

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

№ 5, 1966 г.
СЕНТЯБРЬ — ОКТЯБРЬ

СОДЕРЖАНИЕ

Л. Н. Ботвинкина. Ритмиг — особый текстурный тип породы смешанного состава	3
В. Р. Влодарская. Роль глинистых минералов в процессах битумообразования в осадочных породах (на примере Западного Предкавказья)	17
П. П. Тимофеев, Л. И. Боголюбова. Вторичные преобразования органического вещества в различных фациальных условиях	27
Н. В. Лебедева. Изменение гранулометрического состава современного руслового аллювия вниз по течению равнинной реки (на примере р. Вычегды)	37
Б. Ф. Горбачев. К минералогии Ca , Zn , Pb в бокситах	45
Г. В. Лебедева. Распределение глинистых минералов в связи с литологическими особенностями ниже-среднеюрских отложений Прикаспийской впадины	51
Г. Ф. Рожков. Опыт комплексного изучения литологических особенностей каллигресской свиты (верхний апт) Таджикской депрессии	65
А. А. Крестов. К познанию бороносности вулканогенно-осадочных формаций	74
В. Н. Холодов, С. П. Горский, М. Г. Казанский. Редкие земли в глауконитах	80
Л. Я. Ходюш. Состав и генезис карбонатов из железистых кварцитов Белозерского железорудного района	90

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

В. А. Гроссгейм. Распространение дистена в осадках мезозоя и кайнозоя в европейской части СССР	100
Т. Д. Базанова. Распределение минералов группы амфиболов в мезозойских и кайнозойских отложениях Западно-Сибирской низменности	107
М. Е. Каплан. Конкреции триасовых отложений Южного Приморья	114
И. М. Симанович. Морфология дофинейских двойников кварца в кварцито-песчаниках шокшинской свиты	118
В. Д. Коган. Находка сидерита в бахмутской серии	126
Э. Б. Байбулатов, М. К. Сартбаев. Особенности распределения медного оруденения в меловых отложениях южного склона Алайского хребта	129
Э. С. Лебанидзе. Туфо-диатомитовые породы в продуктивной толще Киса-тибского месторождения диатомита	131
В. Н. Островский. Формирование подземных вод и теория литогенеза	135

МЕТОДИКА

Г. М. Парпарова, А. С. Чистякова, Л. И. Крылова. Методика углепетрографического исследования остаточного органического вещества пород	140
М. Я. Кац. Различные типы гравитационных градиентных трубок	142

КРИТИКА И ДИСКУССИИ

В. М. Попов. О книге В. И. Данчева и Т. А. Лапинской «Месторождения радиоактивного сырья»	148
---	-----

ХРОНИКА

Л. Е. Штеренберг. VII всесоюзное литологическое совещание	150
---	-----

LITHOLOGY and MINERAL RESOURCES

№ 5, 1966
SEPTEMBER — OCTOBER

CONTENTS

L. N. Botvinkina. Phylomite — special textural rock type of mixed composition	3
V. R. Vlodarskai. The role of clay minerals in the process of the bitumen formation in the sedimentary rocks (on the example of the western Precaucasus)	17
P. P. Timofeev, L. I. Bogoliubova. Secondary organic matter alterations under different facies conditions	27
N. V. Lebedeva. Changes in the granulometric composition of recent fluvial alluvium downstreams a plain river (on the example of the river Vycheгда)	37
B. F. Gorbachev. To Cu, Zn, Pb mineralogy in bauxites	45
G. V. Lebedeva. Distribution of clay minerals depending upon lithological peculiarities of Lower and Middle Jurassic deposits in the Precaspian depression	51
G. F. Rozhkov. Complex study of lithological features of Kaligreksk suite (Upper Aptian) in Tadzhik depression	65
A. A. Krestov. What we know on the boron content of volcanosedimentary series	74
V. N. Kholodov, S. P. Gorsky, I. G. Kazansky. Rare earths in glauconites	80
L. Ya. Khodiush. Composition and origin of carbonates from ferruginous quartzites of Belozersk iron ore region	90

SHORT NOTES

V. A. Grossgeim. Disthen distribution in Mesozoic and Cenozoic sediments of the European part of the USSR	100
T. D. Bazanova. Distribution of amphibole group minerals in Mesozoic and Cenozoic deposits of the West-Siberian lowland	107
M. E. Kaplan. Concretions in Triassic deposits of Southern Primorie	114
I. M. Simanovich. Morphology of Pre-Riphean quartz twins in quartzite-sandstones of Shokshinsk suite	118
V. D. Kogan. Siderite find in Bakhmutsk series	126
E. B. Baibulатов, M. K. Saribaev. Specific features in the distribution of copper mineralization in Cretaceous deposits on the southern slope of Alai mountain range	129
E. S. Lebanidze. Tuff-diatomite rocks in the productive series of Kisatibsk diatomite deposits	131
V. N. Ostrovsky. On the formation of underground waters and the theory of lithogenesis	135

METHODS OF RESEARCH

G. M. Parparova, A. S. Chistiakova, L. I. Krylova. Coal-petrographic research methods of the residual organic matter in rocks	140
M. Ya. Katz. Different types of gravitation gradient tubes	142

CRITIQUE AND DISCUSSIONS

V. M. Попов. Review of a book by V. I. Danchev and T. A. Lapinskaia «Deposits of radioactive raw materials»	148
---	-----

CHRONICLE

L. E. Sterenberg. The VII-th All-Union lithological conference	150
--	-----

Технический редактор *Е. И. Гришина*

Т-14003 Подписано к печати 29/IX-1966 г. Тираж 1350 экз. Зак. 6328.
Формат бумаги 70×108¹/₁₆. Бум. л. 4¹/₄. Печ. л. 13,3+2 вкл. Уч.-изд. листов 15,8

УДК 552.122

РИТМИТ — ОСОБЫЙ ТЕКСТУРНЫЙ ТИП ПОРОДЫ СМЕШАННОГО СОСТАВА

Л. Н. БОТВИНКИНА

Смешанные породы возникают при поступлении в осадок компонентов различного состава, а часто и разного происхождения. Если этот осадок отлагается в спокойных условиях, без последующего перемещения и перераспределения его на дне, то при более или менее равномерном поступлении слагающих его компонентов образуется смешанная неслоистая порода однородной или какой-либо иной текстуры (комковатой, пятнистой и др.).

Однако во многих случаях происходит не одновременное оседание смешанного материала, а очень частая периодическая смена поступающих в осадок компонентов, в результате чего последние локализуются в виде тончайших слойков и пачек слойков разного состава. Такие осадки в дальнейшем превращаются в своеобразные горизонтальнослоистые смешанные породы, с характерным для них частым ритмичным повторением слоевых единиц¹. Породы эти могут быть и осадочными, и вулканогенно-осадочными, гомогенными или гетерогенными, в зависимости от состава чередующихся слойков.

Определение таких пород неизменно встречало затруднения тем большие, чем более сложный состав имеет порода и чем резче различаются по происхождению слагающие ее компоненты. В то же время, несмотря на разнообразие состава, для всех пород этого типа чрезвычайно характерна их текстура.

Естественно возникает необходимость, с одной стороны, объединить такие специфические породы одним названием, а с другой — определить их по вещественному составу и строению наиболее точно. Прежде чем подойти к решению этой задачи, разберем несколько различных примеров таких пород и попытаемся установить их характерные черты и специфичность условий их седиментации.

1. ПРИМЕРЫ РИТМИЧНО-СЛОИСТЫХ ПОРОД И ИХ ОПРЕДЕЛЕНИЕ

Простейшим примером гомогенной ритмично-слоистой породы смешанного состава могут быть ленточные глины, которые по существу не являются глинами, так как около половины объема породы (а иногда и больше) составляет песчано-алевритовый материал. Светлые слойки последнего чередуются с темными глинистыми слойками, образуя попарно «ленту»². Ленты одинакового строения многократно повторяются в разрезе, представляя собой как бы маленький осадочный ритм. В данном

¹ Под слоевыми единицами мы понимаем слойки, пачки слойков и слои (терминология принята по Ботвинкиной, 1962, 1965).

² Или варву, по терминологии шведских геологов.

случае ритм построен просто: он состоит из двух элементов, постепенно переходящих один в другой, причем оба элемента имеют разный состав, но одинаковое (терригенное, кластогенное) происхождение и различаются лишь размером частиц и их минеральным составом (табл. 1).

Таблица 1

Типы ритмитов по их генезису и составу

Типы и подтипы ритмитов (по генезису)		Некоторые примеры ритмически тонкослойных пород		Возможное название такой породы — ритмита — по составу
Гомогенные	Осадочные	Кластогенные	Ленточные глины Чередование ангидрита и галита Ленточный диатомит	Песчано-глинистый ритмит Ангидрит-галитовый ритмит Кремнисто-карбонатный (диатомово-синезеленоводородный) ритмит
		Хеомогенные		
Биогенные				
Гетерогенные	Осадочные	Терригенные + органические Кластогенные + хеомогенные Хеомогенные + органические	Горючие сланцы Известковистый алевролит Тонкое периодическое чередование слоек, сложенных радиоляриями и хеомогенным карбонатом Тонкое чередование слоек глинистых, сапропелевых и известковистых	Глинисто-сапропелевый ритмит Известково-алевролитовый ритмит Радиоляриево-карбонатный ритмит Глинисто-сапропелево-известковистый ритмит
		Терригенные + хеомогенные + органические		
	Вулканогенно-осадочные	Вулканические + осадочные (кластогенные, хеомогенные, органические) Вулканические + вулканогенно-осадочные Вулканогенно-осадочные + осадочные Вулканические + вулканогенно-осадочные + осадочные	Туффит известковистый (ритмичное переслаивание пеплового материала с хеомогенным известняком) Ритмически повторяющиеся прослойки туфтового материала в кремнистой породе Ритмически повторяющиеся прослойки вулканогенного пирита или кремнезема в известняке Переслаивание слоек пепла, кремниевых и карбонатных	Известково-туфовый ритмит Туфо-кремнистый ритмит Пирит-карбонатный ритмит; кремнисто-карбонатный ритмит Пеплово-кремнисто-известковистый ритмит

Накпление типичных ленточных глин происходило в спокойных условиях на дне озер, значительную часть года покрытых льдом. Причины их возникновения — сезонное поступление осадочного материала.

Другим примером может служить чередование тонких слоек солей разного состава в соленосных толщах (например, галита и ангидрита), обязанное своим происхождением химической дифференциации солей в солевых рассолах. Здесь также оба элемента имеют одинаковое хеомогенное осадочное происхождение и различаются лишь минеральным составом.

Третий пример ритмично-слоистой осадочной гомогенной породы — ленточный диатомит (Прохазка, 1953), сложенный чередованием светлых кремнистых слоек, образованных в основном остатками диатомовой водоросли *Melosagia* (накапливающейся в летнее время) с темными карбонатными слоями, сложенными главным образом синезелеными водорослями, достигающими максимального развития в зимний период. Два слоя образуют ленту или пару слоек, очевидно, сезонного характера. Это пример тонко-ритмичного сложения биогенного осадка, формирование которого происходило в озерах³.

Порода названа диатомитом, однако, судя по тому, что толщина карбонатных слоек больше, чем кремнистых, это название в значительной степени условно.

³ Интересно отметить, что слои ленточного диатомита встречены среди базальгов и туфов; очевидно, кремнекислота поступала в озера с водой горячих источников, связанных с поствулканической деятельностью.

Гомогенными породами, имеющими отчетливую ритмично-слоистую текстуру, могут быть не только осадочные, но и вулканогенно-осадочные породы двойственного генезиса (Ботвинкина, Соколова, 1966), под которыми мы понимаем породы, сложенные материалом вулканогенного происхождения, но выпавшим в осадок по законам обычной хемогенной седиментации.

