изв. «Наука», 1964.
- Семашева И. Н., Софиев И. С. О сорбционной зольности угля. Докл. АН СССР, т. 142, № 3, 1962.
- Травин А. Б. Некоторые закономерности распространения германия в углях Западной Сибири. Изв. СО АН СССР, геол. и геофиз., № 2, 1960.

Институт геологии и геофизики
АН УзССР
Ташкент

Дата поступления
22.X.1965

АКСЕССОРНЫЕ ХИМИЧЕСКИЕ ЭЛЕМЕНТЫ В ПЕСКАХ СРЕДНЕЮРСКИХ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ВЯТСКО-КАМСКОЙ ВПАДИНЫ РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ

П. В. ИВАНОВ

Среднеюрские континентальные отложения Вятско-Камской впадины, установленные в последнее время (Иванов, Наборщиков, 1963), представлены аллювиальными и озерно-болотными осадками и являются частью олигомиктовой среднеюрской континентальной гумидной формации северо-востока Русской платформы. Аллювиальные отложения, сложенные преимущественно песками, играют в разрезе среднеюрских образований главную роль. Пески — основной формациеобразующий тип пород среднеюрских отложений. Цвет их белый, светло- и желтовато-серый, реже — светло-коричневый.

Легкая фракция песков представлена кварцем (до 98%), мусковитом (до 10%), единичными зернами полевых шпатов и обломками метаморфических пород. Тяжелая фракция песков не превышает 2—3% по весу и характеризуется турмалин-рутил-циркон-гранат-ставролит-дистен-ильменитовой ассоциацией минералов.

По зернистости среди песков на основании 302 гранулометрических анализов выделяются (%): тонкозернистые пески — 2,3; мелкозернистые пески 19,6; среднезернистые пески — 19,0; крупнозернистые пески — 2,0; разнозернистые пески — 51,7; гравийно-песчаные смеси — 2,0; песчано-гравийные смеси — 3,0. Глинистая составляющая песков колеблется от 0,3 до 10,0%, причем 30% анализированных проб содержат ее до 1%. Повышенное содержание глинистой составляющей характерно для тонко- и мелкозернистых песков.

Кремнезем содержится в песках (по данным 123 химических анализов) в количестве от 84,07 до 98,73%. 65% проб песков содержит от 94 до 98,73% кремнезема. Окислы железа составляют от 0,08 до 2,3%. Четверть всех анализированных проб содержит до 0,3% окислов железа. Глинозем присутствует в количестве от 0,3 до 10,1%; в 30% проб — меньше 1,0% глинозема. Повышенное содержание глинозема отмечено в глинистых песках, глинистые частицы которых представлены каолинитом. Другие химические компоненты, такие, как окислы кальция, магния, калия, натрия, двуокиси титана, серный ангидрид, содержатся в незначительных количествах, редко превышающих 1,0%. Потеря при прокаливании колеблется от 0,05 до 4,72%. Она обусловлена примесью перетертых растительных остатков (Иванов, 1961, 1964).

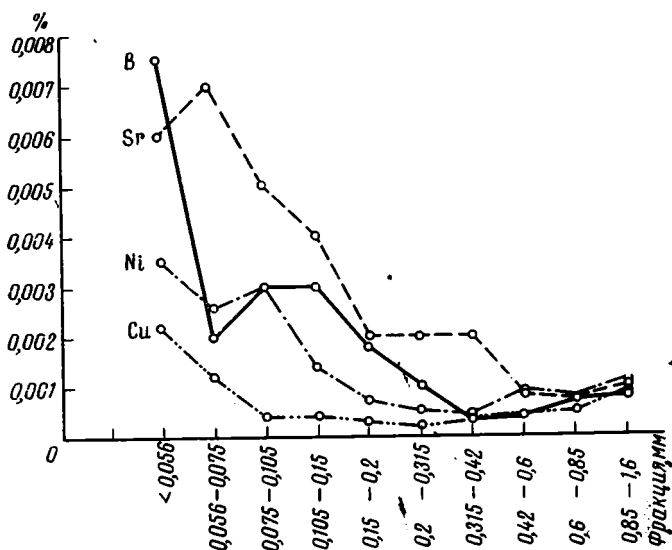
В настоящей статье приведены данные изучения аксессуарных химических элементов, содержащихся в песках, и дано распределение содержания по гранулометрическому спектру песков (по фракциям).

Изучение аксессуарных химических элементов в среднеюрских песках названного района весьма важно, поскольку помимо решения основных вопросов геологии слабоизученной песчаной толщи (стратиграфия, литология, вещественный состав, палеогеография и т. д.) оно проливает свет на особенности миграции и накопления этих химических элементов в платформенных олигомиктовых гумидных формациях, в частности в среднеюрской олигомиктовой континентальной гумидной формации северо-востока Русской платформы.

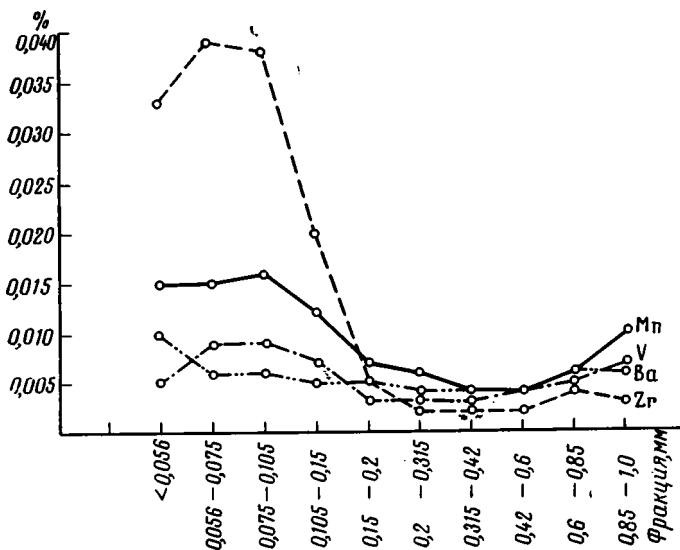
Аксессуарные химические элементы в среднеюрских песках определялись после их распада на фракции (мм): 1,6—0,85; 0,85—0,6; 0,6—0,42; 0,42—0,315; 0,315—0,2; 0,2—0,15; 0,15—0,105; 0,105—0,075; 0,75—0,056; менее 0,056. Приготовленные спектральные пробы каждой фракции сжигались в угольных электродах на спектрографе ИСП-28¹. Определение содержания аксессуарных химических элементов было полуквантитативное. Оно велось путем визуального сравнения интенсивности почернения линии пробы на пластинке с заранее приготовленными и известными эталонами чувствительности (%): 1; 0,1; 0,01; 0,001; 0,0001; 0,00001. В результате исследований в песках были установлены: марганец, барий, цирконий, бор, медь, хром, ванадий, стронций, никель, свинец, цинк, титан, бериллий, галлий, молибден, олово, кобальт. В таблице приведено распределение среднего содержания всех аксессуарных элементов по фракциям песков. На основании ее построены диаграммы распределения среднего содержания аксессуарных химических элементов (фиг. 1—6). Из диаграмм видно, что различные аксессуарные элементы концентрируются в определенных фракциях песков. По этому признаку их можно разделить на две группы. Первую образуют титан, хром, цирконий, марганец, ванадий, стронций, свинец, олово и бериллий, которые содержатся в наибольших количествах в алевритовых частицах (примесь к пескам); ко второй группе относятся барий, бор, медь, кобальт, цинк, галлий, молибден, никель, встречающиеся в повышенных количествах во фракции меньше 0,056 мм и, по-видимому, связанные в основном с глинистыми частицами (примесь к пескам).

¹ Спектральные анализы выполнены в Пермском политехническом институте Н. Е. Ширяевой.

Повышенное содержание акцессорных химических элементов первой группы обусловлено наличием в песках тяжелых минералов и слюд (см. табл.). Нами установлено, что тяжелые минералы (шлихи) в среднеюрских континентальных песках концентрируются в основном во фракции меньше 0,25 мм, поэтому, естественно, и акцессорные



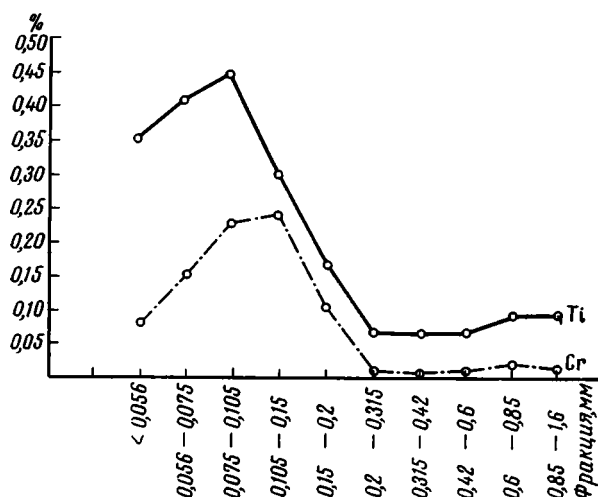
Фиг. 1. Диаграмма распределения среднего содержания бора, никеля, стронция и меди в среднеюрских песках



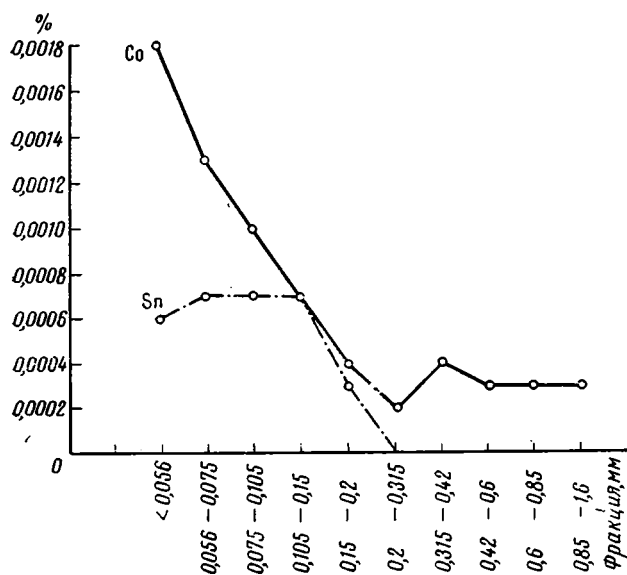
Фиг. 2. Диаграмма распределения среднего содержания марганца, ванадия, циркония и бария в среднеюрских песках

элементы содержатся в этой фракции в повышенных количествах. Кроме того, это доказывается распределением отдельных тяжелых минералов и шлиха в гранулометрическом спектре среднеюрских пород (фиг. 7). Для большей наглядности на фиг. 7, кроме средних содержаний отдельных минералов, показано в граммах содержание шлихов, отмытых из глин, алевроитов, песчано-гравийных смесей и галечников среднеюрских отложений. Из диаграммы видно, что хотя наибольший выход шлиха и некоторых тяжелых минералов падает на песчано-гравийные смеси и галечники, все же пески содержат тяжелую фракцию и тяжелые минералы в повышенных количествах по сравнению с глинами и алевроитами. Следовательно, накопление акцессорных хими

ческих элементов первой группы в песках обусловлено тяжелыми минералами. Известно (Справочное руководство, 1958), что тяжелые минералы содержат ряд изоморфных примесей — аксессуарных химических элементов. Так, в магнетите, лимоните, гематите и пирите обычными примесями являются медь, свинец, марганец, никель,



Фиг. 3. Диаграмма распределения среднего содержания титана и хрома в среднеюрских песках

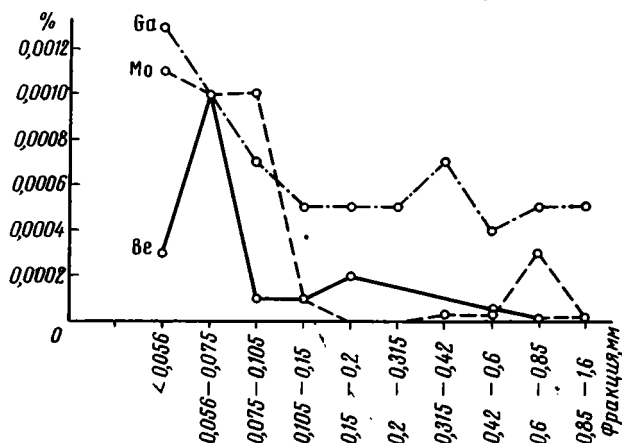


Фиг. 4. Диаграмма распределения среднего содержания кобальта и олова в среднеюрских песках

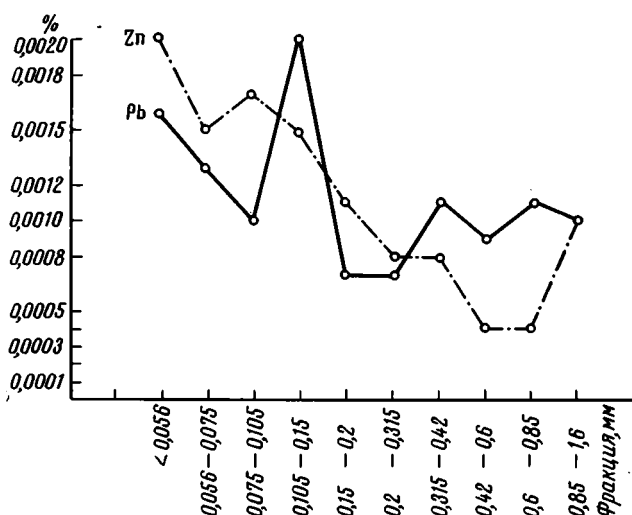
кобальт, ванадий, реже олово. В турмалине, кроме бора, имеются марганец, хром, олово, бериллий, медь, барий. В ставролите всегда присутствует марганец, никель, кобальт; в гранатах — цирконий, бериллий, ванадий; в сфене — титан, хром, цирконий, ванадий; в рутиле — титан, олово, марганец, хром, ванадий; в эпидоте — хром, марганец, никель. Титан, цирконий, бор, хром являются основными в ильмените, цирконе, турмалине и хромите. В мусковите и биотите имеются марганец, хром, ванадий, титан, никель, кобальт. Кроме указанных на фиг. 7 тяжелых минералов, в среднеюрских континентальных отложениях (песках) присутствуют лимонит, хлоритонд, сфен, монацит, корунд, шпинель, анатаз, брукит, силлиманит, андалузит, топаз, апатит, хлорит, везувин, пирит, золото, пироксены, амфиболы (роговая обманка, актинолит, тремолит, антрофилит), слюды (мусковит, биотит, серицит), но ввиду их незначительного процентного содержания они на диаграмме не приводятся. Из сказанного видно,

что наличие в песках перечисленных акцессорных химических элементов первой группы вполне закономерно.