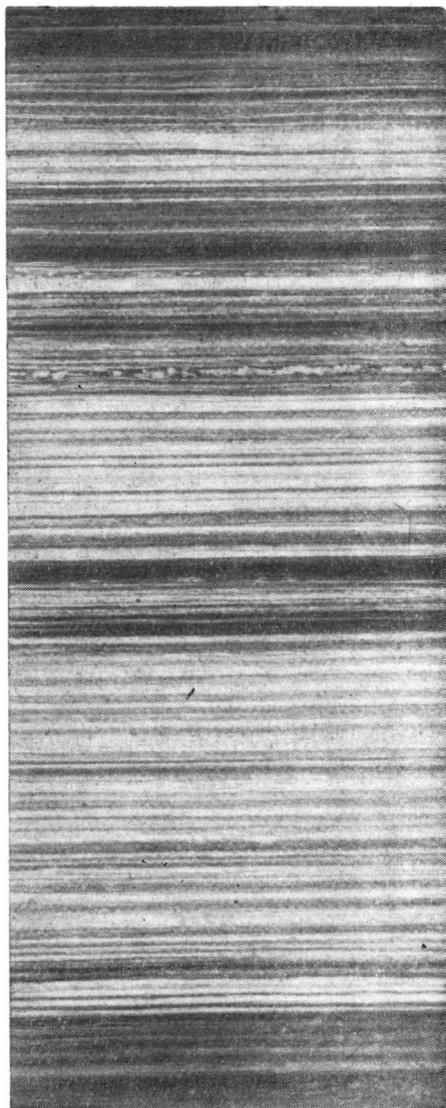
В перечисленных (даже относительно наиболее простых) случаях определение пород смешанного состава большей частью не соответствует, или не точно соответствует, составу породы (ленточные глины, ленточный диатомит и т. д.). В других случаях, не менее частых, в осадке (а следовательно, и в породе) отмечается тончайшее чередование гетерогенных компонентов. В осадочных породах могут ритмично чередоваться кластогенные, хемогенные и биогенные слои разного состава, образуя породы двойного или даже тройного генезиса.

Так, например, Ю. В. Первольф (1940) описывает отложения современных озер, состоящие из последовательно чередующегося тончайшего кластогенного материала, выпадающего из мути, поступающей во время паводков, и биогенного, образующегося за счет развития водорослей и мелкой фауны в летний период. Иногда на дне озер чередуются терригенные слои с биогенно-хемогенными, формирующимися в результате действия микроорганизмов на поверхности осадка.

Примером тончайшей ритмичности органогенно-кластогенных осадков являются некоторые тонкослоистые горючие сланцы (фиг. 1), в которых отчетливо видно чередование слоев почти чистого органического материала со слоями, содержащими значительную примесь разных минеральных веществ. Толщина слоев около 1 мм и меньше. Слои образуют пачки 1 порядка, которые группируются в пачки 2 и 3 порядков по одному и тому же признаку: преобладание либо органического, либо минерального вещества.

Трудность определения таких пород и необходимость подчеркнуть их специфическую текстуру привела к названию «горючий сланец», в котором не указан вещественный состав, но указана сланцеватая текстура.

До сих пор геологи как-то обходили трудности определения ритмично-тонкослоистых пород смешанного состава, придумывая для них названия иногда условные, иногда сложные (причем в некоторых случаях

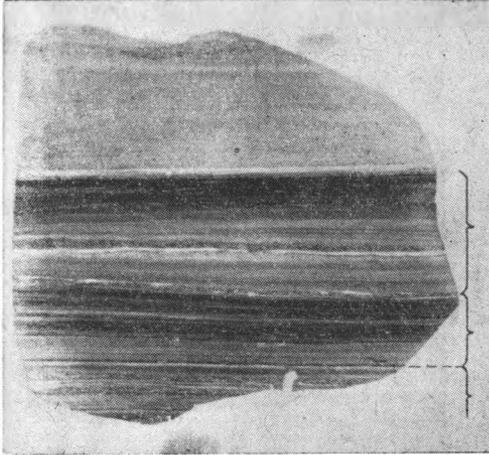


Фиг. 1. Горючий сланец

Видно ритмичное чередование темных тонких слоев, сложенных органическим веществом, со светлыми слоями преимущественно минерального состава (по Бредли). Слои образуют пачки (с преобладанием то темных, то светлых слоев). Увел. 4

даже неправильные по существу). Однако по мере все более детального изучения состава и строения пород это становится делать все труднее.

Особенно остро встает этот вопрос при изучении пород в областях, где седиментация испытывает в большей или меньшей степени влияние вулканизма; определение там гетерогенных пород, сложенных резко различным материалом,— дело еще более сложное. В вулканических областях на морском дне формируются отложения, имеющие резко различную природу: на ритмичность, свойственную осадочной седиментации, накладывается пульсационная подача вулканического материала — кластического и хемогенного. Это создает в осадках очень сложные соотношения. При этом ритмичность седиментации, подчеркнутая вулканическим материалом, выявляется иногда даже еще более ярко, чем в породах собственно осадочных.



Фиг. 2. Глинисто-кремнисто-карбонатный ритм

Месторождение Джайрем (обр. Е. А. Соколовой). Видно тончайшее чередование темных глинисто-кремнистых слоек со светло-серыми кремнисто-карбонатными. Слойки образуют пачки первого порядка толщиной от 1—2 до 5—6 мм. Верхняя часть пачки обычно обогащена остатками радиолярий. Заметно, что мощности пачек то убывают снизу вверх, то снова резко возрастают: намечаются пачки второго порядка (показаны скелами справа). Верхняя часть образца представлена однородной тонко-слоистой породой (не ритмитом)

В девонских отложениях месторождения Джайрем Центрального Казахстана нами были выявлены несколько типов пород мелко ритмичного строения (Соколова, Ботвинкина, 1965).

Так, например, отмечалось очень тонкое чередование кремнисто-карбонатных слоек с глинисто-кремнистыми, содержащими радиолярии (кремнезем поступал в осадок из вулканических очагов). Те и другие слои (толщиной менее 1 мм) чередуются, образуя пачки 1-го, 2-го и 3-го порядков (фиг. 2). Такую кремнисто-карбонатную породу нельзя назвать ни известняком, ни силицитом. В то же время для нее очень типично периодическое частое чередование гетерогенных слоек.

В другом случае, в глинистом иногда слабо кремнистом⁴ известняке периодически появляются выдержанные тонкие слои, обогащенные пиритом (фиг. 3). И те, и другие иногда содержат примесь тонкого пирокластического материала. Пирит отчетливо локализуется в виде тонких слоек через правильные интервалы, а не просто рассеян по породе, причем железо здесь, несомненно, сингенетичное осадку, а не вторичное.

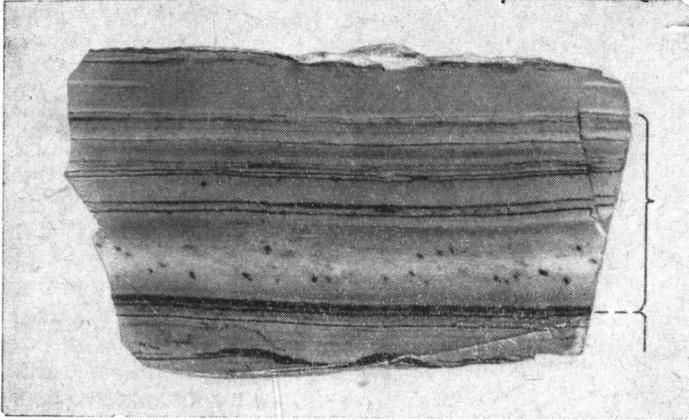
Третий пример: в породе, в основном карбонатной, отчетливо видно ритмичное чередование более светлых кремнисто-карбонатных слоев с более темными и тонкими карбонатно-глинистыми прослойками. Парно они образуют ритм. В нижнем светлом слое заметны следы первичной слоистости, в большей или меньшей степени деформированной при диагенезе. В верхней темной прослойке заметна тончайшая горизонтальная слоистость. Границы между элементами ритма отчетливые, а иногда и резкие. Характерно, что толщина нижнего светлого элемента пе-

⁴ Г. И. Бушинский такие известняки, с некоторым содержанием кремнезема, предлагает называть кремнеземистыми, в отличие от вторичнокремнелых или содержащих включения кремней.

риодически закономерно уменьшается от ритма к ритму снизу вверх (от 2 до 0,5 см), в результате чего несколько ритмов образуют ритм следующего порядка мощностью около 10—12 см. Толщина темных прослоек остается более или менее одинаковой (0,3—0,1 см).

Примеры ритмично построенных пород разного состава можно было бы продолжить.

Во всех приведенных случаях гетерогенные породы, образующиеся из тонкозернистого слоистого осадка сложного состава, трудно назвать



Фиг. 3. Пирит-карбонатный ритм

Месторождение Джайрем (обр. Е. А. Сколовой). В кремнистом светло-сером известняке видно ритмичное повторение тонких темных слоев, обогащенных пиритом. Расстояния между последними не одинаковые и постепенно уменьшаются снизу вверх, намечая ритм второго порядка (градиенты его показаны скобкой). Нат. величина

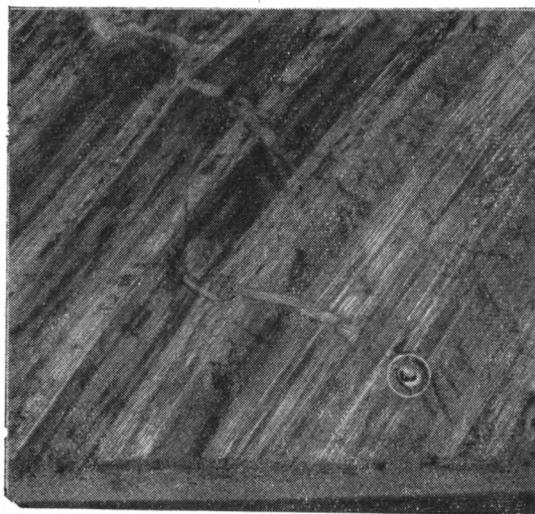
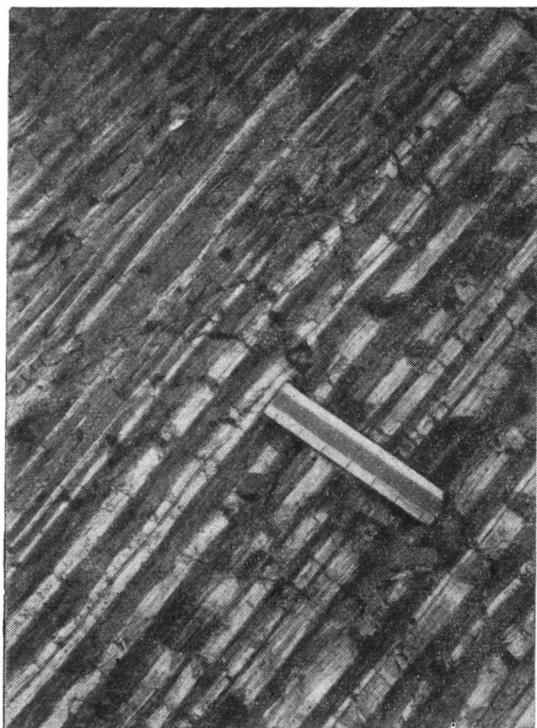
каким-либо одним словом. С другой стороны, именно в них часто полезно подчеркнуть ритмичность для отличия их от пород такого же состава, но однородного строения. Таким образом, возникает необходимость называть эти своеобразные породы однотипно и вместе с тем более определенно, отражая одновременно и их вещественный состав и своеобразие их текстур.

Для таких ритмично-тонкослоистых пород смешанного состава предлагается термин «ритмит», указывающий на тонкослоистую текстуру и ритмическое чередование слоев или тонких слоев. Сложное прилагательное может указывать на его состав (при этом вначале подчиненный компонент, а потом преобладающий). Название ритмита может быть и более частным, вещественным (кремнисто-известковый ритмит) и более общим, генетическим (органогенно-хемогенный ритмит).