Другая группа акцессорных элементов, как уже говорилось, концентрируется во фракции меньше 0,056 мм и связана с глинистыми частицами. Известно, что среднеюрские континентальные отложения изученного района содержат значительные количества перетертых растительных и углистых веществ. Содержатся они и в песках. Эти



Фиг. 5. Диаграмма распределения среднего содержания бериллия, галлия и молибдена в среднеюрских песках

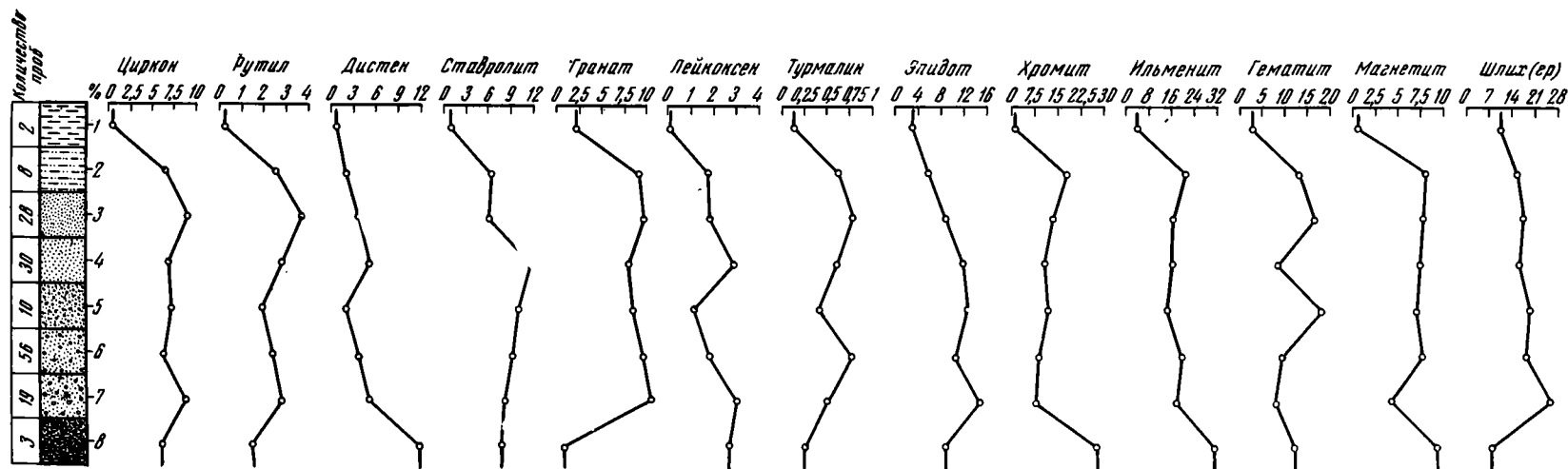


Фиг. 6. Диаграмма распределения среднего содержания свинца и цинка в среднеюрских песках

углистые и растительные остатки вместе с минеральной частью глин, содержащихся в песках, образовали органо-минеральные коллоидные частицы, наиболее активные в смысле сорбции химических элементов в процессе ионного обмена. В этом причина повышенного содержания ряда акцессорных элементов во фракции меньше 0,056 мм среднеюрских песков.

По-видимому, не следует сбрасывать со счета накопления акцессорных химических элементов глинистыми частицами песков благодаря примеси к ним мельчайших обломков тяжелых минералов и слюд.

Приведенные данные свидетельствуют о том, что поведение малых элементов в изученной олигомиктовой континентальной гумидной формации платформенного типа полностью предопределено петрографическим составом формациеобразующих пород. Таким образом, установленные Н. М. Страховым (1962) общие закономерности поведения химических элементов в континентальных гумидных формациях платформенного типа подтверждаются конкретным примером одной из таких формаций.



Фиг. 7. Распределение среднего содержания тяжелых минералов и шлиха в континентальных среднеюрских отложениях Вятско-Камской впадины Русской платформы

1 — глины; 2 — алевриты; пески; 3 — мелкозернистые, 4 — среднезернистые, 5 — крупнозернистые, 6 — разнозернистые, 7 — песчано-гравийные смеси, 8 — галечники

Среднее содержание акцессорных элементов в песках

Элементы	Фракции (м.м) и среднее содержание элементов (%)									
	1,6— 0,85	0,85— 0,6	0,6— 0,42	0,42— 0,315	0,315— 0,2	0,2— 0,15	0,15— 0,105	0,105— 0,075	0,075— 0,046	менее 0,046
Марганец	0,010	0,006	0,004	0,004	0,006	0,007	0,012	0,016	0,015	0,015
Барий	0,006	0,006	0,004	0,004	0,004	0,004	0,005	0,006	0,006	0,010
Цирконий	0,003	0,0043	0,002	0,002	0,002	0,0054	0,02	0,038	0,039	0,033
Бор	0,0008	0,0007	0,0004	0,0003	0,0005	0,0019	0,0032	0,003	0,002	0,075
Медь	0,0009	0,0005	0,0004	0,0003	0,0002	0,0003	0,0004	0,0004	0,0012	0,0022
Хром	0,012	0,018	0,008	0,005	0,008	0,105	0,244	0,230	0,150	0,080
Ванадий	0,007	0,005	0,004	0,003	0,003	0,003	0,007	0,009	0,009	0,005
Стронций	0,001	0,0008	0,0008	0,001	0,002	0,002	0,004	0,005	0,007	0,006
Никель	0,0011	0,0008	0,0009	0,0004	0,0005	0,0007	0,0014	0,003	0,0026	0,0035
Свинец	0,001	0,0011	0,0009	0,0011	0,0007	0,0007	0,002	0,0011	0,0013	0,0016
Цинк	0,001	0,0004	0,0004	0,0008	0,0008	0,0011	0,0015	0,0017	0,0015	0,002
Титан	0,09	0,091	0,065	0,065	0,067	0,163	0,301	0,446	0,408	0,354
Бериллий	0,00002	0,00004	0,00005	Следы	Следы	0,0002	0,0001	0,0001	0,001	0,0003
Галлий	0,0005	0,0005	0,0004	0,0007	0,0005	0,0005	0,0005	0,0007	0,0010	0,0013
Молибден	—	—	0,0003	0,00004	0,00003	—	—	0,0001	0,001	0,001
Олово	—	—	—	—	—	0,0003	0,0007	0,0007	0,0007	0,0006
Кобальт	0,0003	0,0003	0,0003	0,0004	0,0003	0,0004	0,0007	0,001	0,001	0,0018
Количество проб	15	24	25	27	27	27	27	26	24	85

ЛИТЕРАТУРА

- И в а ш о в П. В. Значение минералогического состава среднеюрских отложений Глазовской синеклизы для их практического использования и палеогеографии. Сб. научных трудов Пермского политехнического ин-та (геологические науки), № 8, Пермь, 1961.
- И в а ш о в П. В. Гранулометрическая и химическая характеристика среднеюрских сгекольных песков Глазовской синеклизы Русской платформы. Изв. высш. учебн. завед. Геология и разведка, № 12, 1964.
- И в а ш о в П. В., Наборщиков В. П. Континентальные мезозойские отложения Глазовской синеклизы Русской платформы. Сообщения ДВ филиала СО АН СССР, вып. 21, Владивосток, 1963.
- Справочное руководство по петрографии осадочных пород, т. 1. Гостоптехиздат, 1958.
- С т р а х о в Н. М. Основы теории литогенеза, т. I, II. Изд. АН СССР, 1962.

Хабаровская группа лабораторий
ДВ филиала СО АН СССР

Дата поступления
6.XII.1965 г.

УДК 551.72(471.6)

**К ЛИТОЛОГИИ ДОКЕМБРИЙСКОЙ ТОЛЩИ
ВУЛКАНОКЛАСТИЧЕСКИХ ПОРОД РУЧЬЯ ШИДЖАТМАЗ
(Северный Кавказ)**

Ю. Я. ПОТАПЕНКО

В строении фундамента Северо-Кавказской моноклинали в междуречье Кубани и Чегема принимают участие дислоцированные метаморфические породы досилурийского возраста (Герасимов, 1940). Они представлены мощным комплексом осадков геосинклинального типа. Строение и состав метаморфического комплекса выяснены в самых общих чертах. В нем выделяются (снизу вверх) чегемская, хасаутская и малкинская свиты (Кизевайттер, 1960; Красивская, 1961). Геологические (Потапенко, Момот, 1965) и палеофитологические (Тимофеев, 1962) данные свидетельствуют о докембрийском возрасте этих отложений.

В настоящей статье впервые излагаются данные литологического изучения верхней части метаморфического комплекса докембрия. Она представлена мощной (до 1000 м) толщей зеленокаменных пород, еще не описанной в литературе; автор выделяет ее под названием шиджатмазской свиты. Наиболее полный разрез свиты можно

наблюдать в долине р. Хасаута (левый приток р. Малки), по ручью Шиджатмазу. Породы свиты согласно, с постепенным переходом сменяют филлиты малкинской свиты (протерозой) и с размывом перекрываются кварцевыми конгломератами, начинающимися разрез мощной толщи песчаников, известных под названием урлешской свиты (кембрий по Потапенко, Момот, 1965).

Шиджатмазская свита характеризуется монотонным строением разреза и постоянством состава слагающих ее пород. По совокупности структурных и текстурных признаков и минеральному составу породы шиджатмазской свиты близки к туффитам (по классификации Малеева, 1963).

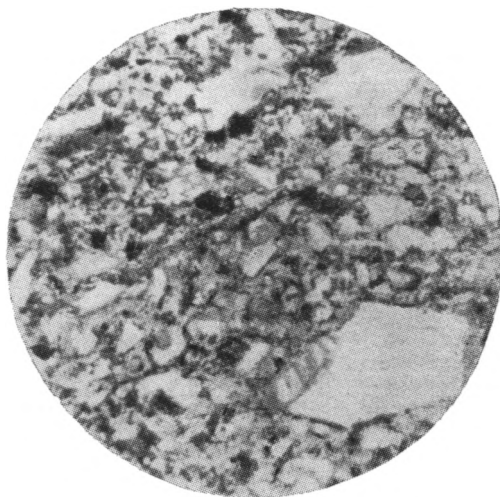
При полевом и микроскопическом изучении среди зеленокаменных пород выделяются массивные и сланцеватые разновидности. В первых легко распознается обломочная структура, позволяющая называть их метатуффитами. Сланцеватые разновидности пород обычно не сохраняют реликтовых структур и являются типичными зелеными сланцами, близкими к хлоритовым филлитам. Такая двойственность номенклатуры пород отражает их современный облик и неодинаковую податливость пород различной зернистости метаморфическим преобразованиям.

Метатуффиты представляют собой зеленые или темно-зеленые массивные породы, обладающие blastsпсаммитовой или blastsалевритовой структурой. В зависимости от размеров и сортировки кlastического материала различаются мелкозернистые псаммитовые, алевропсаммитовые, псаммо-алевритовые и алевритовые метатуффиты.

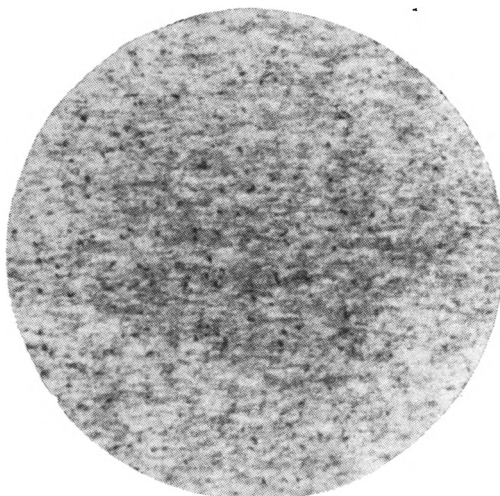
В мелкозернистых псаммитовых метатуффитах кlastические зерна обычно составляют не более 50—60% площади шлифа (фиг. 1). Преобладает пирокластический материал, представленный резко угловатыми обломками плагиоклаза и эффузивов среднего состава. Наличие характерных серповидных и остроугольных обломков основной массы эффузивов, обломков плагиоклаза с сохранившимися кристаллографическими гранями может свидетельствовать о прямом поступлении продуктов извержений в осадки. Явно терригенное происхождение имеют слабоокатанные зерна кварца и редкие обломки микропегматитов, осадочных и кислых интрузивных пород гипабиссального облика. Акцессорные минералы представлены апатитом, рудным минералом и редко встречающимся цирконом. Характерно постоянное присутствие лейкоцена. Цемент метатуффитов базального и реже полубазального типа, полностью перекристаллизованный, преимущественно хлоритовый с небольшой примесью серицита и эпидота.

Мелкозернистые псаммитовые метатуффиты отличаются меньшим размером кlastических зерен, в связи с чем в них реже встречаются обломки пород. В алевритовых метатуффитах в цементе заметно увеличивается содержание чешуек серицита. Наконец, серицит-хлоритовые сланцы (фиг. 2) сложены мелкочешуйчатым агрегатом серицита и хлорита с примесью кварца и плагиоклаза.

Плагиоклаз представлен sdвойникованным альбитом № 5—10. В отдельных прослойках присутствует альбит, включающий мелкозернистый агрегат эпидота. Последний, очевидно, образовался за счет первичного основного плагиоклаза.

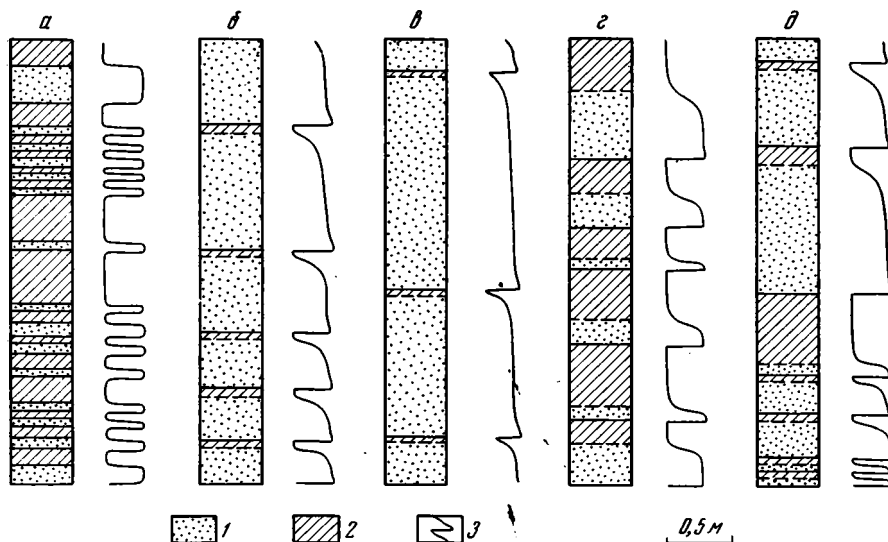


Фиг. 1. Метатуффит мелкозернистый
Без анализатора, увел. 30



Фиг. 2. Серицит-хлоритовый сланец
Без анализатора, увел. 30

Обломки пород представлены альбитофирами и реже микрокварцитами и кварцитами. К обломкам гипабиссальных интрузивных образований следует отнести сростки зерен кварца и плагиоклаза, микропегматиты, кварц с включениями плагиоклаза. Терригенный кварц имеет неправильную форму и слегка волнистое угасание. Обломки цветных минералов (по-видимому, роговой обманки) полностью замещены хлоритом



Фиг. 3. Слоистость в различных толщах шиджатмазской свиты
1 — метатUFFиты; 2 — сланцы; 3 — характер изменения гранулометрического состава

с оторочкой рудного минерала по периферии. Циркон встречается в виде единичных обломанных кристалликов размером 0,03—0,05 мм.

Цементирующая масса туффитов сложена новообразованными минералами: мелкозернистым плагиоклазом, кварцем, мелкошуйчатым хлоритом, серицитом и эпидотом. Размер микрозерен 0,01—0,03 мм. Хлорит слабо окрашен в зеленый цвет, имеет очень низкое двупреломление. Следует отметить, что по всему разрезу свиты свойства хлорита постоянны и соответствуют ряду прохлорита: интерференционная окраска аномальная темно-синяя, иногда с фиолетовым оттенком, удлинение положительное, оптический знак отрицательный, показатели преломления $N_m=1,632$; $N_p=1,628$. Эпидот представлен призматическими и неправильными зернами размером до 0,1—0,3 мм; серицит — в виде параллельно ориентированных чешуек (0,1—0,02 мм), имеющих агрегатное угасание. Карбонат наблюдается в виде линзовидных участков и прожилков.

Химический состав туффитов шиджатмазской свиты приведен (проанализировано в химической лаборатории Северо-Кавказского геологического управления):

№	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	SO ₃	П.п.п.	Сумма
обр.														
1—29	60,97	0,84	16,60	1,74	5,30	0,13	2,90	1,23	3,20	2,57	0,18	Сл.	4,00	99,66
1—38	61,85	1,04	15,90	2,53	6,26	0,16	3,23	0,61	3,84	1,31	0,18	Сл.	3,60	100,51

Породы свиты испытали низкотемпературный метаморфизм. Наряду с реликтовыми минералами в них присутствуют новообразованные метаморфические: хлорит, серицит и эпидот. Местами в сланцах наблюдается развитие сегрегационных структур — избирательная «концентрация» хлорита в отдельные крупные чешуйки, в то же время в туффитах хорошо сохраняются реликтовые псаммитовые структуры. Таким образом, по минеральному составу и типам структур породы шиджатмазской свиты отвечают кварц-альбит-мусковит-хлоритовой субфации зеленых сланцев по Ф. Тернеру (Тернер, Ферхуген, 1961).

Изучение особенностей строения шиджатмазской свиты позволило выяснить характер слоистости и выделить по этому признаку несколько толщ.

Слоистость по всему разрезу горизонтальная. В нижней части свиты наблюдается чередование (простая повторяемость, Ботвинкина, 1965) слоев мелкозернистых метатUFFитов с тонкозернистыми серицит-хлоритовыми сланцами (фиг. 3, а). Контакты между слоями четкие, в пределах слоя изменений зернистости не наблюдается.

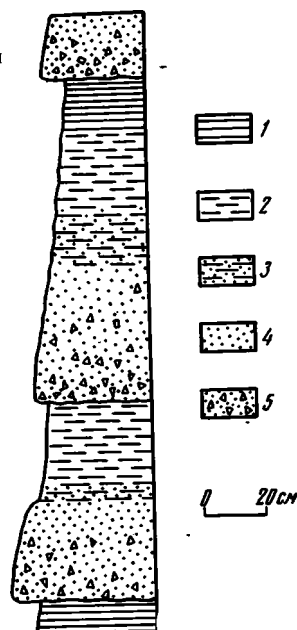
В средней и верхней частях свиты отчетливо выражена ритмическая слоистость (фиг. 4). Ритмы образованы чередованием разных по зернистости, но весьма близких по составу пород, представляющих собой естественный парагенез. Нижний слой каж-

дого ритма сложен разнозернистыми метатUFFитами. Кверху с уменьшением размеров обломков степень их отсортированности несколько возрастает и псаммитовые туффиты постепенно переходят в алевроитовые метатUFFиты и серицит-хлоритовые сланцы. Отдельные элементы ритма тесно связаны друг с другом, а от смежных ритмов отделяются, как правило, резкими границами. Иногда в основании ритма наблюдаются следы размыва нижележащих слоев, в этих случаях линия контакта слабоволниста, а в туффитах в нижней части ритма встречаются обломки серицит-хлоритовых сланцев.

Таким образом, по характеру слоистости разрез шиджатмазской свиты может быть разделен на две части: нижнюю — простого чередования и верхнюю — ритмично-слоистую. Верхняя часть свиты подразделяется на четыре толщи по соотношению элементов ритма. В нижней (см. фиг. 3, б) и особенно во второй (см. фиг. 3, в) толще основную часть разреза составляют псаммитовые метатUFFиты, а «сланцевые» элементы часто редуцированы. Выше по разрезу постепенно возрастает роль тонкозернистых пород (см. фиг. 3, г). Четвертая толща характеризуется чередованием пачек мощностью от 7 до 20 м, в которых попеременно преобладают псаммитовые и «сланцевые» (первично пелитовые) элементы ритмов.

Ритмическая слоистость с постепенным уменьшением размера кластических зерен от подошвы к кровле пластов свидетельствует о накоплении осадков в водной среде ниже границы воздействия волн, т. е. на глубинах свыше 200 м. Относительно глубоководным характером осадков шиджатмазской свиты, по-видимому, объясняется полное отсутствие каких-либо органических остатков, известных как в подстилающих, так и в перекрывающихся отложениях (Тимофеев, 1961).

Как видно из изложенного, докембрийские зеленокаменные породы ручья Шиджатмаза имеют отчетливо выраженную ритмическую слоистость. Ритмы относятся к трансгрессивному типу. Формирование ритма является процессом непрерывным, поскольку все его члены связаны постепенными переходами, и легче всего объясняется концепцией мутьевых потоков. По особенностям состава и слоистости шиджатмазская свита может быть выделена в самостоятельную туфогенно-сланцевую флишиодную формацию.



Фиг. 4. Ритмическая слоистость в породах шиджатмазской свиты
1 — серицит-хлоритовый сланец. МетатUFFиты: 2 — алевроитовый, 3 — алевро-псаммитовый, 4 — мелкозернистый псаммитовый, 5 — разнозернистый псаммитовый

ЛИТЕРАТУРА

- Герасимов А. П. Обзор геологического строения северного склона Главного Кавказского хребта в районе рек Малки и Кумы. Тр. ЦНИГРИ, вып. 123, 1940.
Ботвинкина Л. Н. Методическое руководство по изучению слоистости. Тр. Геол. ин-та АН СССР, Изд. «Наука», вып. 119, 1965.
Кизевальтер Д. С. Стратиграфическое расчленение метаморфических толщ Центрального Кавказа. В кн. «Материалы по геологии и металлогении Центрального и Западного Кавказа». Тр. Кавказск. экспедиции ВАГТ и МГУ, т. 2, 1960.
Красивская Н. С. Новые данные по стратиграфии метаморфических сланцев среднего течения Малки. Докл. АН СССР, т. 138, № 4, 1961.
Малеев Е. Ф. Вулканокластические горные породы. Госгеолтехиздат, 1963.
Потапенко Ю. Я., Момот С. П. Новые данные о кембрийских отложениях Северного Кавказа. Докл. АН СССР, т. 164, № 3, 1965.
Тернер Ф. и Ферхуген Дж. Петрология изверженных и метаморфических пород. Изд. иностр. лит., 1961.
Тимофеев Б. В. О возрасте древних осадочных свит северного Приэльбрусья. Докл. АН СССР, т. 144, № 1, 1962.

Центральная геолого-съемочная экспедиция
Северо-Кавказского геологического управления
Ессентуки

Дата поступления
2.X.1965

ХРОНИКА

УДК 552.0(571.1)

ПЕРВОЕ СОВЕЩАНИЕ СИБИРСКОГО ОТДЕЛЕНИЯ КОМИССИИ ПО ОСАДОЧНЫМ ПОРОДАМ ПРИ ОНЗ АН СССР

Р. Г. МАТУХИН

В мае 1964 г. решением Комиссии по осадочным породам при ОНЗ АН СССР образовано ее Сибирское отделение в составе 26 человек — представителей всех основных научных и производственных организаций, ведущих литологические исследования на территории Сибири.

В январе 1966 г. в Новосибирске проведено первое совещание Сибирского отделения Комиссии по осадочным породам. В его работе приняли участие более 100 сотрудников Красноярского, Иркутского, Новосибирского, Тюменского, Западно- и Восточно-Сибирского геологических управлений, а также литологи СНИИГГИМС, ЛОПИ, НИИГА, ИГиРГИ, ВСЕГЕИ, ИГиГ и Института земной коры СО АН СССР, ВостСибНИИГГИМС, ЗапСибНИГНИ, Красноярского отделения СНИИГГИМС, Якутского и Новосибирского университетов, треста «Кузбассуглегеология» и других организаций.

Совещание работало 3 дня. За это время было заслушано 12 докладов.

В. П. Казаринов (СНИИГГИМС) посвятил свой доклад основам литолого-формационного анализа. Исследованиями руководимой им группы литологов установлено, что осадочные толщи по степени зрелости могут быть разделены на осадочные серии. В тектоническом смысле серия отвечает отрезку времени (примерно 12—15 млн. лет) между двумя минимумами орогенной активности, когда водосборы претерпевают максимальное выравнивание, а слагающие их породы подвергаются значительному химическому выветриванию. Генетические ряды серий составляют осадочные комплексы. Срединные части последних соответствуют салаирскому, каледонскому, герцинскому, тихоокеанскому и альпийскому геотектоническим циклам. Формирование одного осадочного комплекса проходит на протяжении примерно 120—130 млн. лет. Зоны сочленения осадочных серий и особенно комплексов в случае формирования в благоприятных фациальных и климатических условиях содержат обычно скопления марганцевых и железных руд, бокситы, фосфориты и россыпи. Срединные части этих подразделений наиболее благоприятны для накопления легкоподвижных компонентов. Понимание сложного процесса литогенеза и возможность прогнозирования осадочных полезных ископаемых — основная цель литолого-формационного анализа.

Одним из примеров применения его в конкретных условиях являются результаты исследований В. И. Бгатова (СНИИГГИМС), освещенные в докладе «Проблема поисков стратифицированных месторождений стронция на территории Сибирской платформы». В палеозойских отложениях В. И. Бгатов и его сотрудники установили скопления стронцийсодержащих минералов: целестина и реже стронцианита. Целестиноносные горизонты в сопоставимых разрезах разновозрастны и приурочены к регрессивным отложениям осадочных серий.