Если мы вернемся к примерам, приведенным выше, то все эти породы, как это показано в табл. 1, можно назвать ритмитами.

Железистые кварциты, в которых отчетливо видно правильное и обычно сложное ритмичное чередование железистых и кремнистых слоев и их пачек, по существу, являются железисто-кварцевыми ритмитами (уточняя, им можно разделить на гематит-кварцевые и магнетит-кварцевые ритмиты). Богатые железистые кварциты, например, при содержании в них железа более 50%, правильнее называть кварцево-железистыми ритмитами.

Широко известен термин «туффит», обозначающий породу, состоящую из пирокластического материала с примесью осадочного менее 50% (Классификация..., 1962). Однако такая смешанная порода может иметь весьма различные текстуры. В ряде случаев периодичность посту-



Фиг. 4. Ритмичная слоистость формации Монтерей (Bramlette, 1946)

Каждый ритм состоит из двух элементов: 1) нижнего (темный), представленного кластическим материалом; 2) верхнего (светлый) органического. На верхнем фото — в каждом элементе ритма заметна своя внутренняя тонкая слоистость. В нижней правой части в ритмах преобладает органический материал, а в верхней левой — кластический материал. Длина линейки около 16 см. На нижнем фото — обнажение пород, показанных на верхнем фото. Видно, что зоны с преобладанием органического материала, и зоны с ритмами, сложенными преимущественно кластическим материалом, имеют примерно близкую мощность и попарно образуют ритмы второго порядка, многократно повторяющиеся в осадочной толще

пления в осадок пирокластического материала приводит к тому, что тонким туффитам свойственна ритмично-слоистая текстура. Поэтому среди слоистых туффитов, если это необходимо, также можно выделять ритмы разного состава (например, известково-туфовый ритм).

Иногда термин «ритм», по-видимому, может быть применен и к некоторым метаморфическим пара-породам, когда очевидно, что направление границ ритмов совпадает с направлением первичного наслоения исходной осадочной породы.

Мы неоднократно замечали, что если седиментация ритмична, то, как правило, в отложениях возникают ритмы нескольких порядков, как бы накладывающихся один на другой. Поэтому в отложениях, представленных ритмитами, естественно выделяются ритмично чередующиеся зоны, представленные ритмитами разного рода.

Так например, Брамлеттом (Bramlette, 1946) в формации Монтерей были описаны ритмы мощностью около 2,5 см, сложенные двумя элементами. Нижний элемент — темный, алеврито-песчаный с постепенным уменьшением размера зерен снизу вверх, с примесью органического материала. Верхний элемент ритма — светлый органический осадок, представленный главным образом остатками диатомей, содержит примесь тонкого кластического материала. Каждый из этих элементов имеет свою внутреннюю, очень тонкую горизонтальную слоистость, обусловленную тончайшими слойками (доли миллиметра) подчиненного материала в основном (в нижнем элементе ритма слоистость

выявляется тонкими слоями органического материала в кластическом, в верхнем — наоборот).

Рассмотрение толщи этих отложений в крупном обнажении (фиг. 4) позволило выявить в ней чередование зон близкой мощности (то более, то менее 1 м), причем в одних зонах в каждом ритме преобладает органический материал (или находится примерно в равном соотношении с кластическим), а в зонах другого типа элементы ритма, сложенные органическим материалом, имеют явно подчиненное значение (мощности их в 3—4 раза меньше кластических). Граница между зонами достаточно отчетлива (см. фиг. 4, а). Зоны чередуются в разрезе, образуя, в свою очередь, попарно ритмы 2-го порядка, мощностью 2—2,5 м (см. фиг. 4, б), в которых также нижний элемент ритма сложен преимущественно кластическим материалом, а верхний — органическим. Таким образом, основная закономерность строения ритма первого порядка характерна и для ритмов второго порядка.

2. ОПРЕДЕЛЕНИЕ ТЕРМИНА «РИТМИТ» И ЕГО УПОТРЕБЛЕНИЕ

Возникает вопрос, правомочно ли название породы по ее текстуре? Если мы обратимся к названиям пород, то увидим, что корень слова берется по самым разным признакам породы: по ее составу, внешнему виду, названию местности и т. д. Но при этом под названием породы, (данным по тому или иному принципу) все же чаще подразумевается ее определенный вещественный состав. Таким образом, возникает другой вопрос — можно ли давать одинаковое название породам заведомо разного состава? Однако, когда мы говорим: песчаник (или псамит), оолит, т. е. называем породу по ее структуре, — мы отнюдь не указываем при этом на ее состав, и это обстоятельство никого не смущает. Мы знаем, что порода названа по структурному признаку, который должен быть уточнен указанием состава (песчаник кварцевый, оолит железистый и т. д.). Термин «туф» также не определяет состава породы.

В настоящее время, когда изучение пород углубляется, в ряде случаев возникает необходимость наряду со структурными названиями иметь термины, определяющие породы и по их текстурному признаку. Ведь давно существует термин «сланец», определяющий породу по ее текстуре, который всеми принят. В зарубежной литературе недавно появился термин «ламинит» (от слова lamina — слюек), относящийся к породе с тонким равномерным переслаиванием слоев, т. е. близкий к нашему понятию ритмита. Окончание «ит», не свойственное русскому языку, вполне гармонирует с нерусским корнем «ритм» в слове «ритмит». В упомянутой работе Брамлетта (1946) термин «ритмит» был употреблен несколько в ином смысле — для обозначения пары слоевых единиц, представленных различными типами осадочных пород, то есть того, что в отечественной литературе принято называть «ритмом»; последний термин мы и оставляем, так как он уже достаточно широко укоренился в нашей литературе. В то же время мы считаем, что «ритмит» — термин, более подходящий для определения не слоевой единицы, а породы в целом, если только она возникла в результате осадконакопления ритмического характера.

Так как ритмит — это порода, то его вещественное определение дается по тем компонентам, которые мы видим непосредственно в породе, независимо от того, являются ли они первичными, или же образовались по какому-то другим первичным компонентам в результате различных преобразований вещественного состава. Но несмотря на то, что минералы, входящие в состав ритмита, могут быть вторичными, исходные их элементы попадали в осадок непосредственно при седиментации; следовательно, исходный материал слоев, как правило, был сингенетичен осадку. Таким образом, «ритмит» — термин, тесно связанный с седиментогенезом и подчеркивающий именно его специфику. Это, однако, не ис-

ключает того, что при последующих процессах (диагенез, эпигенез и даже метоморфизм) состав слоев может претерпеть такие резкие изменения, что образуется ритм уже иного состава. Например, седиментационный пеплово-карбонатный ритм в результате разложения тонких пепловых частиц может превратиться в породу, представляющую собой глинисто-карбонатный ритм. Выделение нами пирит-карбонатных ритмов вовсе не означает того, что первичная форма железа была именно пиритная. Однако закономерная ритмичная повторяемость слоев указывает на то, что железо периодически выпадало в осадок в процессе седиментации, а не было внесено впоследствии извне.

Изменения осадка в диагенезе могут привести к еще более резкой дифференциации вещества и еще резче подчеркнуть ритмическое сложение породы. И наоборот, если мы видим ритмично-слоистую измененную породу, то у нас есть все основания считать, что и первичный осадок уже имел какую-то первичную дифференциацию (хотя, может быть, и менее резкую). Более резкая седиментационная дифференциация вещества приводит при последующих процессах к образованию вторичных текстур одного типа, в то время как в породах с меньшей дифференциацией тот же процесс перераспределения вещества приводит к образованию вторичных текстур уже иного типа. Первоначальные седиментационные границы слоевых единиц в ритмах могут быть более резко подчеркнуты диагенезом, однако в ряде случаев одновременно происходит также и большая или меньшая их деформация и нарушение⁵.

Границы элементов ритма всегда горизонтальные и, таким образом, ритм — это термин, относящийся только к первично-горизонтально-слоистым породам. Породы, в которых слои разного состава образуют косую или волнистую слоистость, ритмами называть не следует, так как повторяемость слоевых элементов в них обуславливается перераспределением компонентов уже выпавшего осадка в результате движения водной среды (а не является следствием периодической подачи в осадок разного материала извне).

Однако, несмотря на то, что седиментационные границы элементов ритмов в ритмах обычно горизонтальные и параллельные друг другу, следует иметь в виду, что внутри отдельных элементов ритма, в тонких слоях может быть своя внутренняя текстура, причем не только правильно горизонтально-слоистая, но и какая-либо иная, например комковатая, сетчатая, а иногда и мелкая полого-волнистослоистая; или же (реже) даже косо- или волнистослоистая (очень мелкая). Кроме того, первоначально ровные седиментационные границы элементов ритма могут быть несколько искривлены и деформированы при последующих процессах (в диагенезе, эпигенезе).

Термин «ритм» во избежание неясностей рекомендуется употреблять в строго определенных случаях. Прежде всего — это всегда название единой породы, в которой чередование слоев разного состава настолько тонкое и частое, что термин «переслаивание пород» или «чередование пород» употреблять неудобно.

Толщина чередующихся слоевых элементов очень мала: от долей миллиметра до единиц сантиметров (максимум), но чаще не более нескольких миллиметров. Границы их обычно достаточно отчетливые. Повторяемость слоев или пачек слоев образует мелкие ритмы. Размер ритмов первого порядка — не более первых единиц сантиметров (обычно

⁵ Во всех этих случаях мы называем ритмом хотя бы и диагенетически-измененную, но первично-слоистую породу. Поэтому к таким явлениям, как кольца Лизеганга или внутренняя концентрически-слоистая текстура конкреций или зерен солитов, — этот термин не относится.

1—2, реже до 5 см). Мощности слоев одного и того же состава либо более или менее равномерные, либо изменяются, образуя ритм следующего порядка. Число повторяющихся элементов ритма обычно 2—3, редко больше. Смена вещественного состава слоев происходит в определенной последовательности, зависящей от условий седиментации. Сочетание слоев в ритмах может быть различным (на этом мы остановимся позже). Иногда между элементами внутри ритма отмечаются постепенные переходы и более резкие границы между ритмами.

Термин «ритм» более применим для пород гетерогенных, но его можно применять и для гомогенных пород, особенно при резком различии состава слоев. Он удобен также и в тех случаях, когда слагающие породу компоненты находятся примерно в равных соотношениях, либо тогда, когда один из компонентов, хотя и имеет подчиненное значение, но состав его существенно иной, а периодическое появление его по тем или иным причинам заслуживает внимания.

В случаях, когда гомогенная порода имеет более или менее однородный состав, а слоистость ее обусловлена только различным размером компонентов осадка, или если в ней один из компонентов явно преобладает, то этот термин лучше не употреблять.

Например, горизонтальнослоистый алевролит, в котором слоистость подчеркивается глинистым налетом на плоскостях наслоения, мы назовем глинистым алевролитом, но не глинисто-алевролитовым ритмом. В то же время, правильное тонкое чередование слоев хемогенного известняка и алевролита мы можем назвать известняково-алевролитовым ритмом, если захотим подчеркнуть частую периодическую смену осадения терригенного материала хемогенной садкой кальцита.

Таким образом, для слоевых элементов в ритмах, как правило, характерны следующие черты: различие состава, а в гетерогенных ритмах — происхождение составных компонентов, достаточно резкая их обособленность, малая толщина слоевых единиц, соизмеримость слоевых единиц разного состава (изменение толщины слоевых элементов одного и того же порядка не более, чем в несколько раз), малое количество элементов ритма, не однообразная равномерность чередования слоев, а группировка их в пачки разных порядков, параллельность расположения элементов ритма друг другу и общему наслоению (горизонтальному) и часто тонкая слойчатость внутри элементов ритма.