В докладе В. П. Семенова (Якутский ун-т) «Стратиграфия и литология пограничных толщ триаса и юры центральной части Западного Верхоянья» приводится корреляция разрезов восточного и западного склонов Западного Верхоянья. Примененные им методики литолого-формационного анализа позволили выделить горизонты, содержащие высокозрелый терригенный материал, поступление которого в бассейн седиментации происходило в результате размыва кор выветривания.

Возможности применения одной из методик литолого-формационного анализа — коэффициента мономинеральности — при сопоставлении различных отложений Кузнецкого бассейна одновременно с другими методами литологической корреляции коснулись представители треста «Кузбассуглегеология» А. И. Алимов в докладе «Сопоставление балахонской серии Кемеровско-Киселевского района Кузбасса по литологическому составу песчаников» и В. Е. Евтушенко в докладе «Корреляция и расчленение угленосных отложений в кольчугинской серии с помощью данных петрографического изучения образцов песчаников».

Три доклада были посвящены характеристике различных этапов палеозойской палеогеографии Сибирской платформы. Проведенные Я. К. Писарчик, М. А. Минаевым и Г. А. Русецкой (ВСЕГЕИ) исследования показали, что на территории Сибирской платформы в кембрии существовали две области: юго-западная, для которой характерна повышенная до стадии садки солей соленость вод и соответственно лагунный режим осадконакопления, и северо-восточная с водами нормальной солености и морскими условиями осадконакопления. Между этими областями существовала узкая, предельно мелководная зона, где развивались археоциатовые и водорослевые биогермы. Эта зона затрудняла водообмен и обеспечивала образование мощных солевых толщ в юго-западной части бассейна. В пределах последней устанавливаются пять крупных ритмов осадконакопления, с регрессивными частями которых связаны этапы соле-накопления.

«Новые данные по стратиграфии, палеогеографии и перспективам калиеносности верхней части карбонатно-галогенных отложений Иркутского амфитеатра» — так назвали свой доклад сотрудники ВостСибНИИГГИМС Э. И. Чечель и М. А. Цахновский. Объектом их исследования явились ниже-среднекембрийские отложения, являющиеся аналогом литвинцевской свиты, развитой в северных районах. Авторы считают, что в пределах Илгинской впадины можно ожидать достаточно крупные залежи среднекембрийских солей.

С. Ф. Павлов (Институт земной коры СО АН СССР) остановился на характеристике палеогеографии каменноугольного и пермского периодов юга Сибирской платформы. В бассейне осадконакопления им выделены три ландшафтные зоны: бассейновая, прибрежно-дельтовая и долиново-равнинная. Терригенный материал поступал с возвышенностей Енисейского кряжа, Восточного Саяна, Ангара-Ленской области и Байкало-Патомского нагорья. Вещественный состав пород и обнаруженные в них растительные остатки позволили предположить существование на этой территории теплого и влажного климата в карбоне и некоторое его похолодание в перми.

Доклад об особенностях вулканогенно-осадочного литогенеза сделал А. С. Калупин (СНИИГГИМС), обративший внимание участников совещания на важность изучения этого вида литогенеза, на необходимость продолжения разработки представлений о его пространственных, временных границах и вещественных проявлениях, используя материалы, характеризующие области современного вулканизма.

Среднепалеозойскому вулканогенно-осадочному литогенезу востока Саяно-Алтайской области было посвящено выступление Г. Н. Бровкова (Красноярское отделение СНИИГГИМС). Проведенные им исследования позволили установить несколько направлений влияния вулканизма на процесс осадконакопления (преобразование ландшафта, изменение гидрохимического режима бассейна, активизация аутигенного минералообразования, формирование инфильтрационных и экстоляционно-осадочных проявлений железа, меди и др.).

Сравнительно недавно появились работы, свидетельствующие о том, что приход нефти в коллектор останавливает процессы эпигенеза. Результаты проведенных в этом направлении исследований были рассмотрены в докладе Г. Э. Прозоровича (Зап-СибНИГНИ) «Особенности литологии продуктивных горизонтов неокма Сургутского свода в связи со временем образования месторождений нефти». Им установлено, что формирование залежей нефти в пластах Б-1 и Б-2-3 Усть-Балыкского месторождения началось в верхнем мелу и закончилось недавно.

Распределению пород-коллекторов в различных типах фаций юры Обь-Иртышского междуречья было посвящено сообщение З. Я. Сердюк (НТГУ).

В прениях по указанным докладам выступили 37 человек.

Участники совещания единогласно приняли решение по ряду научных и организационных вопросов. В частности, признано необходимым обратить особое внимание сибирских литологов на изучение цикличности осадкообразования, вулканогенно-осадочного литогенеза, закономерностей образования и размещения месторождений осадочных полезных ископаемых, геохимии осадочных пород. Совещание отметило важность решения методических вопросов, в том числе связанных с дальнейшей разработкой методов палеогеографических исследований и литолого-формационного анализа. Последний признан одним из важнейших направлений в изучении осадочного породо- и рудообразования. Применение его в Сибири уже принесло положительные результаты, развившиеся в более углубленном изучении литологии, геохимии, закономерностей развития и металлогении осадочных образований, а также в изучении некоторых полезных ископаемых в ряде районов Западно-Сибирской низменности, Сибирской платформы и Саяно-Алтайской складчатой области¹.

Придавая большое значение всестороннему изучению вулканогенно-осадочного литогенеза, весьма широко представленного на территории Сибири и Дальнего Восто-

¹ Утверждение о значении литолого-формационного метода, разработанного В. П. Казариновым, неоднократно им высказывалось. Этот метод был обсужден на специально созданном Комиссией по осадочным породам при ОНЗ семинаре в мае 1964 г. Комиссия пришла к выводу, что литолого-формационный метод имеет многие существенные недостатки и что в современном своем виде он не может быть рекомендован (см. ж-л «Литология и полезные ископаемые», № 6 за 1964 г. и № 5 за 1965 г.).

ка, участники совещания решили провести очередную сессию Сибирского отделения Комиссии по осадочным породам осенью 1966 г. (желательно в г. Петропавловске-на-Камчатке), посвятив ее рассмотрению вопросов вулканогенно-осадочного литогенеза. Для обсуждения на следующих совещаниях Сибирского отделения Комиссии приняты проблемы литологии нефтегазоносных толщ Сибири, дифференциации осадочного процесса и цикличности, геохимии осадконакопления, фосфоритов и бокситов Сибири, а также палеогеографии Сибирской платформы и ее складчатого обрамления.

Для руководства текущей работой было образовано бюро Сибирского отделения Комиссии по осадочным породам, куда вошли Ю. П. Казанский, В. П. Казаринов (председатель), А. С. Калугин, Р. Г. Матухин и З. Я. Сердюк. В ближайшее время бюро должно рассмотреть возможность расширения состава отделения за счет литологов и вулканологов северо-восточных и дальневосточных геологических организаций.

Сибирский научно-исследовательский
институт геологии, геофизики
и минерального сырья
Новосибирск

Дата поступления
23.III.1966 г.

От редакции: В № 2 журнала «Литология и полезные ископаемые», 1966 г. было помещено письмо В. Ф. Дерпгольца с возражением против опубликования в журнале «International Geological Review» v. 6, № 9, 1964 изложения его статьи, напечатанной в журнале «Литология и полезные ископаемые», № 2, 1963 г.

Редакция с удовлетворением отмечает, что американский геологический институт, издающий журнал «International Geological Review», признал правильными замечания В. Ф. Дерпгольца и в v. 8, № 7, 1966 г. опубликовал для сведения читателей письмо В. Ф. Дерпгольца, а также поместил перевод резюме статьи автора.

БИБЛИОГРАФИЯ

**ЛИТОЛОГИЧЕСКИХ СТАТЕЙ, ОПУБЛИКОВАННЫХ
В ЗАРУБЕЖНЫХ ЖУРНАЛАХ, ПОСТУПИВШИХ
В БИБЛИОТЕКУ ОТДЕЛЕНИЯ НАУК О ЗЕМЛЕ АН СССР
за декабрь 1965 г.— июль 1966 г.**

- Alderman A. R. Доломитовые осадки и их окружающие породы на юго-востоке Южной Австралии. *Geochim. Cosmochim. Acta*, v. 29, No. 12, pp. 1355—1365, 1965.
- Alexsandrowicz S. W. Геологические условия залегания серы в миоцене окрестностей Рыбника. *Przegl. geol.*, г. XIII, NR 6 (147), pp. 272—275, 1965.
- Allen J. R. L. Обзор происхождения и характеристик современных аллювиальных отложений. *Sedimentology*, v. 5, No. 2, pp. 89—191, 1965.
- Allen J. R. L. Классификация косослоистых пачек, дальнейшее обсуждение. *Sedimentology*, v. 5, No. 3, pp. 252—254, 1965.
- Allen J. R. L. Об образовании слоев и палеотечений. *Sedimentology*, v. 6, No. 3, pp. 153—190, 1966.
- Andel van Tjeerd H., Bowen V. T., Sachs P. L., Siever R. Морфология и осадки части Средне-Атлантического хребта. *Science*, v. 148, No. 3674, pp. 1214—1216, 1965.
- Andrews J. T. Изучение поверхностной ориентировки валунов вдоль северо-западной окраины Барнс Айс Кэп, острова Баффик, Канада. *J. Sediment. Petrol.*, v. 35, No. 3, pp. 753—758, 1965.
- Aragon de la Cruz F. Межпластинчатая сорбция в метилизированном монтмориллоните. *Nature*, v. 205, No. 4969, pp. 381—382, 1965.
- Audley-Charles M. G. Геохимическое изучение меловых железомарганцевых осадочных пород из Тимора. *Geochim. Cosmochim. Acta*, v. 29, No. 11, pp. 1153—1173, 1965.
- Balowa Z. Применение электрохимического профилирования в исследовании трещиноватых коллекторов. *Przegl. geol.*, г. XIII, NR 3 (144), pp. 111—113, 1965.
- Barker C. G. Масс-спектрометрический анализ газа, извлеченного из некоторых минералов, нагретых в природных условиях. *Natura*, v. 205, No. 4975, pp. 1001—1002, 1965.
- Basumallick S. Фракционное разделение в косослоистой пачке. *Sedimentology*, v. 6, No. 1, pp. 35—68, 1966.
- Berner R. A. Коэффициенты активности бикарбонатных, карбонатных и кальциевых ионов в морской воде. *Geochim. Cosmochim. Acta*, v. 29, No. 8, pp. 947—965, 1965.
- Berner R. A. Доломитизация на Средне-Тихоокеанских атоллах. *Science*, v. 147, No. 3663, pp. 1297—1299, 1965.
- Berthois L. Исследования поведения органических остатков в водной среде. *Sedimentology*, v. 5, No. 4, pp. 327—342, 1965.
- Biscaye P. E. Минералогия и осадкообразование современной глубоководной глины в Атлантическом океане и примыкающих водах и океанах. *Bull. Geol. Soc. America*, v. 76, No. 7, pp. 803—832, 1965.
- Blank H. R., Tynes E. W. Образование селитры in situ. *Bull. Geol. Soc. America*, v. 76, No. 12, pp. 1387—1392, 1965.
- Bluck B. J. Отложение среднедевонских карбонатов, юго-восточная Индиана. *J. Sediment. Petrol.*, v. 35, No. 3, pp. 656—682, 1965.
- Bonner F. T., Soares L. A. Содержание никеля в кернах Тихого океана. *Natura*, v. 207, No. 5000, pp. 933—935, 1965.
- Brewer P. G., Riley J. P., Culkin F. Химический состав горячей соленой воды на глубине в Красном море. *Natura*, v. 206, No. 4991, pp. 1345—1346, 1965.
- Briggs L. I. Корреляция тяжелых минералов и их источника сноса. *J. Sediment. Petrol.*, v. 35, No. 4, pp. 939—955, 1965.