3. ТИПЫ СТРОЕНИЯ РИТМОВ И ОТЛИЧИЕ ИХ СТРОЕНИЯ ОТ СХОДНЫХ ТЕКСТУР

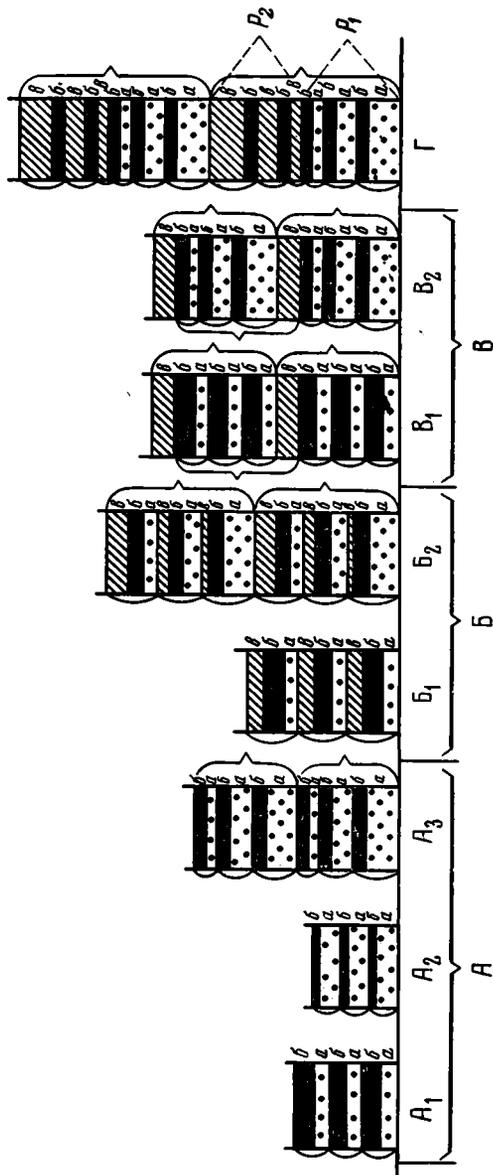
Кроме вещественного состава, ритмы различаются еще строением ритмов: характером чередования элементов ритма, количеством компонентов, являющихся элементами ритма, и равномерностью их распределения в ритме. Типы ритмов, выделенные по этим признакам, показаны в табл. 2 и на фиг. 5.

Простые ритмы (см. фиг. 5, А, Б) представляют собой последовательное повторение двух или трех слоев или пачек слоев разного состава; они по толщине могут быть равномерными (см. фиг. 5, А₁ Б₁), или неравномерными, когда слои одного состава имеют значительно большую толщину, чем слои другого см. фиг. 5, А₂, А₃ Б₂).

Кроме того, бывают ритмы усложненные, когда неоднократная повторяемость двух элементов ритма периодически завершается (или начинается) появлением третьего элемента, как бы образуя ритм второго порядка (см. фиг. 5, В). Ритмы этого типа по толщине слоевых элементов также могут быть равномерными (В), но чаще они неравномерные; в последних два повторяющихся элемента ритма обычно закономерно изменяются. В усложненных ритмах элементы «а», «б» могут

быть очень тонкими слойками (от долей до единиц миллиметра), или пачками слойков, а элемент «в» начинающий или завершающий ритм, иногда представляет собой даже тонкий слой (до 1—2 мм и более).

Наконец, встречаются сложно построенные ритмы; например, сначала идет повторение каких-либо двух элементов ритма, затем — сно-



Фиг. 5. Схематическое изображение некоторых типов строения ритмов

a, б, в — слойки разного состава; *A* — простые двухкомпонентные ритмы; *B* — простые трехкомпонентные ритмы; *В* — усложненные трехкомпонентные ритмы; *Г* — сложный трехкомпонентный ритм; *A₁, B₁, B₁* — равномерные ритмы; *A₂, A₃, B₂* — неравномерные ритмы. В ритме *A₂* слойки «*a*» и «*б*» сильно различаются по толщине. В ритмах *A₃* и *B₂* видно направление изменения толщины как слойков «*a*», так и слойков «*б*». В простом ритме *B₂* и в сложном ритме *Г* видно направление изменения толщины скобки «*a*», так и скобки «*в*». Простые скобки слева от колонок — границы ритмов первого порядка; фигурные скобки (преимущественно справа от колонок) — границы ритмов второго порядка, *P₁* и *P₂* элементы ритма второго порядка в типе «*Г*».

ва двух, из которых один участвовал в предыдущем чередовании, а другой — новый (см. фиг. 5, Г). Повторение этих простых комбинаций образует ритмы второго порядка. В таком сложно построенном ритме слойки обычно неравномерные, толщина их часто изменяется снизу вверх, что еще более подчеркивает ритмичное строение породы. Может

быть и еще более сложное ритмическое повторение слоев, но оно труднее улавливается.

Строение разного рода сложных типов ритмов является как бы переходом от ритмично-слоистой текстуры породы к ритмичности осадочной толщи. Так, например, даже в ритмике типа Г (см. фиг. 5), если элементы ритма второго порядка (P_1 и P_2) имеют достаточно большую мощность (более 10 см), то их уже можно рассматривать как повторяющиеся в разрезе две самостоятельные породы, каждая из которых представляет собой ритм: одна порода представлена простым ритми-

Таблица 2

Типы ритмов по строению

По характеру чередования элементов ритма	По количеству компонентов-элементов ритма	По равномерности элементов ритма
Простой (повторение двух-или трех-компонентных ритмов)	Двухкомпонентный	Равномерный
		Неравномерный
	Трехкомпонентный	Равномерный
		Неравномерный
Усложненный (повторение сочетания: двухкомпонентный ритм + слоек или слой иного состава)	Трехкомпонентный	Равномерный (реже)
		Неравномерный (чаще)
Сложный (повторение какого-либо сочетания разных простых ритмов)	Трехкомпонентный (редко с большим количеством компонентов)	Равномерный (редко)
		Неравномерный (обычно)

том, в котором чередуются элементы «а» и «б», а другая — ритмом с чередованием элементов «б» и «в». Попарная повторяемость таких пород создает ритмичное строение осадочной толщи.

Таким образом, мы видим, что при выделении ритма как породы особого типа очень большое (а иногда и основное) значение имеет масштаб явления.

Породу с периодической повторяемостью тонких горизонтальных слоев разного рода мы назвали ритмом. В чем же его отличие от простой тонко-горизонтально-слоистой⁶ породы, слойки в которой тоже повторяются, но которую мы ритмом не назовем? Выше мы уже указывали на некоторые признаки их различия.

Основная единица слойчатости породы — слоек. Слойчатую текстуру породы образуют повторяющиеся, обычно однотипные слойки, пары слоев или группы слоев (серии и пачки). Мы знаем, что слойчатость по своей природе всегда ритмична. Однако нельзя любую слойчатую породу называть ритмом. Ритм — это лишь частный случай горизонтально-слоистой породы, в которой наблюдается резкое различие образующих ее слоевых единиц очень небольшой толщины, ритмично чередующихся друг с другом; при этом ритмы большей частью образуются повторением не единичных слоев, а, как правило, — пачек тончайших слоев, поэтому-то элементы ритмов имеют свою внутреннюю слойчатость. Наконец, элементом ритма в ритме может быть даже не пачка слоев, а горизонтальный слой, хотя тоже и очень тонкий (1—2 см), но все же, в свою очередь, имеющий какую-либо свою

⁶ Под слойчатостью мы понимаем внутреннюю текстуру слоев породы, представляющую собой повторяемость тонких слоев (синоним — внутренняя слоистость породы).

внутреннюю слойчатую текстуру, причем даже не обязательно горизонтальную, а и волнистую и даже очень мелкую косую.

Таким образом, текстура ритмов отличается от обычной слойчатости пород не только резко различным составом слагающих ее слоевых единиц, но и сложным строением последних. Следовательно, текстура ритмов представляет собой явление более сложное, чем обычная слойчатость, хотя они и близки по масштабу.

С другой стороны, ритмит ни в коем случае нельзя отождествлять с толщей, представленной ритмичным переслаиванием пород (как, например, во флишевых толщах), так как ритмит представляет собой единую породу сложного смешанного состава и сложной текстуры.

Размеры слоевых единиц (элементов ритма) в ритмите, так же как и в слойчатой породе вообще, колеблются от долей миллиметра до нескольких сантиметров, в то время как элементы флишевых ритмов измеряются десятками сантиметров и даже метрами (т. е. примерно в сто раз больше). Кроме того, элементы ритмов в толщах типа флиша всегда представлены слоями разных пород, а не слоями разного состава, как это часто бывает в ритмитах.

Что же касается причин появления характерной текстуры ритмов, то они более близки к причинам, обуславливающим появление ритмичной слисистости в осадочных толщах. (Между прочим, специфическое строение ритмично-слоистых осадочных толщ также вызвало у геологов желание назвать их одним словом, в результате чего и появился такой термин, как «флиш»).

Следовательно, ритмит хоть и единая, но своеобразная порода, текстурные особенности которой имеют некоторые черты сходства с текстурой осадочных толщ, представленных частым ритмическим чередованием пород (иногда отличие лишь в масштабе явления).

В ритмитах сложного строения слагающие их ритмы, по существу, приближаются к ритмам осадочных толщ, отличаясь от последних лишь размерами. Иногда элементы ритмов в осадочных толщах, в свою очередь, могут быть представлены ритмитами.

4. УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ РИТМИТОВ

Так как для возникновения ритмов обязательны два фактора — пульсационная подача в осадок разного материала и спокойные условия ссаждения, то области их развития совершенно определены. На суше — это озера, главным образом умеренной и холодной зон, часто с периодически появляющимся ледяным покровом или же замкнутые водоемы в аридной зоне. В море — это углубленные участки морского дна, обычно более или менее замкнутые (котловины) и особенно бассейны, связанные с питанием их вулканическими продуктами.

Появление ритмов в определенных фациях обуславливается двумя основными причинами. Первая — сезонные и более длительные климатические изменения условий седиментации, сказывающиеся в усилении или ослаблении питания области осадконакопления терригенным материалом, расцвете или гибели каких-либо организмов, изменении химического состава среды отложения и т. д. Вторая причина — периодическая подача в осадок вулканического или вулканогенного материала. Иногда обе причины совмещаются. Ритмиты образуются в определенных фациальных обстановках при устойчивом сохранении палеогеографических условий.

Ритмиты менее характерны для чисто кластогенных толщ, но типичны для биогенных и хемогенных, а также для вулканогенно-осадочных. В последних они слагаются резко гетерогенными компонентами.

В ряде отложений, образованных осадочными и вулканогенными продуктами, отмечено тонкое ритмично-слоистое строение пород. Например,

тонкослоистые залежи серы в кратерных озерах (Власов, 1960), представленные ритмичным чередованием тонких черных сульфидных слоев с более толстыми светлыми, содержащими, кроме серы, примесь опала; различные типы ритмитов, выделенные в вулканогенно-осадочных отложениях Центрального Казахстана (Соколова, Ботвинкина, 1965) и др. Надо подчеркнуть, что наиболее широкое развитие ритмитов, очевидно, должно возникать по периферии вулканических очагов, занимая иногда, особенно в более древние эпохи, громадные пространства.

Поэтому, если в осадочной толще развиты тонкослойчатые гетерогенные ритмиты, причем чередование слагающих их компонентов заведомо не связано с сезонностью или климатическими изменениями (например, в глубоководных морских отложениях), то их появление указывает на возможность осадочно-вулканогенного происхождения данных пород. Весьма вероятно, что часть хемогенных ритмитов из глубоководных отложений возникла именно таким путем.

В связи с этим, нам кажется, стоит привлечь внимание исследователей к специфичности детальных особенностей текстур таких спорных по генезису пород, как, например, железистые кварциты докембрия или фосфориты Каратау. Более того, так как с вулканическими областями связаны залежи многих осадочных полезных ископаемых, то появление ритмитов среди однородных осадочных пород (если оно не обусловлено сезонными или климатическими изменениями) должно привлечь внимание геологов с точки зрения возможности генетически связанных с ними рудопроявлений. Из сказанного, конечно, не следует делать такого вывода, что этот текстурный признак является основным в решении такого сложного и существенного вопроса, как происхождение пород. Значение появления ритмитов в осадочной толще, безусловно, нужно рассматривать только в совокупности со всеми другими факторами, свидетельствующими в пользу того или иного предположения о генезисе пород.

* * *

Итак, «ритмит» — порода сложного состава, компоненты которой часто различаются не только составом, но и генезисом, и образуют ритмически повторяющиеся весьма тонкие слоевые единицы; такую породу трудно определить каким-либо одним названием.

Закономерности строения ритмитов отражают особенности седиментационного процесса; раскрытие их помогает выявить причины проявления ритмитов, а, следовательно, и условия образования осадков.

Предлагаемый термин «ритмит», безусловно, не исключает употребления обычных, уже принятых названий пород. Ставшие такими привычными термины, как например, «ленточная глина» или «горючий сланец», несмотря на их условность, конечно, останутся в употреблении. Но термин «ритмит» в ряде случаев может служить удобным дополнительным термином, обозначающим породу определенной текстуры (как например, термин «коолит» или «калевролит» обозначает породу определенной структуры).

Как мы уже говорили выше, его не следует применять для обозначения любой слойчатой породы (особенно однородного состава), также как и для обозначения ритмически сложенной осадочной толщи. Употреблять этот термин следует тогда, когда в нем возникает необходимость, обусловленная задачей проводимого исследования. Особенно полезным этот термин оказывается в тех случаях, когда за специфической текстурной особенностью породы мы видим особенности процесса седиментации с вытекающими из этого выводами.

ЛИТЕРАТУРА

- Архангельский А. Д. и Страхов Н. М. Геологическое строение и история развития Черного моря. Изд. АН СССР, 1938.
- Ботвинкина Л. Н. Слоистость осадочных пород. Изд. АН СССР, 1962.
- Ботвинкина Л. Н. Методическое руководство по изучению слоистости. Изд. «Наука», 1965.
- Ботвинкина Л. Н., Соколова Е. А. О двух способах формирования вулканогенно-осадочных пород, Докл. АН СССР, сер. геол., т. 170, № 5, 1966.
- Власов Г. М. Особенности кратерно-озерных отложений. Бюлл. Моск. о-ва испыт. природы, отд. геол., т. XXXV, (вып. 6), 1960.
- Классификация вулканогенно-обломочных горных пород. Госгеолтехиздат, 1962.
- Левинсон-Лессинг Ф. Ю., Струве Э. Л. Петрографический словарь. Госгеолтехиздат, 1963.
- Перволюф Ю. В. Микростратиграфия иловых отложений соляных озер Крыма. Бюл. Всес. ин-та геолургии, № 6—7, 1940.
- Прохазка М. Местонахождение третичной флоры и фауны в ленточном диатомите у Бехлевиц в чешских Средних горах, 1953. Рефер. ж. геол. и геогр., № 7, реф. № 9229, 1955.
- Соколова Е. А., Ботвинкина Л. Н. Опыт фациального анализа рудоносных отложений (на примере железорудного месторождения Джайрем в Центральном Казахстане). В сб. «Рудоносные вулканогенно-осадочные формации геосинклиналей». Тр. Геол. ин-та АН СССР, 141, Изд-во «Наука», 1965.
- Фивег М. П. О геологических особенностях формирования соляных толщ. Тр. Всес. научно-исследов. ин-та геолургии, вып. 23, 1952.
- Bradley W. H. The varves and climate of the Green River epoch. U. S. Geol. Survey, Prof. Pap., №-158—E, 1929.
- Gramlette M. N. The Monterey formation of California and the origin of its siliceous rocks. Washington, U. S. Geol. Survey, Prof. Pap. 212, 1946.

Геологический институт
АН СССР
Москва

Дата поступления
1.X.1965

УДК 551.761.3(574.12)

**РОЛЬ ГЛИНИСТЫХ МИНЕРАЛОВ
В ПРОЦЕССАХ БИТУМООБРАЗОВАНИЯ
В ОСАДОЧНЫХ ПОРОДАХ**

(на примере Западного Предкавказья)

В. Р. ВЛОДАРСКАЯ

Вопрос о влиянии минеральной части глинистых толщ нефтегазоносных отложений на процессы преобразования органического вещества интересен и весьма актуален, однако он до сих пор не решен окончательно.

При исследовании большого фактического материала по меловым и палеоген-неогеновым глинистым породам Западного Предкавказья нами были получены новые данные, уточняющие минеральный состав тонкопелитовой фракции; в сочетании с результатами битуминологических анализов эти материалы проливают свет на участие глинистых минералов в процессах битумообразования.

Вопросы, связанные с геологическим строением региона и диагностической характеристикой развитых в нем породообразующих глинистых минералов, были освещены ранее в статье Г. И. Носова и В. Р. Влодарской (1964). Поэтому здесь мы кратко остановимся лишь на составе глинистых минералов, развитых в меловых и палеоген-неогеновых породах южной части Азово-Кубанской впадины.

Глинистые минералы были изучены по 500 образцам керна глубоких скважин на нефтегазоносных площадях Западно- и Восточно-Кубанского прогибов и Адыгейского выступа полным комплексом методов исследования¹ (рентгеновская дифрактометрия, термография, электронная микроскопия и рациональный химический анализ). Исследовалась тонкопелитовая фракция < 0,001 мм, выделенная из пород методом водного отмучивания.

Было установлено, что в сложении этой фракции принимают участие пять глинистых минералов: монтмориллонит, диоктаэдрическая гидрослюда, каолинит, хлорит и смешаннослойный минерал ряда гидрослюда — монтмориллонит.

Смешаннослойные минералы выделены нами по рентгеновским дифрактограммам, где они фиксируются интенсивными рефлексами при 10,35—11,54 Å, представляющими собой средние величины, образующиеся в результате одновременного рассеивания рентгеновских лучей слоями двух типов. Эти минералы представлены беспорядочно переслаивающимися ненабухающими 10 Å слоями (гидрослюда) и набухающими 15 Å слоями (монтмориллонит). Среди них преобладают минералы, в которых содержание набухающих слоев колеблется от 15 до 35%.

¹ Исследование глинистых минералов проводилось в рентгено-структурной лаборатории ВНИГНИ под руководством Г. И. Носова: рентгенография — В. И. Дубовик и А. М. Зильберман, термография — Н. М. Набокова, электронная микроскопия — В. В. Павлинова, выделение тонкопелитовой фракции — О. И. Попова.

Выявленные глинистые минералы образуют в изученных отложениях семь комплексов: монтмориллонитовый, монтмориллонит-гидрослюдистый, каолинит-гидрослюдистый, каолинит-монтмориллонит-гидрослюдистый, смешаннослойный, монтмориллонит-смешаннослойный и каолинит-смешаннослойный².

По составу глинистых минералов все изученные отложения подразделяются на две части: нижнюю, включающую меловые и палеогеновые породы, и верхнюю, охватывающую неогеновые отложения (фиг. 1). В меловых и палеоцен-эоценовых породах на общем гидрослюдистом фоне преобладают смешаннослойные минералы, значение которых в изученном регионе возрастает с запада на восток.

В Западно-Кубанском прогибе тонкопелитовая фракция этих пород сложена монтмориллонитовым, монтмориллонит-смешаннослойным и в значительно меньшей степени смешаннослойным комплексами глинистых минералов. На востоке региона (на Адыгейском выступе и в Восточно-Кубанском прогибе) доминирующее значение принадлежит смешаннослойному и каолинит-смешаннослойному комплексам глинистых минералов, причем последний вверх по разрезу замещается монтмориллонит-смешаннослойным. Повсеместно в виде примеси присутствует каолинит и в меньшем количестве — хлорит.

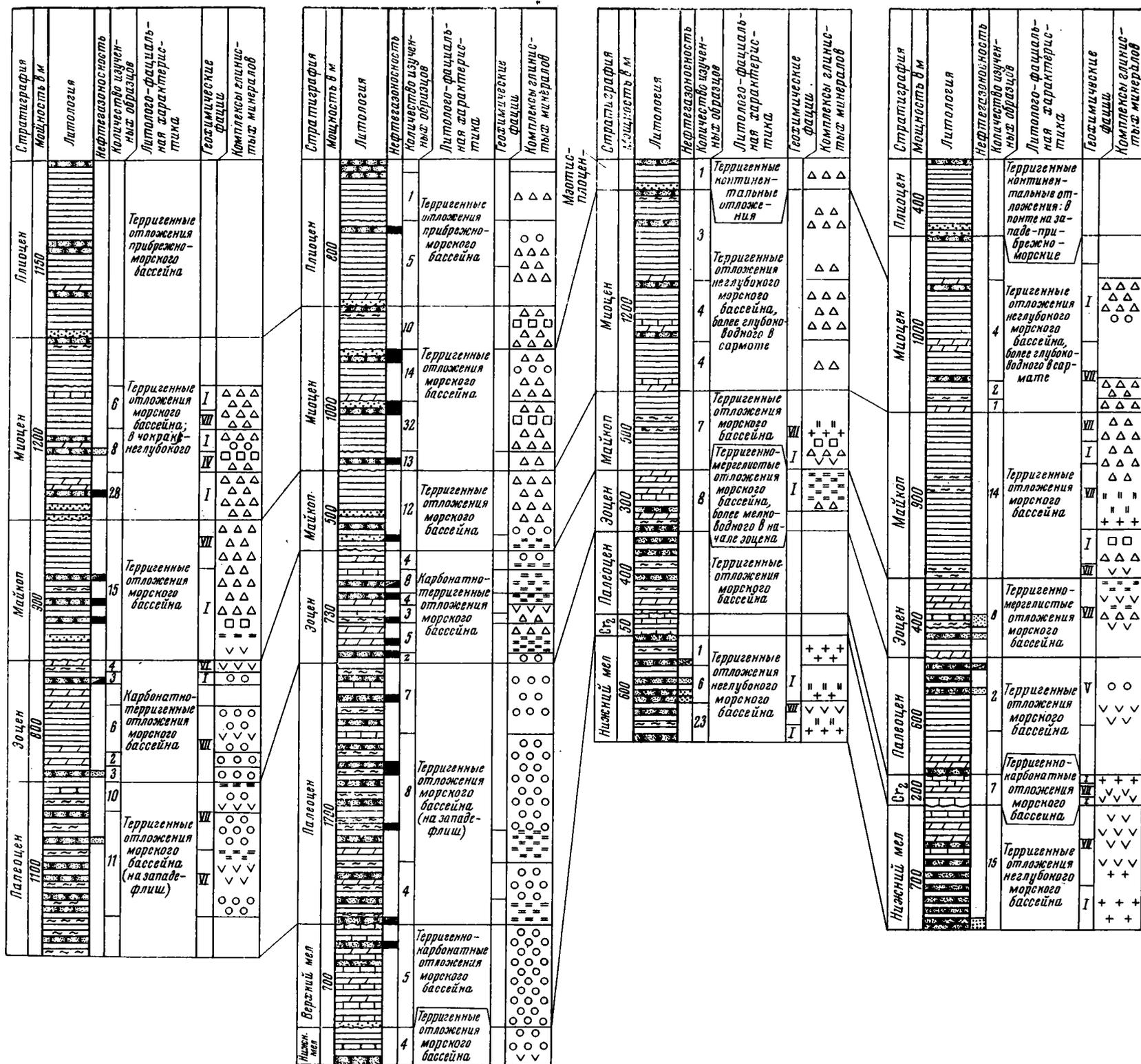
Майкопские отложения, главным образом их нижняя часть, являются верхней границей развития смешаннослойных минералов. Начиная с верхнего майкопа, во всех вышележащих отложениях неогена эти минералы почти полностью выпадают из состава тонкопелитовой фракции пород. Господствующим, повсеместно развитым комплексом становится монтмориллонит-гидрослюдистый с примесью каолинита и иногда хлорита. Значительно реже встречаются каолинит-монтмориллонит-гидрослюдистый и монтмориллонитовый комплексы.