- Brooks R. R. Микроэлементы в прибрежных водах Новой Зеландии. *Geochim. Cosmochim. Acta*, v. 29, No. 12, pp. 1369—1370, 1965.
- Burns R. G. Образование кобальта (III) в аморфной фазе $\text{FeOOH} \cdot n\text{H}_2\text{O}$ марганцевых конкреций. *Nature*, v. 205, No. 4975, pp. 999, 1965.
- Burst J. F. Подводнообразованные трещины усыхания в глине. *J. Sediment. Petrol.*, v. 35, No. 2, pp. 348—353, 1965.
- Cadek J. К палеогеографии миоценовых отложений территории Хомутов — Мост — Теплиц. *Vest. Ustred. ustavu Geol.*, r. XL, C. 1, pp. 45—46, 1965.
- Colombo U., Gazzarrini F., Sironi G., Gonfiantini R., Tongiorgi E. Изотопный состав углерода отдельных углеводородов из природных газов Италии. *Nature*, v. 205, No. 4978, pp. 1303—1304, 1965.
- Carlson C. G., Anderson S. B. Осадконакопление и тектоническая история части северной Дакоты бассейна Уиллистон. *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, v. 49, N 11, pp. 1833—1846, 1965.
- Carver R. E. Волнистое погасание в тонкозернистых породах. *J. Sediment. Petrol.*, v. 35, No. 4, pp. 980—983, 1965.
- Catacosinos P. A. Таблицы для определения сферичности и формы каменных частиц. *J. Sediment. Petrol.*, v. 35, No. 2, pp. 354—365, 1965.
- Chandra D. Отражательная способность углей Новой Зеландии. *Econ. Geol.*, v. 60, No 5, pp. 1041—1045, 1965.
- Chave K. E. Карбонаты: связь с органическим веществом на поверхности морской воды. *Science*, v. 148, No 3678, pp. 1723—1724, 1965.
- Chester R. Адсорбция цинка и кобальта на иллите в морской воде. *Natura*, v. 206, No 4987, pp. 884—886, 1965.
- Chilingar G. V., Bissell H. J. Высокий pH и первичный доломит. *Sedimentology*, v. 5, No. 3, pp. 256—259, 1966.
- Chmura K. Значение каменноугольных огнеупорных сланцев шахты «Слупец» для производства огнеупорных материалов. *Przegl. geol.*, r. XIII, NR 3 (144), pp. 100—104, 1965.
- Chow T. J., Mantyla A. W. Неорганическое происхождение анионов в глубинных океанских водах. *Nature*, v. 206, No 4982, pp. 383—385.
- Chowdhury A. N., Chakraborty S. C., Bose B. B. Геохимия галлия в боксите из Индии. *Econ. Geol.*, v. 60, No 5, pp. 1052—1058, 1965.
- Christopher von der Borch. Распределение и предварительная геохимия современных карбонатных осадков территории Коронг, Южная Австралия. *Geochim. Cosmochim. Acta*, v. 29, No 7, pp. 781—799, 1965.
- Cisek B., Czernicki J. Распространение каменной соли в районе Пильзно. *Przegl. geol.*, r. XIII, NR 8 (149), pp. 351—353, 1965.
- Clifton H. E. Тектоническая полировка галек. *J. Sediment. Petrol.*, v. 35, No 4, pp. 867—873, 1965.
- Conolly J. R. Разнообразная косяя слоистость в триасовых песчаниках, Сидней, Австралия. *J. Sediment. Petrol.*, v. 35, No 3, pp. 765—768, 1965.
- Cortelezzi C. R., Kilmurray J. O. Особенности поверхности и эпигенетические трещины гравия из Патагонии, Аргентина. *J. Sediment. Petrol.*, v. 35, No 4, pp. 976—980, 1965.
- Crook K. A. W. Классификация косослоистых пачек. Замечание на статью И. Р. Л. Аллена. *Sedimentology*, v. 5, No 3, pp. 249—251, 1965.
- Dadlez R. Нефтегазоносные скважины в Италии — документация и просмотр. *Przegl. geol.*, r. XIII, NR 2 (143), pp. 77—80, 1965.
- Dadlez R. Буровые скважины на нефть и газ в Италии и некоторые методы исследования. *Przegl. geol.*, r. XIII, NR 3 (144), pp. 121—124, 1965.
- Davies H. G. Конвалютная слоистость и другие структуры из нижнеугленосных пород Йоркшира. *Sedimentology*, v. 5, No 4, pp. 305—325, 1965.
- Davis R. A., Jr. Береговое углубление: необычная структура пляжного песка. *J. Sediment. Petrol.*, v. 35, No 2, pp. 495—496, 1965.
- Davis R. A., Jr. Подводное изучение ряби юго-восточной части оз. Мичиган. *J. Sediment. Petrol.*, v. 35, No 4, pp. 857—866, 1965.
- Derpiuch T., Lis J., Przenioslo S., Sylwestrzak H. Образование урановых аномалий в аллювиях и возможности их выявления в зависимости от величины анализируемых фракций. *Przegl. geol.*, r. XIII, NR 3 (144), pp. 104—107, 1965.
- Derowski S. Развитие поисков на нефть в Северном море. *Przegl. geol.*, r. XIII, NR 3 (144), pp. 119, 1965.
- Derdzinska X. Газоносные горизонты в тортонских породах юго-западной части Верхнесилезского бассейна. *Przegl. geol.*, r. XIII, NR 3 (144), pp. 120, 1965.
- Dickson J. A. D. Измененная техника окрашивания для карбонатов в тонком шлифе. *Nature*, v. 205, No 4971, pp. 587, 1965.
- Dillon W. P., with Conover J. T. Образование блоков песка, сцементированных льдом на пляжах, и их литологическое значение. *J. Sediment. Petrol.*, v. 35, No 4, pp. 964—967, 1965.

- Dixon J. R. and Reeves C. C., Jr. Характерная петрография карбонатов некоторых нижне и ореднепалеозойских пород западных гор Флэнк Тетон, Вайоминг. *J. Sediment. Petrol.*, v. 35, No 3, pp. 704—721, 1965.
- Douglas A. G., Mair B. J. Сера: ее роль в генезисе нефти. *Science*, v. 147, No 3657, pp. 499—501, 1965.
- Drobnyk J. W. Петрология палеоцен-эоценовой формации Аквиа Вирджинии, Мерилленда и Делавэра. *J. Sediment. Petrol.*, v. 35, No 3, pp. 626—642, 1965.
- El-Hinnawi E. E. Материалы к изучению железных руд Египта (ОАР). *Econ. Geol.*, v. 60, No 7, pp. 1497—1509, 1965.
- Elliott R. E. Классификация подводных осадочных структур, основанная на параметрах вязкости и кинематики. *Sedimentology*, v. 5, No 3, pp. 193—210, 1965.
- Emery K. O. Характеристики континентальных шельфов и склонов. *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, v. 49, No 9, pp. 1375—1384, 1965.
- Evamy B. D., Sheraman D. J. Образование наростов на обломках эхинодерм. *Sedimentology*, v. 5, No 3, pp. 211—234, 1965.
- Ewing M., Thorndike E. M. Суспензии в глубокой океанической воде. *Science*, v. 147, No 3663, pp. 1291—1294, 1965.
- Falini F. Образование угольных отложений озерного происхождения. *Bull. Geol. Soc. America*, v. 76, No 12, pp. 1317—1346, 1965.
- Ferm J. C., Williams E. G. Характеристики каменноугольных морских вторжений в западной Пенсильвании. *J. Sediment. Petrol.*, v. 35, No 2, pp. 319—330, 1965.
- Fitch F. J., Miller J. A. Основные циклы в истории Земли. *Natura*, v. 206, No 4988, pp. 1023—1027, 1965.
- Fleischer M. Некоторые аспекты геохимии иттрия и лантанидов. *Geochim. Cosmochim. Acta*, v. 29, No 7, pp. 755—772, 1965.
- Fleming N. C. Форма и функция осадочных частиц. *J. Sediment. Petrol.*, v. 35, No 2, pp. 381—390, 1965.
- Fojt B., Skácel J. Ендриховское месторождение киновари в Силезии. *Věst. Ústřed. ústavu. Geol.*, r. XL, с. 5, pp. 449—452, 1965.
- Folk R. L. Обзор параметров размерности зерен. *J. Sedimentology*, v. 6, No 2, pp. 73—93, 1966.
- Fox P. J., Heezen B. C. Пески Средне-Атлантического хребта. *Science*, v. 149, No 3690, pp. 1367—1370, 1965.
- Frank R. M. Усовершенствованная методика нанесения карбонатной пленки для изучения в мощном силовом поле. *J. Sediment. Petrol.*, v. 35, No 2, pp. 499—500, 1965.
- Friedman G. M. Терминология кристаллизационных текстур и строения в осадочных породах. *J. Sediment. Petrol.*, v. 35, No 3, pp. 643—655, 1965.
- Friedman G. M. Распространение и устойчивость арагонита, высокомагнезиального и слабомагнезиального кальцита в глубоководных условиях. *Soc. America*, v. 76, No 10, pp. 1191—1196, 1965.
- Friend P. F. Элювиальные осадочные структуры серии Вуд Бей девон Шпицбергена. *Sedimentology*, v. 5, No 1, pp. 39—68, 1965.
- Garrels R. M. Кремнезем: его роль в задержании природных вод. *Science*, v. 148, No 3666, p. 69, 1965.
- Gauri K. L., Lakterherberg J. Осадочные структуры из нижнерейнских буровугольных слоев миоцена. *Sedimentology*, v. 6, No 2, pp. 115—133, 1966.
- Gawel A. К проблеме миграции нефти. *Przegl. geol.*, r. XIII, NR 12 (153), pp. 489—490, 1965.
- Giles R. T., Pilkey O. H. Осадки Атлантического побережья и дюнные отложения юга США. *J. Sediment. Petrol.*, v. 35, No 4, pp. 900—910, 1965.
- Gipson M., Jr. Применение электронного микроскопа для изучения ориентировки частиц и сланцеватости в глинах. *J. Sediment. Petrol.*, v. 35, No 2, pp. 408—414, 1965.
- Głowacki E. Литология и стратиграфия слоев, пройденных буровой скважиной Дембца. *Przegl. geol.*, r. XIII, NR 3 (144), pp. 95—100, 1965.
- Greenland L., Lovering J. F. Разновидности железа и марганца в тектитах. *Geochim. Cosmochim. Acta*, v. 29, No 5, pp. 563—567, 1965.
- Greensmith J. T., Tucker E. V. Солончаковая эрозия в Эссексе. *Natura*, v. 206, No 4984, pp. 606—607, 1965.
- Gross G. M. Карбонатные отложения на банке Плантагенета близ Бермуд. *Bull. Geol. Soc. America*, v. 76, No 11, pp. 1283—1290, 1965.
- Gupta S. S. Об использовании термина «амплитуда» в описании волнистых знаков. *J. Sediment. Petrol.*, v. 35, No 2, pp. 503—504, 1965.
- Harris T. M., Rest J. A. Флора из угля Брора. *Geol. Mag.*, v. 103, No 2, pp. 101—109, 1966.
- Heath G. R., Moore Th. C., Jr. Подводный профиль глубоководных осадков в центральной части Тихого океана. *Science*, v. 149, No 3685, pp. 744—746, 1965.
- Heier K. S. Радиоактивные элементы в континентальной коре. *Natura*, v. 208, No 5009, pp. 479—480, 1965.
- Hersey J. B. Осадок озерного типа в глубоком море. *Bull. Geol. Soc. America*, v. 76, No 11, pp. 1251—1260, 1965.

- Honjo S., Fischer A. G., Garrison R. Геопеталоидный пирит в тонкозернистых известняках. *J. Sediment. Petrol.*, v. 35, No 2, pp. 480—488, 1965.
- Humphries D. W. Гудящий песок Коризо, Сахара и скрипящий песок Гоувера, Ю. Уэльс: сравнение основных характеристик этих двух музыкальных песков. *Sedimentology*, v. 6, No 2, pp. 135—152, 1966.
- Ingram R. L. Фациальные карты, основанные на макроскопическом исследовании современных осадков. *J. Sediment. Petrol.*, v. 35, No 3, pp. 619—625, 1965.
- Jackson T. Спектральный анализ двух образцов ленточных аргиллитов в гуронской кобальтовой серии докембрия Канады. *J. Sediment. Petrol.*, v. 35, No 4, pp. 877—886, 1965.
- Jacobs M. B., Ewing M. Минералогия тончайшей суспензии в морской воде. *Science*, v. 149, No 3680, pp. 179—180, 1965.
- Janecka J., Pascal Z., Руды олова, вольфрама и лития в Рудавах. *Przegl. geol.*, г. XIII, NR 8 (149), pp. 357—360, 1965.
- Jawogowski K. Направление транспортировки силурийской алевролитовой свиты в Северной Польше. *Przegl. geol.*, г. XIII, NR 2 (143), pp. 63—65, 1965.
- Jones G. P. Красные слои в северо-восточной Нигерии. *Sedimentology*, v. 5, No 3, pp. 235—248, 1965.
- Jones H. A. Железистые оолиты и пизолиты. *J. Sediment. Petrol.*, v. 35, No 4, pp. 838—845, 1965.
- Jorpling A. V. Гидравлические факторы, контролирующие форму слоистости в лабораторных дельтах. *J. Sediment. Petrol.*, v. 35, No 4, pp. 777—791, 1965.
- Jowski A. Возможность использования тяжелых минералов в исследованиях цехштейновых отложений. *Przegl. geol.*, г. XIII, NR 5 (146), pp. 205—207, 1965.
- Kahle Ch. F. Возможная роль глинистых минералов при образовании доломита. *J. Sediment. Petrol.*, v. 35, No 2, pp. 448—453, 1965.
- Khale Ch. F. Стронций в оолитовых известняках. *J. Sediment. Petrol.*, v. 35, No 4, pp. 846—856, 1965.
- Kisielow W., Rutkowska M. Свойства нефтей Польши. *Przegl. geol.*, г. XIII, NR 1 (142), pp. 8—10, 1965.
- Kolodny Y., Nathan Y., Sass E. Порцелланит в формации Мишаш, Нечев, Южный Израиль. *J. Sediment. Petrol.*, v. 35, No 2, pp. 454—463, 1965.
- Koritnig S. Геохимия фосфора. I. Замещение Si^{4+} на P^{5+} в породообразующих силикатных минералах. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, v. 29, No 5, pp. 361—371, 1965.
- Kottowski F. E. Бассейны осадконакопления — южный, центральный и юго-западный, Нью-Мехико. *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, v. 49, No 11, pp. 2120—2139, 1965.
- Krason J. Перспективность открытия урановых месторождений в северо-западных Судетах. *Przegl. geol.*, г. XIII, NR 9 (150), pp. 386—390, 1965.
- Krutak P. R. Области сноса аркозов Патула нижний мел, Мехико. *J. Sediment. Petrol.*, v. 35, No 2, pp. 512—518, 1965.
- Krugowski B., Krugowski T. M. Механический метод подсчета абразии песчаных зерен. *J. Sediment. Petrol.*, v. 35, No 2, pp. 496—499, 1965.
- Kubica B. Литологическая характеристика миоценовых химических отложений между Вислой и Саном. *Przegl. geol.*, г. XIII, NR 6 (147), pp. 252—257, 1965.
- Kvenvolden K. A. Датировка радиоуглеродным методом зернистых фракций обрзаца карбонатного осадка из Багамы. *J. Sediment. Petrol.*, v. 35, No 4, pp. 874—876, 1965.
- Květ R. Геохимия и генезис минерализованных вод Саратика. *Vest. Ustred. ustavu Geol.*, г. XL, č. 3, pp. 159—166, 1965.
- Labus J. Распространение интергляциальных и прегляциальных ископаемых торфов в районе Явожно. *Przegl. geol.*, г. XIV, NR 2 (143), pp. 75—76, 1965.
- Land L. S., Hoyt J. H. Осадконакопление в меандрирующей эстуарии. *Sedimentology*, v. 6, No 3, pp. 191—207, 1966.
- Langmuir D. Устойчивость карбонатов в системе $MgO-CO_2-H_2O$. *J. Geol.*, v. 73, No 5, pp. 730—754, 1965.
- Labauer L. R. Генезис и условия осадкообразования формации Миджир на юго-западе Монтаны.
- Lerman A. Палеоэкологические проблемы Mg и Sr в биогенных кальцитах в свете современных термодинамических данных. *Geochim. Cosmochim. Acta*, v. 29, No 8, pp. 977—1002, 1965.
- Loranger D. M. Палеоэкология девона северо-востока Альберты. *J. Sediment. Petrol.*, v. 35, No 4, pp. 818—837, 1965.
- Low M. J. D. Инфракрасные эмиссионные спектры минералов. *Natura*, v. 208, No 5015, pp. 1089—1090, 1965.
- Lüttig G. Межледниковые и межстадиальные периоды. *J. Geol.*, v. 73, No 4, pp. 579—591, 1965.
- Mackenzie F. T., Garrels R. M. Кремнезем: реактивная способность с морской водой. *Science*, v. 150, No 3692, pp. 57—58, 1965.
- Martins L. R. Значение асимметричности и кривизны для интерпретации фациальной обстановки. *J. Sediment. Petrol.*, v. 35, No 3, pp. 768—770, 1965.