Таким образом, для всей толщи меловых и палеогеновых отложений на общем гидрослюдистом фоне прослеживается закономерное увеличение с запада на восток количества смешаннослойных минералов и каолинита и уменьшение в этом же направлении содержания монтмориллонита. Для неогена характерно на том же гидрослюдистом фоне постоянное и повсеместное присутствие монтмориллонита, как породообразующего минерала, почти полное отсутствие смешаннослойных минералов и снижение значения каолинита, который встречается в большинстве случаев в виде примеси (см. фиг. 1).

Вопросы, связанные с происхождением нефти и газа, имеют чрезвычайно большое значение и рассматриваются в работах многих исследователей (В. А. Успенский, Н. Б. Вассоевич, И. О. Брод, Н. А. Еременко, В. В. Вебер, М. Ф. Двали, М. А. Калинин и др.). Ими установлено, что процессы битумообразования обусловлены целым рядом факторов, среди которых большое значение имеют геолого-геохимические условия накопления и захоронения органического вещества. Немаловажное значение при этом, как показали исследования последних лет (Фрост, 1945; Добрянский, 1948; Брукс, 1958; Богомолов, 1959; Богомолов и др., 1961, 1963; Клубова, 1965), имеет также и каталитическое участие природных глин. Кроме того, в ходе наших работ намечалось, что определенную роль в этих процессах играет и тип глинистых минералов, развитых в тонкопелитовой фракции нефтегазоносных отложений.

В настоящей работе мы поставили перед собой задачу проследить изменение характера органического вещества, рассеянного в меловых и палеоген-неогеновых отложениях южной части Азово-Кубанской впадины, в зависимости от состава глинистых минералов, слагающих их тон-

² Названия комплексов установлены по преобладающим глинистым минералам, являющимся породообразующими. Комплексы в большинстве случаев содержат кроме породообразующих небольшую примесь других глинистых минералов, развитых в регионе, которые в их наименованиях не отражены.



Фиг. 1. Распределение комплекса глинистых минералов в меловых и палеоген-неогеновых отложениях южной части Азово-Кубанской впадины

Комплексы глинистых минералов: 1 — монтмориллонитовый; 2 — монтмориллонит-гидрослюдистый, 3 — каолинит-гидрослюдистый, 4 — каолинит-монтмориллонит-гидрослюдистый, 5 — смешаннослойный, 6 — монтмориллонит-смешаннослойный, 7 — каолинит-смешаннослойный. Петрогазоносность, 8 — нефть, 9 — газ, 10 — газоконденсат. Геохимические фации: 11 — резко восстановительная, 12 — сидеритовая с пиритом, 13 — сидеритовая, 14 — пиритовая с глауконитом, 15 — глауконитовая с пиритом, 16 — глауконитовая.
Примечание: 1. Азовская зона, геохимические фации (сверху вниз): I, VI, VII, I, IV, VII, I, VI, I, V, VI, VI, I, V, VII, VII, VI, I, V, VII, VII, VI.
2. Геолого-геохимическая характеристика разрезов составлена по данным Д. В. Жабрева и Е. С. Ларской

копелитовую фракцию, и таким образом попытаться подойти к решению вопроса о влиянии этих минералов на процессы битумообразования.

На базе геолого-геохимических и битуминологических исследований, проведенных коллективом научных работников ВНИГНИ под руководством Д. В. Жабрева, в толще мезозойско-кайнозойских отложений нефтегазоносного Азово-Кубанского бассейна были установлены нефтематеринские свиты, к которым относятся: нижнемеловые, среднепалеоценовые (свита горячего ключа) и средне-верхнеэоценовые для восточной части региона и майкопские и средне-верхнемиоценовые для его западной части. Все эти отложения наиболее богаты рассеянным органическим веществом и характеризуются благоприятными геолого-геохимическими условиями для его накопления и преобразования в углеводороды. В этой толще отложений содержатся промышленные залежи нефти и газа, причем первые из них приурочены к палеоген-неогеновым отложениям, преимущественно Западно-Кубанского прогиба, вторые же — к меловым породам Адыгейского выступа и палеоцен-эоценовым отложениям Восточного-Кубанского прогиба.

Из перечисленных нефтегазоносных отложений нами было изучено 176 образцов керна глубоких скважин комплексом новейших методов для выявления состава глинистых минералов, слагающих их тонкопелитовую фракцию; кроме того, 39 образцов было подвергнуто химико-битуминологическим исследованиям в лабораториях ВНИГНИ под руководством К. Ф. Родионовой и Э. Д. Гимпелевич. Образцы для исследований были отобраны из скважин, расположенных на площадях, лишенных залежей нефти и газа, или находящихся за контуром нефтегазоносности. Битумный коэффициент этих пород не превышает 5%, вследствие чего битумы рассеянного органического вещества можно считать сингенетичными вмещающим их породам.

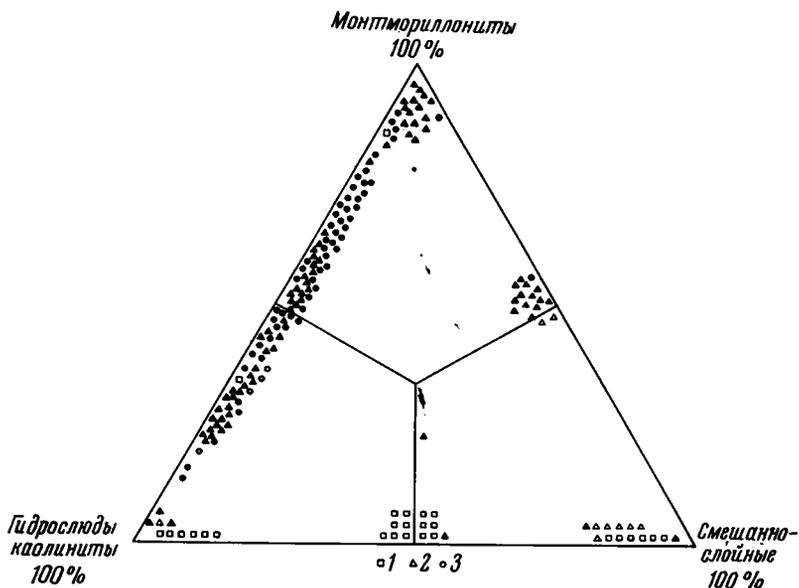
С целью выяснения влияния различных типов глинистых минералов на процессы битумообразования весь фактический материал был нами проанализирован в двух направлениях: во-первых, был выявлен минеральный состав глинистой части нефтеносных и газоносных пород и, во-вторых, была установлена зависимость величины и характера битуминозности этих отложений от типа глинистых минералов, слагающих их тонкопелитовую фракцию.

Минеральный состав глинистой фракции ($<0,001$ мм) нефтегазоносных пород показан на графике (фиг. 2). На этом графике четко проявляются различия нефтеносных и газоносных отложений. Первые характеризуются преобладанием разбухающих глинистых минералов (типа монтмориллонита), вторые — неразбухающих (гидрослюда, каолинит) и слаборазбухающих (типа смешаннослойных) минералов.

Приуроченность нефтеносности к глинистым толщам существенно монтмориллонитового состава была подмечена уже давно и освещена в работах как отечественных (Саркисян, 1958; Вебер, Горбунова, 1961; Носов, 1962; Носов, Владарская, 1964; Клубова, 1965), так и зарубежных (Weaver, 1960) исследователей.

Влияние минерального состава глинистой части нефтегазоносных отложений на процессы битумообразования наглядно проявляется и при сопоставлении состава глинистых минералов с величиной и характером битуминозности. На графике (фиг. 3) наблюдается относительно низкое суммарное количество битума «А» (хлороформенная + спиртобензольная части составляют 0,015—0,052%) в породах, тонкопелитовая фракция которых сложена преимущественно гидрослюдой и смешаннослойными минералами и значительное возрастание его (0,072—0,33%) в монтмориллонитовых или монтмориллонит-гидрослюдистых глинистых отложениях. При этом в первом случае битум более восстановленный (отношение хлороформенной части битума к спиртобензольной в среднем составляет 1,42), а во втором — менее восстановленный (отношение около 1).

Большая восстановленность битума «А» в слаборазбухающих и неразбухающих глинах выявляется и на графике (фиг. 4). Из него следует, что неразбухающие и слаборазбухающие глинистые породы характеризуются более высоким содержанием углеводов (55—75%) и пониженным количеством смол (25—40%) по сравнению с отложениями преимущественно монтмориллонитового состава. Содержание асфальтенов во всех породах не превышает 15%.



Фиг. 2. Минеральный состав глинистой части (фракция $<0,001$ мм) нефтегазоносных меловых и палеоген-неогеновых отложений
 1 — мел, 2 — палеоген, 3 — неоген; черная окраска — нефтеносные отложения, без окраски — газоносные отложения

Таким образом, намечается приуроченность повышенной суммарной битуминозности с относительно слабо восстановленным битумом к существенно монтмориллонитовым (разбухающим) глинам и, наоборот, более низкой битуминозности с более восстановленным битумом к гидрослюдистым (неразбухающим) и смешаннослоистым (слабо разбухающим) глинистым породам.

Выявленные особенности объясняются специфическими свойствами глинистых минералов, слагающих тонкопелитовую фракцию нефтегазоносных отложений. К ним относятся каталитическая активность глинистых минералов, их адсорбционная способность, а также поглощение и отдача при соответствующих условиях межслоевой воды.

Вопросу каталитического участия природных глин в процессах нефтеобразования посвящено много экспериментальных исследований (Лебедев, 1922; Зелинский, 1941; Фрост, 1945; Добрянский, 1948; Брукс, 1958; Богомоллов, 1959; Богомоллов и др., 1961, 1963; Клубова, 1965), в результате которых установлено, что глины принимают каталитическое участие в процессах превращения органического вещества в углеводороды. Диапазон реакций, в которых они участвуют, чрезвычайно широк и охватывает процессы полимеризации, гидрогенизации и многие другие. Глубина превращения органического вещества может быть весьма различной и зависит, кроме прочих факторов, от каталитических особенностей глин.

В настоящее время установлена прямая связь между каталитической активностью алюмосиликатов (в том числе и глин) и их обменной спо-

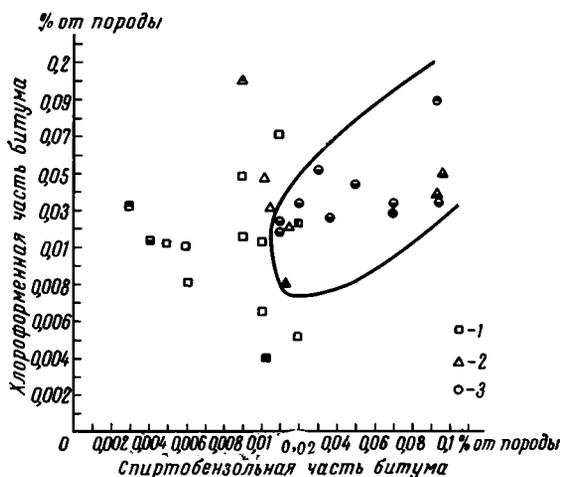
способностью (Баллод, Топчиева, 1951; Миессеров, 1953; Гансфорд, 1955; Неницеску, 1957; Фаркаш, 1957). Обменный процесс, а следовательно и каталитическая активность глин, вызывается целым рядом факторов, обусловленных особенностями структуры глинистых минералов. Эти факторы, согласно кристаллохимической концепции ионного обмена, следующие: 1) наличие разорванных связей, 2) изоморфизм, 3) частичный обмен водорода гидроксильных групп Al-октаэдров.