- McConnell D. Осаждение фосфатов в морской воде. *Econ. Geol.*, v. 60, No 5, pp. 1059—1061, 1965.
- McMannis W. J. Резюме об осадконакоплении и структурной истории западной Монтаны. *Assoc. Petrol. Geol.*, v. 49, No 11, pp. 1801—1823, 1965.
- McManus D. A. Изучение максимальной нагрузки для сит небольшого диаметра. *J. Sediment. Petrol.*, v. 35, No 4, pp. 792—796, 1965.
- Meggie G. H., Kerr P. F. Изменение песчанников столбов, Лагуна, Нью Мехико.— *Bull. Geol. Soc. America*, v. 76, No 12, pp. 1347—1360, 1965.
- Melka K. Классификация хлоритовых минералов. *Věst. Ustréd. ustavu. Geol.*, r. XL, č. 1, pp. 23—27, 1965.
- Melka K., Valin F. Приспособление дифракционной камеры Хильгера для изучения ориентированных агрегатов. *Věst. Ustréd. ustavu. Geol.*, r. XL, č. 4, pp. 269—272, 1965.
- Menčík E., Pesl V. Ритмичность флиша. *Věst. Ustréd. ustavu. Geol.*, r. XL, с. 5, pp. 425—429, 1965.
- Merriam R., Bandy O. L. Источник сноса верхнекайнозойских отложений в области Колорадской дельты. *J. Sediment. Petrol.*, v. 35, No 4, pp. 911—916, 1965.
- Middleton G. V. Антидюнная косая сложность в широком потоке. *J. Sediment. Petrol.*, v. 35, No 4, pp. 922—927, 1965.
- Mielicke W. О силицификатах в плиоцено-плейстоценовых (эоплейстоценовых) гравиях Лужицы. *Geologie*, H 5/6, pp. 677—685, 1965.
- Milewicz J. Перспективы поисков каменноугольных отложений в Северо-судетской мульде. *Przegl. geol.*, r. XIII, NR 3 (144), pp. 92—95, 1965.
- Moberly R., Jr., Bayer L. D., Jr., Morrison A. Источники сноса и разнородность гавайского литорального песка. *J. Sediment. Petrol.*, v. 35, No 3, pp. 589—598, 1965.
- Mohr P. A., Allen R. Дополнительные соображения об осадкообразовании среднекембрийских марганцевых карбонатных слоев Уэльса и Нью-фаундленда. *Geol. Mag.*, v. 102, No 4, pp. 328—337, 1965.
- Mout J. Метод падающей капли, применяемый для гранулометрического анализа тонкозернистых материалов. *Sedimentology*, v. 5, No 4, pp. 343—347, 1965.
- Mutti E. Подводные туфы игнимбриты, сопутствующие с турбидитами в олигоценых осадках острова Родос (Греция). *Sedimentology*, v. 5, No 4, pp. 265—288, 1965.
- Neumann A. C., Chave K. E. Предполагаемое происхождение горячей воды в Красном море. *Natura*, v. 206, No 4991, pp. 1346—1347, 1965.
- Nichols R. A. Н. Петрология нижнекаменноугольного мшанкового известняка и смежных известняков в северном Уэльсе, Великобритания. *J. Sediment. Petrol.*, v. 35, No 4, pp. 887—899, 1965.
- Nielubowicz B. Минералого-геохимическое исследование сидеритовых глин свентокшицкого лейаса. *Przegl. geol.*, r. XIII, NR 11 (152), pp. 449—453, 1965.
- Nilsen T. H. Седиментология среднекембрийских анимикских кварцитов, округа Флоренс, Висконсин. *J. Sediment. Petrol.*, v. 35, No 4, pp. 805—817, 1965.
- Niskiewicz J. Месторождения силикатных руд никеля на юго-западном обрамлении гранулитов Саксонии. *Przegl. geol.*, r. XIII, NR 3 (144), pp. 124—126, 1965.
- Nitz B. Отшлифованные ветром валуны и поверхности между Флемингом и Поморским краем льда. *Geologie*, H 5/6, pp. 686—698, 1965.
- Nötzold T. Фауна позднечетвертичных отложений около Кёнигсауэ у Гатерслебен на основе карпологических растительных остатков. *Geologie*, H 5/6, pp. 699—721, 1965.
- Oleński W. Пути развития научно-исследовательской базы геологии в период 1965—70 гг. *Przegl. geol.*, r. XIII, NR 3 (144), pp. 89—92, 1965.
- Oliver T. A., Cowper N. W. Условия осадкообразования формации Иритон, центральная Альберта. *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, v. 49, No 9, pp. 1410—1425, 1965.
- Otvos E. G., Jr. Осадочно-эрозионные циклы приливных периодов песчаных побережий Лонг Айленда. *J. Sediment. Petrol.*, v. 35, No 3, pp. 604—609, 1965.
- Paakkola O., Voipio A. Стронций-90 в водах Балтийского моря. *Natura*, v. 205, No 4968, pp. 274, 1965.
- Palmer H. D., Scholl D. W., Green J. Особая пьедестальная терраса острова Сан Николас, Калифорния. *J. Sediment. Petrol.*, v. 35, No 2, pp. 507—511, 1965.
- Palys J. Доломитизация морских отложений триаса Силезско-Краковского бассейна. *Przegl. geol.*, r. XIII, NR 4 (145), pp. 168—169, 1965.
- Pawlowska K. Миоценовые месторождения серы. *Przegl. geol.*, r. XIII, NR 6 (147), pp. 247—249, 1965.
- Pawłowski S., Pawłowska K., Kubica B. Месторождения серы в Пясечно. *Przegl. geol.*, r. XIII, NR 6 (147), pp. 257—259, 1965.
- Peterson J. A. Бассейны осадконакопления Скалистых гор — введение. *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, v. 49, No 11, pp. 1779—1780, 1965.
- Peterson J. A., Loleit A. J., Spencer Ch. W., Ullrich R. A. История осадконакопления и экономическая геология бассейна Сан Жуан. *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, v. 49, No 11, pp. 2076—2119, 1965.

- Philippi G. T. Глубина, время и механизм образования нефти.— *Geochim. Cosmochim. Acta*, v. 29, No 9, pp. 1021—1049, 1965.
- Picard D. M. Окислы железа и тонкозернистые породы пачек песчаников Ред Пик и Кроу Моунтайн, формации Чугуотер триас Вайоминг. *J. Sediment. Petrol.*, v. 35, No 2, pp. 464—479, 1965.
- Piekarski K. Воздействие раннеюрских процессов выветривания на свинцово-цинковые руды (триас) Силезско-Краковского бассейна. *Przegl. geol.*, r. XIII, NR 2 (143), pp. 54—59, 1965.
- Poborski J. Перспективы поисков и добычи калийных солей в Польше. *Przegl. geol.*, r. XIII, NR 5 (146), pp. 189—191, 1965.
- Pratt W. E. Нефть на континентальных шельфах. *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, v. 49, No 10, pp. 1711—1712, 1965.
- Price N. B., Walker C. T. Надежность спектрометрических анализов бора в иллит-тах. *Natura*, v. 206, No 4984, pp. 607—608, 1965.
- Raju D. S. N., Narasimha Rao C., Sengupta B. K. Палеотечения в миоцене формации Райджамандри, Андра Прадеш, Индия. *J. Sediment. Petrol.*, v. 35, No 3, pp. 758—762, 1965.
- Rees A. I. Некоторые эксперименты в лотке с тонким илом. *Sedimentology*, v. 6, No 3, pp. 209—240, 1966.
- Rhoads D. C., Stanley D. J. Биогенная ритмическая слоистость. *J. Sediment. Petrol.*, v. 35, No 4, pp. 956—963, 1965.
- Krich M., Pernichele A. D. Петрография частей формации Дипероу (верхний девон) на западе северной Дакоты. *J. Sediment. Petrol.*, v. 35, No 3, pp. 575—588, 1965.
- Rogers J. J. W. Воспроизводимость и значение измерений в распределении размеров зернистости осадков. *J. Sediment. Petrol.*, v. 35, No 3, pp. 722—732, 1965.
- Roy M. M. Изучение угольных мацералов. II. Инфракрасные спектральные анализы мацералов. *Econ. Geol.*, v. 60, No 5, pp. 972—979, 1965.
- Roy M. M. Исследования угольных мацералов. IV. Хлорирование экзинита и фюзинита. *Econ. Geol.*, v. 60, No 7, pp. 1404—1410, 1965.
- Rózycki S. Z. Ископаемые водоросли в лёссах. *Przegl. geol.*, r. XIII, NR 2 (143), pp. 76—77, 1965.
- Ruppells D. D. Переотложенный антракосолит из природного органического вещества в среднедевонском доломите, Космос Хиллс, Аляска. *J. Sediment. Petrol.*, v. 35, No 3, pp. 599—603, 1965.
- Ruskiwicz M. Возможность использования месторождений доломитов в производстве конверторов. *Przegl. geol.*, r. XIII, NR 2 (143), pp. 74—75, 1965.
- Ryan W. B. F., Workum F., Jr., Hersey J. B. Осадки Тирренской глубоководной равнины. *Bull. Geol. Soc. America*, v. 76, No 11, pp. 1261—1282, 1965.
- Семинар по седиментации. Косая слоистость в салеомском известняке центральной Индианы. *Sedimentology*, v. 6, No 2, pp. 95—114, 1966.
- Sahu B. K. Теория просеивания. *J. Sediment. Petrol.*, v. 35, No 3, pp. 750—753, 1965.
- Sahu B. K. Характеристики просеивания симметричных пластинчатых зерен, частично округленных. *J. Sediment. Petrol.*, v. 35, No 3, pp. 763—765, 1965.
- Sahu B. K. Преобразование арифметической величины и величины распределения размерных моментов. *Phi. J. Sediment. Petrol.*, v. 35, No 4, pp. 969—972, 1965.
- Sahu B. K. Преобразование весовых, числовых и частотных величин для распределения phi-нормальных размерных величин. *J. Sediment. Petrol.*, v. 35, No 4, pp. 973—975, 1965.
- Sainsbury C. L. Усовершенствованный метод для изучения карбонатных пород в тонких шлифах. *J. Sediment. Petrol.*, v. 35, No 2, pp. 491—494, 1965.
- Sass E. Соотношения доломит—кальцит в морской воде: теоретические соображения и предварительные экспериментальные результаты. *J. Sediment. Petrol.*, v. 35, No 2, pp. 339—347, 1965.
- Sato M. Структура переслаивающихся (смешаннослойных) минералов. *Natura*, v. 208, No 5005, pp. 70—71, 1965.
- Saxena S. K. Эволюция циркона в осадочных и метаморфических породах. *Sedimentology*, v. 6, No 1, pp. 1—33, 1966.
- Scheidegger A. E., Potter P. E. Структурное изучение ритмической слоистости. Наблюдение и теория. *Sedimentology*, v. 5, No 4, pp. 289—304, 1965.
- Schenk P. E. Условия осадконакопления формации Буганда (докембрий) у южной оконечности озера Тимагами, Онтарио. *J. Sediment. Petrol.*, v. 35, No 2, pp. 309—318, 1965.
- Schenk P. E. Докембрийская ледниковая поверхность над формацией Буганда, озеро Тимагами, Онтарио. *Science*, v. 149, No 3680, pp. 176—177, 1965.
- Schoeneich K. Формирование Польского побережья Балтийского моря. *Przegl. geol.*, r. XIII, NR 5 (146), pp. 198—201, 1965.
- Schoeneich K. К вопросу об изучении речных террас. *Przegl. geol.*, r. XIII, NR 7 (148), pp. 304—307, 1965.
- Schok R. N. Заметка о текстуре некоторых плейстоценовых песков. *J. Sediment. Petrol.*, v. 35, No 2, pp. 500—503, 1965.