Влияние разорванных связей на обменную способность алюмосиликатов было установлено рентгенографическими исследованиями Э. Гофмана, У. Энделя и Д. Вильма (Hoffmann, Endell, Wilm, 1933) природных глин. Эти исследователи придавали большое значение наличию разорванных связей между кислородом и кремнием (Si—O—Si). Оборванные связи, как известно (Берлин, Звягин, 1957), возникают вследствие неполной компенсации сил связи для атомов, расположенных на поверхности частиц, что в свою очередь вызывает появление поверхностных сил, обуславливающих поглощение катионов. Поверхностные силы тем существеннее, чем больше удельная поверхность, т. е. чем выше дисперсность минералов.

Р. Митра и К. Раджагопалан считают, что обменная способность алюмосиликатов появляется не только в результате разрыва связи Si—O—Si, но также и связей Al—O и Al—OH. Такое заключение авторы основывают на повышенной способности тонко измельченного каолинита к извлечению катионов из растворов электролитов.

Изоморфизм, свойственный большинству глинистых минералов, нарушает нейтральность структуры. В связи с изоморфизмом различные атомы могут занимать структурно равноценные положения. При замещении катиона большего заряда катионом с меньшим зарядом образуется избыток отрицательного заряда, который компенсируется межслоевым или обменным катионом. Изоморфные замещения свойственны атомам и тетраэдрических, и октаэдрических положений; обменные катионы при этом обеспечивают общий баланс зарядов в решетке (Берлин, Звягин, 1957).

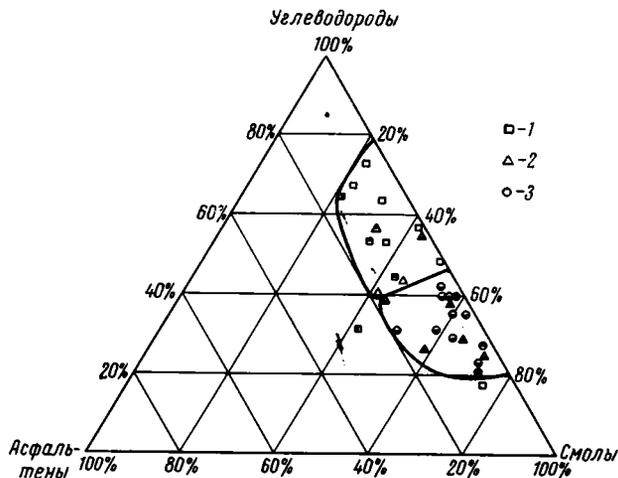
Катионный обмен частично может происходить в результате замещения катионами части атомов водорода гидроксильных групп, входящих в структуры глинистых минералов (Грим, 1959; Берлин, Звягин, 1957). Такие замещения наиболее вероятны для гидроксильных групп Al-октаэдров в связи с их амфотерным характером. Наиболее благоприятны для замещений группы OH, расположенные на внешних поверхностях силикатных слоев, которые существуют в двухэтажных каолинитовых пакетах. В трехэтажных монтмориллонитовых и гидрослюдистых слоях гидроксилы находятся внутри пакетов и трудно доступны для замещений.



Фиг. 3. Сопоставление комплексов глинистых минералов с содержанием битума «А» в нефтегазоносных нижнемеловых и палеоген-неогеновых отложениях

1 — нижний мел, 2 — палеоген, 3 — неоген. Комплексы глинистых минералов: сплошная черная окраска — монтмориллонитовый, черная окраска верхней половины знака — гидрослюдистый, черная окраска нижней половины знака — монтмориллонит-гидрослюдистый, черная окраска левой половины знака — каолинит-смешаннослойный, без окраски — смешаннослойный. Содержание битума приводится по данным К. Ф. Родионовой

Интересна в этом плане точка зрения К. Г. Миессерова (1953), который объясняет подвижность водорода слабостью связи Si—O—Al. По его представлениям, Al в этом комплексе недостаточно прочно связан с кислородом и в нем имеются еще остаточные силы сродства. Ими Al и связывается с гидроксильным остатком воды, что в свою очередь приводит к ослаблению связи гидроксила с водородом. Водород, становясь подвижным, получает возможность участвовать в реакциях обмена катионов и в каталитических реакциях превращения органических соединений с алюмосиликатами.



Фиг. 4. Сопоставление комплексов глинистых минералов с компонентным составом хлороформенной части битума «А» в нефтегазоносных нижнемеловых и палеоген-неогеновых отложениях

1 — нижний мел, 2 — палеоген, 3 — неоген. Комплексы глинистых минералов: сплошная черная окраска — монтмориллонитовый, черная окраска верхней половины знака — гидрослюдистый, черная окраска нижней половины знака — монтмориллонит-гидрослюдистый, черная окраска правой половины знака — каолинит-гидрослюдистый, черная окраска левой половины знака — каолинит-смешаннослойный, без окраски — смешаннослойный. Компонентный состав битума приводится по данным Э. Д. Гимпелевич

Таким образом, обменные свойства глинистых минералов и связанная с ними каталитическая активность, по-видимому, обуславливаются комплексом многих факторов, причем значение каждого из них для разных минералов различно. Для монтмориллонитов, гидрослюдов и смешаннослойных минералов (ряда гидрослюда — монтмориллонит) основными факторами являются: изоморфизм, характерный для них в широких масштабах, и поверхностное поглощение катионов, значительность которого определяется их высокой дисперсностью. Из этих трех минералов максимальной обменной, а следовательно, и каталитической способностью обладает монтмориллонит благодаря своей наибольшей дисперсности и способности своих слоев раздвигаться на различные расстояния. Гидрослюды характеризуются меньшей каталитической активностью, чем монтмориллониты. Смешаннослойные минералы ряда гидрослюда — монтмориллонит по каталитическим свойствам занимают промежуточное между ними положение, приближаясь то к одному, то к другому в зависимости от количества разбухающих (монтмориллонитовых) пакетов в решетке минерала.

Каолинит в большинстве случаев обладает минимальными каталитическими свойствами, так как он характеризуется наименьшей дисперсностью, наиболее сильными связями между слоями и почти совершенно

строгим химическим составом. Его каталитические свойства обусловлены главным образом поверхностными силами и обменной способностью водорода гидроксильных групп (ОН) силикатных слоев, большая часть которых расположена на их наружных поверхностях. Оба эти фактора тем значительнее, чем больше дисперсность каолинита.

Каталитическая активность глин в большой степени зависит от свойств поглощенных катионов, так как они определяют интенсивность сорбции, прочность связи катионов с сорбентом и интенсивность замещения.

Исследования А. Е. Ферсмана (1934), Н. И. Горбунова, И. Г. Цюрына (1945) показали, что различные катионы неравноценны в смысле активности (интенсивности сорбции). Наименьшей активностью обладают (или же совсем ее лишены) катионы одновалентных металлов. Двухвалентные катионы имеют уже некоторую активность, возрастающую по мере уменьшения радиуса катиона (от Ba^{2+} к Mg^{2+}); наибольшей активностью обладает водород (H^+), а также алюминий (Al^{3+}) и торий (Th^{4+}). Указанными исследователями было также установлено, что прочность связи с сорбентом катионов одной и той же валентности тем выше, чем больше их атомный номер.

Из приведенного следует, что наибольшей подвижностью характеризуются катионы водорода (H^+), они легко сорбируются глинами из растворов и также легко вновь участвуют в реакциях обмена, а следовательно, и в каталитических превращениях органического вещества.

Установлено, что глинистые минералы отличаются друг от друга по особенностям поглощения отдельных катионов. Различные глинистые минералы в породе будут селективно поглощать катионы, содержащиеся в поровых водах. Так, Шахтшабелем (Schachtschabel, 1940) было установлено, что если смесь монтмориллонита и мусковита обработана смесью щавелевокислых кальция и алюминия, то слюда сорбирует значительно больше NH_4^+ , а монтмориллонит — Ca^{2+} . Хендрикс и Александер (Hendricks, Alexander, 1940), изучая относительное поглощение Ce^{3+} и H^+ монтмориллонитом и иллитом (гидрослюдой), нашли, что первый преимущественно поглощает Ce^{3+} , а второй — H^+ .

Кроме того, исследованиями Керрола и Старкея (Carrol, Starkey, 1960) установлено, что монтмориллонит из морской воды преимущественно сорбирует катионы Mg^{2+} и Na^+ , а каолинит — Ca^{2+} .

Это позволяет предполагать, что гидрослюды при прочих равных условиях по сравнению с другими глинистыми минералами будут, по всей вероятности, избирательно сорбировать водород (H^+). Следовательно, гидрослюды благодаря избирательной сорбции, а каолиниты вследствие особенностей строения кристаллической решетки ($\text{Al} - \text{OH}$) могут содержать в поглощенном комплексе больше водорода, чем монтмориллониты.

В заключение приведенного обзора некоторых свойств глинистых минералов и особенностей катионов их поглощенного комплекса можно сделать следующие выводы:

1. Из всех глинистых минералов максимальной каталитической активностью обладает монтмориллонит, который вследствие этого будет способствовать наиболее глубокому преобразованию органического вещества.

2. Гидрослюды и особенно каолиниты обладают низкими каталитическими свойствами, поэтому глубина преобразования органического вещества с их участием при прочих равных условиях будет более низкой.

3. Смешаннослойные минералы (ряда гидрослюда — монтмориллонит) занимают промежуточное положение между гидрослюдой и монтмориллонитом, приближаясь то к одному, то к другому в зависимости от количества разбухающих (монтмориллонитовых) пакетов в решетке минерала.

4. Кристаллографические особенности каолинита и селективная сорбция гидрослюда обуславливают наличие в их решетке обменного водорода, который при прочих равных условиях должен содержаться в больших количествах, чем в монтмориллоните.

5. Ион водорода (H^+) в силу целого ряда причин (как было показано выше) является наиболее подвижным среди всех других катионов, поэтому он наиболее активно будет участвовать в обменных реакциях, а следовательно и в каталитических превращениях органического вещества, и благодаря своей химической природе обуславливать образование более восстановленных компонентов.

Последнее свойство иона водорода подтверждается экспериментально, в частности работами, проводимыми в последние годы в ИГиРГИ. Результаты термокатализа олеиновой кислоты на синтетических алюмосиликатах с протонной кислотностью и апротонном, проведенного группой проф. А. А. Петрова (1964), показывают, что насыщенность поглощенного комплекса катализатора водородом обуславливает образование большего количества углеводов: с участием алюмосиликата с протонной кислотностью из олеиновой кислоты образуется 43% углеводов (от катализата), а над апротонным алюмосиликатом — 35%.

Эти свойства глинистых минералов и их поглощенного комплекса, по всей вероятности, и обуславливают те особенности в характере битуминозности глинистых толщ различного минерального состава, которые наметились в результате наших исследований. Вероятно, монтмориллонитовые глинистые породы, характеризующиеся наиболее высокой каталитической активностью в комплексе с благоприятными геохимическими условиями способствуют более глубокому преобразованию органического вещества, обуславливая высокую битуминозность вмещающих отложений (см. фиг. 3, 4).

Каолиниты же и гидрослюды, а также и смешаннослойные минералы (с резким преобладанием гидрослюдистых пакетов в кристаллической решетке), обладающие низкой каталитической активностью, обуславливают пониженную битуминозность содержащих их пород, но наличие в их поглощенном комплексе подвижного водорода способствует образованию более восстановленных битумов (см. фиг. 3, 4).

Исходя из этого можно предположить, что преобладание каолинита и гидрослюда в глинистой части пород должно быть благоприятно для образования газа (возможно и легкой нефти), а монтмориллонита, способствующего глубокому преобразованию органического вещества, — для образования нефти. Поэтому наметившаяся, по нашим исследованиям, тенденция раздельной приуроченности нефтеносных отложений к разбухающим (существенно монтмориллонитовым) глинистым толщам, а газоносных — к неразбухающим глинам, по всей вероятности, не является случайной, а обусловлена совокупностью факторов, в числе которых немаловажную роль играют структурные особенности глинистых минералов.