- Scott G. L. Значение тяжелых минералов для выяснения источника сноса пермских кварцевых песчаников на плато Колорадо. *J. Sediment. Petrol.*, v. 35, No 2, pp. 391—400, 1965.
- Selley R. C. Диагностические признаки речных осадков Торридонской формации докембрий северо-западной Шотландии. *J. Sediment. Petrol.*, v. 35, No 2, pp. 366—380, 1965.
- Selley R. C. Торридонские отложения островов Флэддэй, Рйсэй и Скалпэй, Инвернессшайр. *Geol. Mag.*, v. 102, No 5, pp. 361—369, 1965.
- Sharma G. D. Образование кремнистого цемента и его замещение карбонатами. *J. Sediment. Petrol.*, v. 35, No 3, pp. 733—745, 1965.
- Shearman D. J., Skipwith P. A. d'E. Органическое вещество в современных и ископаемых известняках и его роль в их диагенезе. *Natura*, v. 208, No 5017, pp. 1310—1311, 1965.
- Shelton J. W. Простирание и генезис свиты нижнего рудного песчаника у Биллингса, Монтана. *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, v. 49, No 9, pp. 1385—1397, 1965.
- Sherman G. D., Matsusaka Y. Распространение гиббситовых включений в почвах Каяуи. *J. Sediment. Petrol.*, v. 35, No 2, pp. 504—507, 1965.
- Siegel F. R. Высокий pH и первичный доломит. *Sedimentology*, v. 5, No 3, p. 255, 1965.
- Siegel F. R. Высокий pH и первичный доломит, замечания на ответ Г. В. Чилинджера и Х. Й. Биссела. *Sedimentology*, v. 5, No 3, pp. 260—262, 1966.
- Siliwonsczuk Z. Использование магурских песчаников окрестностей Камёнка — Велька близ г. Новы-Сонч в качестве строительного материала. *Przegl. geol.*, r. XIII, NR 2 (143), pp. 60—63, 1965.
- Sippel R. F., Glover E. D. Структуры в карбонатных породах, выявленные люминесцентной петрографией. *Science*, v. 150, No 3701, pp. 1283—1287, 1965.
- Skompski S., Nowak J. Четвертичные песчаники и конгломераты. *Przegl. geol.*, r. XIII, NR 4 (145), pp. 148—154, 1965.
- Slatkine A., Rohrllich V. Позднечетвертичные террасы на Маунт Кармел (Хайфа, Израиль). *Natura*, v. 205, No 4968, pp. 272—273, 1965.
- Smith H. T. U. Морфология и хронология дюн в центральной и западной Небраске. *J. Geol.*, v. 73, No 4, pp. 557—578, 1965.
- Smith J. V., Stenstrom R. C. Люминесценция возбужденных электронов как петрографический метод. *J. Geol.*, v. 73, No 4, pp. 627—635, 1965.
- Smith J. V. Микроанализы минералов горных пород методом рентгеноскопической эмиссии. I. Экспериментальная техника. *J. Geol.*, v. 73, No 6, pp. 830—864, 1965.
- Smith W. H., O'Brien N. R. Средне- и позднелленинские огнеупорные глины. *J. Sediment. Petrol.*, v. 35, No 3, pp. 610—618, 1965.
- Sorauf J. E. Потоковые валы верхнедевонских пород на юге и в центре штата Нью-Йорк. *J. Sediment. Petrol.*, v. 35, No 3, pp. 553—563, 1965.
- Stemprok M. К геотермии кварцевых жил и минерализации молибденитом и висмутом в Хорни Крупка (Чехословакия). *Věst. Ustřed. ustavu. Geol.*, r. XL, č. 3, pp. 199—201, 1965.
- Svensson N. B., Wickman F. E. Цоизит из оз. Мин, южной Швеции. *Natura*, v. 205, No 4977, pp. 1202—1203, 1965.
- Swett K. Структуры доломитизации, силикатизации и кальцитизации в кембрийско-ордовикских оолитах из северо-западной Шотландии. *J. Sediment. Petrol.*, v. 35, No 4, pp. 928—938, 1965.
- Szczepkowski B. Разведанность месторождений озерного мела в Ольштинском воеводстве. *Przegl. geol.*, r. XIII, NR 11 (152), pp. 457—461, 1965.
- Szpanier K. Попытка определения материнских пород путем селективного окисления органического вещества. *Przegl. geol.*, r. XIII, NR 3 (144), pp. 108—111, 1965.
- Talash A. W., Crawford P. B. Свойства горных пород, вычисленных из распределения по крупности зерна. *J. Sediment. Petrol.*, v. 35, No 4, pp. 917—921, 1965.
- Tanner W. F. Палеогеография верхней юры области Фоур Корнерс. *J. Sediment. Petrol.*, v. 35, No 3, pp. 564—574, 1965.
- Tanner W. F. Большие волноприбойные знаки в зоне прибоя. *J. Sediment. Petrol.*, v. 35, No 4, pp. 968, 1965.
- Thomas L. E. Осадконакопление и структурное развитие бассейна Биг Хорн. *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, v. 49, No 11, pp. 1867—1877, 1965.
- Tobisch O. T. Наблюдения первично деформированных осадочных структур в некоторых метаморфических породах из Шотландии. *J. Sediment. Petrol.*, v. 35, No 2, pp. 415—419, 1965.
- Ugana S. К вопросу химизма грунтовых вод восточных частей Хомутовско-Теплицкого бассейна. *Věst. Ustřed. ustavu. Geol.*, r. XL, č. 5, pp. 431—443, 1965.
- Ward W. T. Эвстатическая и климатическая история области Аделаида, южная Австралия. *J. Geol.*, v. 73, No 4, pp. 592—602, 1965.
- Wagner M. M. Цементация как ключ к структуре, гидрографической сети, проницаемости и другим факторам. *J. Sediment. Petrol.*, v. 35, No 4, pp. 797—804, 1965.
- Waterman L. S. Двуокись углерода в поверхностных водах. *Natura*, v. 205, No 4976, pp. 1099—1100, 1965.

- Waters D. N., Burton J. M., Clements M., Lovesey R. J., Morris D. F. C. Нахождение бериллия в флюорите. *Geochim. Cosmochim. Acta*, v. 29, No 12, pp. 1293—1302, 1965.
- Weber J. N. Эволюция океанов и происхождение тонкозернистых доломитов. *Natura*, v. 207, No 5000, pp. 930—933, 1965.
- Weiss M. P., Wenden H. E. Кальцитовые сферолиты из формации Моррисон, Вайоминг. *J. Sediment. Petrol.*, v. 35, No 4, pp. 985—988, 1965.
- Wellman H. W., Wilson A. T. Солевое выветривание — пренебрегаемый эрозионный агент в прибрежных и аридных условиях. *Natura*, v. 205, No 4976, pp. 1097—1098, 1965.
- Wermund E. G. Косая слоистость в песке Меридиан. *Sedimentology*, v. 5, No 1, pp. 69—79, 1965.
- Wilding L. P. Разделитель для среднего и тонкого ила. *J. Sediment. Petrol.*, v. 35, No 2, pp. 489—491, 1965.
- Williams E. M. Метод сравнения формы галек с одним параметром. *J. Sediment. Petrol.*, v. 35, No 4, pp. 933—996, 1965.
- Wilinśky J. План работ Государственной геологической службы в Польской Народной Республике на 1965 год. *Przegl. geol.*, г. XIII, NR 2 (143), pp. 49—52, 1965.
- Wobber F. J. Седиментология лейаса Южного Уэльса. *J. Sediment. Petrol.*, v. 35, No 3, pp. 683—703, 1965.
- Wolf K. H. Осадочные образования известковых водорослей с плавной гранулометрической характеристикой. *Sedimentology*, v. 5, No 1, pp. 1—37, 1965.
- Wolf K. H. Уменьшение зернистости колоний водорослей до микрита. *J. Sediment. Petrol.*, v. 35, No 2, pp. 420—427, 1965.
- Woffenden E. B. Геохимическое состояние микроэлементов во время образования бокситов в Сараваке. *Geochim. Cosmochim. Acta*, v. 29, No 9, pp. 1051—1062, 1965.
- Wolfe D. Континентальный шельф. *Science*, v. 148, No 3666, p. 25, 1965.
- Wood A. Конические знаки скольжения в глинистом сланце. *J. Sediment. Petrol.*, v. 35, No 4, p. 997, 1965.
- Yasso W. E. Применение флуоресцирующих частиц для определения скорости перемещения прибрежных осадков. *J. Sediment. Petrol.*, v. 35, No 4, pp. 989—993, 1965.
- Zieliński J. J. Проблема трещиноватости и емкости карбонатных коллекторов в нефтяных месторождениях. *Przegl. geol.*, г. XIII, NR 8 (149), pp. 335—339, 1965.
- Zikmundova J., Holub V. Валунные известняки и девонских известняков в пермско-карбонатных отложениях территории Млада и Болеслав. *Věst. Ustřed. ústavu. Geol.*, г. XL, č. 3, pp. 185—188, 1965.

СОДЕРЖАНИЕ ЖУРНАЛА «ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ»
 за 1966 год (№№ 1, 2, 3, 4, 5, 6)

Х. А. Ализаде. Генетические типы и минералогия бентонитовых глин северо-восточной части Малого Кавказа	№ 3
Л. С. Белокрыс, В. Н. Макаров. Осадочный магнезиальный хлорит из сармата Тарханкута (Крым)	№ 6
Л. Н. Ботвинкина. Ритмит — особый текстурный тип породы смешанного состава	№ 5
Г. И. Бушинский. О происхождении морских фосфоритов	№ 3
Б. Р. Влодарская. О верхнетриасовых туфах горного Мангышлака	№ 5
И. И. Волков, М. Ф. Пилипчук. Соединения серы в осадках кислородной зоны Черного моря	№ 1
И. И. Волков, А. А. Тихомирова. Формы железа в отложениях кислородной зоны Черного моря	№ 4
Л. П. Галдобина. Опыт применения фациально-циклического анализа к осадочно-метаморфическим толщам протерозоя (на примере ятулия Карелии)	№ 3
Б. М. Гиммельфарб, А. М. Тушина. Фосфоритные руды главнейших месторождений Каратау	№ 4
Б. Ф. Горбачев. К минералогии Cu, Zn, Pb в бокситах	№ 5
Т. И. Гурова, Л. И. Коробейникова, Г. В. Масленникова, Л. Д. Неуймина, Г. Э. Прозорович, Е. Г. Сорокина. Условия формирования коллекторов нефти и газа юры и неокома Западно-Сибирской низменности	№ 2
А. И. Дзенс-Литовский. Проблема Кара-Богаз-Гола	№ 1
Е. М. Емельянов. Титан в осадках Средиземного моря	№ 6
А. А. Иванов. О некоторых вопросах формационной и стратиграфической терминологии в применении к галогенным отложениям	№ 2
Ю. П. Казанский. Состав и происхождение известняков дашкинской свиты (Енисейский край)	№ 3
Л. Н. Капченко. Современное состояние проблемы ювенильности глубинных подземных вод	№ 4
Л. Н. Котова. Пепловые лапилли из девонской вулканогенно-осадочной серии хребта Тарбагатай	№ 2
А. А. Крестов. К познанию бороносности вулканогенно-осадочных формаций	№ 5
Э. И. Кутырев, Ю. В. Богданов. Об ископаемых песчаных барах в меденосной толще Удоканского месторождения (Северо-Восточное Забайкалье)	№ 2
Е. С. Лавская. Роль геологических и геохимических факторов в накоплении рассеянного органического вещества в мезо-кайнозойских отложениях Западного Предкавказья	№ 6
Н. В. Лебедева. Изменение гранулометрического состава современного руслового аллювия вниз по течению равнинной реки (на примере р. Вычегды)	№ 5
Г. В. Лебедева. Распределение глинистых минералов в связи с литологическими особенностями нижне-среднеюрских отложений Прикаспийской впадины	№ 5
Н. А. Лисицына. К методике геохимического изучения кор выветривания	№ 1
А. П. Лисицын, И. О. Мурдмаа, В. П. Петелин, Н. С. Скорнякова. Гранулометрический состав донных осадков Тихого океана	№ 2
А. Е. Лукин. Формации карбона северо-западной части Днепровско-Донецкой впадины	№ 3
<u>В. И. Малюга</u> , М. И. Проскуряков, Т. Н. Соколова. К вопросу о распределении экзогенных концентраций меди в Приуралье	№ 6
А. Е. Мирошников, Е. И. Козлов. К характеристике верхнепермских красноцветных отложений восточной части Оренбургского Предуралья	№ 2
М. М. Мстиславский, А. С. Столяров, Е. С. Тихомирова. Литологические особенности майкопских отложений Южного Мангышлака	№ 4
М. М. Мстиславский, В. И. Муравьев, <u>А. С. Свешников</u> О верхнетриасовых туфах горного Мангышлака	№ 6

Н. А. Озерова, Н. Х. Айдиньян. Распределение ртути в осадочных породах	№ 3
Г. Н. Пероззо. Эпигенетические преобразования в песчаниках и алевролитах юры и мела Западно-Сибирской низменности	№ 3
М. А. Ратеев, З. Н. Горбунова, А. П. Лисицын, Г. И. Носов. Климатическая зональность размещения глинистых минералов в осадках Мирового океана	№ 3
М. А. Ратеев, Е. М. Емельянов, М. Б. Хеирова. Особенности формирования глинистых минералов в современных осадках Средиземного моря	№ 4
Г. Ф. Рожков. Опыт комплексного изучения литологических особенностей каллигрокской свиты (верхний апт) Таджикской депрессии	№ 5
С. С. Савкевич. Об условиях образования балтийского янтаря (сукцинита) и о некотором влиянии особенностей фоссилизации на свойства ископаемых смол	№ 6
Е. А. Соколова, И. В. Шумихина. О диагенетических текстурах в породах вулканогенно-осадочных комплексов и некоторых особенностях химического состава этих образований	№ 4
Д. Д. Теннер, В. С. Яблоков. О некоторых карбонатных породах Непала	№ 6
З. В. Тимофеева. Некоторые черты литологии и геохимии железистых пород и руд плато Бечасын (Северный Кавказ)	№ 1
П. П. Тимофеев, Л. И. Боголюбова. Вторичные преобразования органического вещества в различных фациальных условиях	№ 5
И. И. Тучков. Фосфориты нижнего течения р. Лены	№ 4
Г. Г. Федорова. О структуре глинистых суспензий и ее значении для объяснения некоторых сторон процесса осадкообразования	№ 1
А. П. Фефилова. О некоторых изменениях вещественного состава пород западного Донбасса на границе карбона и перми, обусловленных климатом	№ 1
И. В. Хворова. О происхождении подушечных брекчий и связанных с ними туфов	№ 4
И. В. Хворова, Э. С. Залманзон. О составе туфогенных пелитоморфных пород из морских девонских толщ Южного Урала	№ 6
Л. Я. Ходюш. Состав и генезис карбонатов из железистых кварцитов Белозерского железорудного бассейна	№ 5
В. Н. Холодов, С. П. Горский, М. Г. Казанский. Редкие земли в глауконитах	№ 5
Д. П. Хорошева. О габбситоносной коре выветривания железистых кварцитов района Кривого Рога	№ 2
А. А. Шантар. Пермские игнимбритовые отложения южного склона Чаткальского хребта Тянь-Шаня	№ 2
О. А. Щербаков, И. В. Пахомов, Л. В. Шаронов, М. А. Юнусов, Б. И. Чувашов, П. А. Софроницкий. Палеотектоника и фации позднего девона и раннего карбона западного склона среднего и южного Урала и Приуралья	№ 2
Ф. А. Щербаков. Особенности литологии и строения прибрежных отложений северной части Азовского моря	№ 2
Н. П. Юшкин. Возраст экзогенных месторождений самородной серы	№ 1

Краткие сообщения

Т. Д. Базанова. Распределение минералов группы амфиболов в мезозойских и кайнозойских отложениях Западно-Сибирской низменности	№ 5
Э. Б. Байбулатов, М. К. Сартбаев. Особенности распределения медного оруденения в меловых отложениях южного склона Алайского хребта	№ 2
А. Барабаш, К. Вираг. Механизм образования осадочных урановых руд на примере Мечекского месторождения (Венгерская Народная Республика)	№ 2
Л. Н. Ботвинкина. О характере связи текстуры с вещественным составом и структурой пород	№ 4
Р. Т. Валиуллина. Сепиолит-палыгорскитовые аргиллиты из кизеловского горизонта Башкирской АССР	№ 1
А. И. Гинзбург. К геохимической характеристике некоторых сапропелитов и сапрогумолитов	№ 4
Л. И. Горбунова. Вулканогенные породы в меловых отложениях Дагестана	№ 2
П. Ф. Гордашевский. О происхождении одного из типов волокнистого гипса-селенита	№ 1
С. П. Горшков. О составе и закономерностях формирования континентальных неаллювиальных отложений северо-западной части В. Саяна	№ 6
В. А. Гроссгейм, Л. С. Смирнов. О новом типе косой слоистости	№ 2
В. А. Гроссгейм. Распределение дистена в осадках мезозоя и кайнозоя в европейской части СССР	№ 5
У. Г. Дистанов. О фациях ниже- и верхнесызранских слоев палеогена Среднего Поволжья	№ 2

А. Д. Додатко, Г. Г. Виноградов. Новые данные о кембрийской коре выветривания Подолины	№ 1
В. А. Дриц, В. Д. Шутюв. Новая разновидность смешанно-слоистого минерала из группы судонита	№ 4
И. Н. Дроздова. Папоротники типа Psaronius в исходном материале мезозойских углей	№ 4
П. В. Зарицкий. О сокращении мощности песчано-глинистых отложений в диагенезе	№ 1
О. В. Зарицкая. Минеральный состав глин картамышской свиты Восточной Украины	№ 3
П. В. Ивашов. Акцессорные химические элементы в песках среднеюрских континентальных отложений Вятско-Камской впадины Русской платформы	№ 6
М. Е. Каплан. Конкреции триасовых отложений Южного Приморья	№ 5
В. Д. Коган. Находка сидерита в бахмутской серии	№ 5
А. В. Копелиович, И. М. Симанович. Бластические структуры в некоторых типах метаморфизованных песчаных пород	№ 1
Э. С. Лебанидзе. Туфо-диатомитовые породы в продуктивной толще Кисатбского месторождения диатомита	№ 5
Н. А. Лисицына, И. Ю. Лубченко. Некоторые данные о влиянии вторичной минерализации на распределение элементов в коре выветривания основных пород	№ 6
А. К. Лисицин. Гидрогеологические предпосылки экзогенного эпигенетического рудообразования с участием пластовых вод	№ 6
А. Е. Лукин. Эпигенез каменноугольных отложений северо-западной части Днепровско-Донецкой впадины	№ 6
Л. Д. Малюшко, В. Г. Матухина. Литолого-геохимическая характеристика силурийских отложений долины р. Норилки	№ 4
В. П. Маслов. Биогермные и желваковые известняки и их значение при классификации карбонатных пород	№ 2
И. С. Модников, П. Ж. Деметьев, А. И. Безгубов. Некоторые черты литологии и стратиграфии нижней свиты курской серии КМА	№ 1
А. В. Никулин, А. А. Оборин. Фация «пририфового шлейфа» в нижнепермских отложениях Пермского Предуралья	№ 2
В. Н. Островский. Формирование подземных вод и теория литогенеза	№ 5
А. И. Отрешко, О. Т. Степаненко. Сероносные комплексы палеозойских отложений Среднего Поволжья и Приуралья	№ 3
А. Д. Петровский, В. А. Шитов. Опыт изучения некоторых кремнистых пород палеозоя Южного Урала методом реплик под электронным микроскопом	№ 2
Г. С. Порогов, В. Г. Лазаренков, А. Г. Ларионов. О ритмичном строении вулканогенно-осадочной толщи Соколовско-Сарбайского рудного поля	№ 2
Ю. А. Потапенко. К литологии докембрийской толщи вулканокластических пород руч. Шиджатмаз (Северный Кавказ)	№ 6
Б. И. Прокопчук. О приплотиковом элювии на северо-востоке Сибирской платформы и влиянии его на концентрацию алмазов в россыпях	№ 3
Р. С. Родин. Необычная форма кластических зерен в юрских отложениях бассейна р. Анабар и Анабарской губы	№ 2
В. И. Савченко. Коллекторы нижнепермской продуктивной толщи северо-западной части Днепровско-Донецкой впадины	№ 4
И. Н. Семашева, И. С. Софиев. Сорбционные свойства компонентов бурого угля и накопление германия	№ 6
И. М. Симанович. Морфология дофинейских двойников кварца в кварцито-песчаниках шокшинской свиты	№ 5
Н. П. Старков. Природа рыхлых фитоморфов вятско-камских фосфоритов	№ 3
Е. И. Тараканова. К вопросу о вивинитах Зауралья	№ 4
Л. В. Травин. Об эпигенетическом кальците в породах сакуканской свиты Олекмо-Витимской горной страны	№ 6
П. В. Флоренский. Эпигенетические изменения мезозойских песчаников Верхнего Приамурья	№ 3
Д. П. Хорошева. О соотношении двуокиси титана и глинозема в коре выветривания основных пород Среднего Приднепровья	№ 4

Методика

Э. С. Залманзон. Определение форм железа в осадочных породах	№ 3
Э. С. Залманзон, Г. И. Карасева, М. Г. Семенова. Определение пирита в углистых сланцах	№ 2
М. Я. Кац. Разброс ряда статистических характеристик плотности природных кварцев	№ 3
М. Я. Кац. Различные типы гравитационных градиентных трубок	№ 5
А. В. Лапо. Методика глубокого разделения углей и графическое выражение результата исследования	№ 2

Г. М. Парпарова, А. С. Чистякова, Л. И. Крылова. Методика углепетрографического исследования остаточного органического вещества пород	№ 5
Г. Ф. Рожков, Р. А. Комиссарова. Обзор некоторых статистических методов изучения кривой слоистости	№ 3
И. М. Симанович. О методике изучения двойников и дислокаций кварца в петрографических шлифах	№ 2
И. К. Шулешко. К методике изучения циркона в метаморфических и магматических породах	№ 2
О. В. Щербак, Л. Е. Штеренберг. Разъемная центрифужная пробирка	№ 4

Критика и дискуссии

В. Ф. Дерпгольц. Письмо в редакцию	№ 2
И. О. Мурдмаа. Второе издание «Морской геологии» Ф. Шепарда	№ 1
В. В. Свиридов. По поводу очерка «Стратиграфия складчатого фундамента Западно-Сибирской плиты»	№ 1
И. М. Симанович. О так называемом коэффициенте метаморфичности «С»	№ 3
В. А. Соколов. О книге Л. Н. Ботвинкиной «Методическое руководство по изучению «сложности»	№ 3
В. М. Попов. Рецензия на книгу В. И. Данчева и Т. А. Лапинской «Месторождения радиоактивного сырья»	№ 5
От редакции	№ 6

Хроника

Г. И. Бушинский. Семинар по генезису бокситов	№ 1
Г. И. Бушинский. Третье совещание по бокситам в Югославии	№ 2
Е. А. Головин. Семинар по экзогенному эпигенетическому рудообразованию	№ 2
Р. Г. Матухин. Первое совещание Сибирского отделения Комиссии по осадочным породам при ОНЗ АН СССР	№ 6
А. Т. Суслов. Совещание по основным генетическим типам и геохимии месторождений марганца в СССР	№ 1
П. П. Тимофеев, Л. И. Боголюбова. Заседания международных комиссий по углепетрографическому анализу и углепетрографической номенклатуре	№ 3
Л. Е. Штеренберг. VII всесоюзное литологическое совещание	№ 5

Потери науки

Некролог [А. Г. Алиева]	№ 1
О работе журнала в 1965 году	№ 2
Новая пятилетка и наши задачи	№ 4
10 лет работы Комиссии по осадочным породам	№ 4
Библиография	№№ 1 и 6

ПРИНИМАЕТСЯ ПОДПИСКА
на журналы издательства «Наука»
на 1967. год

Название журнала	К-во номеров в год	Подписная цена (годовая)
ОБЩЕАКАДЕМИЧЕСКИЕ ЖУРНАЛЫ		
Вестник Академии наук СССР	12	9 р. 60 к.
Доклады Академии наук СССР (без папок)	36	51 р. 84 к.
Доклады Академии наук СССР (с 6-ю коленкоровыми папками с тисне- нием)	36	54 р. 24 к.
Доклады Академии наук СССР		
Серия — Математика. Физика	12	18 р.
Серия — Химия	12	14 р. 40 к.
Серия — Геология	12	9 р. 72 к.
Серия — Биология	12	9 р. 72 к.
НАУЧНО-ПОПУЛЯРНЫЕ ЖУРНАЛЫ		
Земля и Вселенная	6	1 р. 80 к.
Природа	12	6 р.
Химия и жизнь	12	3 р. 60 к.

Подробные сведения о журналах издательства «Наука» публикуются в каталогах «Академкниги».

Подписка принимается общественными распространителями печати в пунктах подписки «Союзпечать», по месту работы и учебы, в агентствах «Союзпечати», а также в любом почтамте и отделении связи.



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

ПРИНИМАЕТСЯ ПОДПИСКА
на журналы издательства «Наука»
на 1967.год

Название журнала	К-во номеров в год	Подписная цена (годовая)
ОБЩЕАКАДЕМИЧЕСКИЕ ЖУРНАЛЫ		
Вестник Академии наук СССР	12	9 р. 60 к.
Доклады Академии наук СССР (без папок)	36	51 р. 84 к.
Доклады Академии наук СССР (с 6-ю коленкоровыми папками с тисне- нием)	36	54 р. 24 к.
Доклады Академии наук СССР		
Серия — Математика. Физика	12	18 р.
Серия — Химия	12	14 р. 40 к.
Серия — Геология	12	9 р. 72 к.
Серия — Биология	12	9 р. 72 к.
НАУЧНО-ПОПУЛЯРНЫЕ ЖУРНАЛЫ		
Земля и Вселенная	6	1 р. 80 к.
Природа	12	6 р.
Химия и жизнь	12	3 р. 60 к.

Подробные сведения о журналах издательства «Наука» публикуются в каталогах *«Академкниги»*.

Подписка принимается общественными распространителями печати в пунктах подписки *«Союзпечать»*, по месту работы и учебы, в агентствах *«Союзпечати»*, а также в любом почтамте и отделении связи.



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»