Обнаруженная тенденция приуроченности газоносных свит к неразбухающим глинистым толщам устанавливается и на материале Восточного Предкавказья. В Астраханской области, в районах Астрахань, Джанай и Артезиан, меловые и юрские породы содержат в своей тонкопелитовой фракции в пороодообразующих количествах каолинит, гидрослюду и иногда смешаннослойные минералы (Влодарская, Котельников, 1960). На ближайших к указанному району площадях в синхроничных отложениях найдены промышленные залежи газа, месторождения же нефти не обнаружены.

Следует заметить, что наметившаяся связь газоносности с неразбухающими глинами не является единственно возможной. Как известно, в природе наблюдаются чрезвычайно разнообразные условия. Возможно, например, развитие монтмориллонитовых глин, в поглощенном ком-

плексе которых преобладает «подвижный» ион водорода. Такие глинистые толщи при наличии прочих благоприятных условий, вероятно, должны способствовать как наиболее глубокому превращению органического вещества, так и образованию восстановленных компонентов, а следовательно, и обуславливать возникновение газонефтяных флюидов. Кроме того, частое присутствие гидрослюд и примеси каолинита в глинистых толщах существенно монтмориллонитового состава также способствует образованию восстановленных компонентов и, следовательно, благоприятствует возникновению попутного газа. Если учесть, что такие условия в природе существуют часто, то становится вполне объяснимым широкое сопровождение процессов нефтеобразования газообразованием.

Исходя из этого, нет оснований считать, что газообразование происходит только в неразбухающих глинистых породах; вероятно, развитие этого процесса возможно в любых глинистых отложениях при условии повышенного содержания в поглощенном комплексе слагающих их минералов «подвижного» иона водорода.

Таким образом можно сделать вывод, что характер образующихся битумов зависит, кроме прочих факторов, и от состава катионов поглощенного комплекса глинистых пород.

Небезынтересна приуроченность нефтеносности к монтмориллонитовым или монтмориллонит-гидрослюдистым толщам и в свете других свойств глинистых минералов. Как известно, монтмориллониты кроме высокой каталитической активности характеризуются также и высокими сорбционными свойствами. Установлено, что монтмориллониты, в отличие от неразбухающих глинистых минералов поглощают и выделяют слабосвязанную (межслоевую) воду (Чухров, 1955; Грим, 1959), а также сорбируют и органические жидкости, которые в процессе сорбции на поверхности базальных плоскостей монтмориллонита вытесняют межслоевую воду (Bradley, 1945) в поровые пространства породы. В литогенезе поровая вода выжимается, причем отжатие воды из неразбухающих (каолинитовых и гидрослюдистых) глин протекает быстро, а в разбухающих (монтмориллонитовых) глинистых толщах затягивается на длительное время (Ломтадзе, 1955), продолжаясь в зоне катагенеза.

В последнее время ряд исследователей считает, что образование нефтяных битумов в основной своей массе приурочено к зоне больших глубин. Например, по представлениям Н. Б. Вассоевича и С. Г. Неручева (1964), возникновение «микронепти» происходит в две стадии: 1) в стадию седиментогенеза и диагенеза и 2) в значительно большей степени в стадию катагенеза. Исходя из этих представлений, можно предполагать, что образование значительной части углеводородов и отжатие больших объемов воды в разбухающих глинах совпадает по времени, что может способствовать миграции углеводородов из нефтематеринских свит.

В связи с этим становится более понятной намечающаяся, по нашим исследованиям, приуроченность нефтеносных свит к глинистым отложениям существенно монтмориллонитового состава (см. фиг. 2).

В неразбухающих (каолинит-гидрослюдистых) глинистых толщах большая часть поровой воды уйдет после небольшого погружения и до того, как образуется основная часть углеводородов. По представлениям Уивера (1960), такие формации, как сланец Chattanooga и сланец Green River, содержащие очень мало разбухающих глин, являются битуминозными сланцами именно потому, что к тому времени, когда образовалась нефть, в них не осталось достаточного количества воды, необходимой для удаления микронепти из породы. Это положение, по-видимому, объясняет, почему в природе широко развиты битуминозные сланцы, в которых, по выражению В. А. Вернадского (1934), содержится больше нефти, чем в залежах.

ЛИТЕРАТУРА

- Андреев П. Ф., Богомолов А. И., Добрянский А. Ф. Превращения нефти в природе. Под ред. Добрянского. Гостоптехиздат, 1958.
- Баллод А. П., Тоичиева К. Б. Природа каталитического действия алюмосиликатов. Успехи химии, т. XX, вып. 2, 1951.
- Берлин Т. С., Звягин Б. Б. Исследование обменной способности глин. Методическое руководство по петрографо-минералогическому изучению глин. Составлено коллективом авторов под руководством М. Ф. Викуловой. Госгеолтехиздат, 1957.
- Богомолов А. И. Каталитические свойства природных глин. Тр. ВНИГРИ, вып. 132, 1959.
- Богомолов А. И., Смирнова А. И. Каталитические свойства природных глин, содержащих микроскопическую влагу. Тр. Всес. нефт. н.-и. геол.-разв. ин-та, вып. 174, геохим. сб., № 7, 1961.
- Богомолов А. И., Хотынцева Л. И. Низкотемпературные каталитические превращения органических соединений над глиной. Тр. Всес. нефт. н.-и. геол.-разв. ин-та, вып. 212, геохим. сб., № 8, 1963.
- Брукс Б. Т. Происхождение нефти. Химия углеводородов нефти, т. 1, гл. VI. Гостоптехиздат, 1958.
- Вассоевич Н. Б., Неручев С. Г. Возникновение, последующая эволюция и первичная миграция микронефти. В кн. «Междунар. геол. конгр., XXII сес. Докл. сов. геологов. Геология нефти». Изд. «Наука», 1964.
- Вебер В. В., Горбунова Л. И. О роли минералогического состава пелита в процессах битумообразования. Сов. геология, № 11, 1961.
- Вернадский В. И. Очерки геохимии. ОНТИ, 1934.
- Влодарская В. Р., Котельников Д. Д. Глинистые минералы меловых отложений Северо-Западного Прикаспия. Геология нефти и газа, № 9, 1960.
- Горбунов Н. И., Цюрупа И. Г. Обменная адсорбция катионов при различном соотношении раствора и твердой фазы. Почвоведение, № 7, 1945.
- Грим Р. Е. Минералогия глин. Изд. иностр. лит., 1959.
- Добрянский А. Ф. Геохимия нефти. Гостоптехиздат, 1948.
- Зелинский Н. Д. Избр. труды, т. I. Изд. АН СССР, 1941.
- Клубова Т. Т. Роль глинистых минералов в преобразовании органического вещества и формировании порового пространства коллекторов. Изд. «Наука», 1965.
- Лебедев С. В. К вопросу полимеризации этиленовых соединений. Докл. на III Менделеевском съезде, 1922.
- Ломтадзе В. Д. Стадии формирования свойств глинистых пород при их литификации. Докл. АН СССР, т. 102, № 4, 1955.
- Миессеров К. Т. Природа активных центров алюмосиликатных катализаторов. Успехи химии, т. XXII, вып. 3, 1953.
- Неницеску К. Д. Реакции, протекающие путем переноса гидрит-иона, в химии углеводородов. Успехи химии, т. XXVI, вып. 4, 1957.
- Носов Г. И. Монтмориллонитизация гидрослюд как диагностический признак грейчичных нефтеносных свит Дагестана. Изв. АН СССР, Сер. геол., № 10, 1962.
- Носов Г. И., Влодарская В. Р. Соотношения глинистых минералов и органического вещества в нефтематеринских отложениях южного борта Азово-Кубанского прогиба. Литология и полезн. ископ., № 2, 1964.
- Петров А. А., Бедов Ю. А., Пустильникова С. Д., Оситянская Л. З. Получение нефтяных углеводородов из жирных кислот термокаталитическим путем. Термокаталитическое превращение сленновой кислоты. В сб. «Среда и процессы нефтеобразования». Изд. «Наука», 1964.
- Саркисян С. Г. О глинистых минералах нефтеносных отложений СССР. Материалы по геол., минералогии и использованию глин в СССР. Изд. АН СССР, 1958.
- Фаркаш А. Физическая химия углеводородов. Пер. с англ. Гостоптехиздат, 1957.
- Ферсман А. Е. Геохимия, т. 1. ОНТИ, 1934.
- Фрост А. В. Роль глин при образовании нефти в земной коре. Успехи химии, т. 14, вып. 6, 1945.
- Чухров Ф. В. Коллоиды в земной коре. Изд. АН СССР, 1955.
- Bradley W. E. Diagnostic criteria for clay minerals. Amer. Mineralogist., v. 30, 1945.
- Carroll D., Starkey H. C. Effect of sea-water on clay minerals. Proc. 7th Nat. Conf. Clays and Clay Minerals. London, 1960.
- Hendricks S. B., Alexander L. J. A qualitative Colour test for the montmorillonite type of clay minerals. J. Amer. Soc. Agron., v. 32, 1940.
- Hoffman U., Endell K., Wilm D. Kristallstruktur und Quellung von Montmorillonit. Z. Kristallogr., Bd. 86, 1933.
- MacEwan D. M. C. Identification of the montmorillonite group of minerals by X-rays. Nature, v. 154, 1944.
- Schachtschabel P. Untersuchungen ueber die Sorption der Tonmineralien und organischen Bodenkolloide und die Bestimmung des Anteils dieser Kolloide an der Sorption in Boden. Kolloid-Beih. Bd. 51, 1940.
- Weaver C. S. Possible use of clay minerals in search for oil. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, No. 9, 1960.

УДК 552.578

ВТОРИЧНЫЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА В РАЗЛИЧНЫХ ФАЦИАЛЬНЫХ УСЛОВИЯХ

П. П. ТИМОФЕЕВ, Л. И. БОГОЛЮБОВА

1. ВВЕДЕНИЕ

Комплексное литолого-фациальное изучение отложений угленосных формаций СССР и петрографическое исследование заключенных в них углей показало, что растения-торфообразователи, попадая в различные палеогеографические обстановки осадконакопления с определенным геотектоническим режимом, претерпевают неодинаковые превращения. Вследствие этого возникают угли с различной структурой вещества углеобразующих микрокомпонентов (телинитовой и коллинитовой в широком смысле слова), независимо от его типа.

Тип вещества угля (гелефицированное, гелефюзенизированное, гелефюзеноподобное, фюзенизированное) является результатом изменения фаций торфонакопления на фоне общей палеогеографической обстановки и связывается прежде всего с колебанием степени обводненности и проточности болота. Новое направление в изучении угля, при котором угольный пласт рассматривается как закономерное звено в угленосной формации, позволило сформулировать основные принципы генетической классификации углей и построить классификацию последних (Тимофеев, 1952, Тимофеев, Боголюбова, 1965). Классификация характеризуется определенным расположением и соотношением генетических типов и теми палеогеографическими обстановками и фациями торфонакопления, в которых происходило их формирование.

Каждый генетический тип угля, таким образом, является конкретным выражением сочетания определенных первичных факторов, вытекающих из общих условий осадконакопления, характерных для того или иного этапа развития угленосной формации или для всей формации в целом.

В свете дальнейшего развития идей относительно преобразования растительного материала в отложениях угленосных формаций, наши исследования были распространены и на рассеянное в породах органическое вещество. При этом была поставлена задача, касающаяся выяснения влияния литологического и фациального типа породы на характер изменения органического вещества после его захоронения. Материалом изучения послужила гелефицированная древесина различной стадии углефикации — от торфяной до жирной, выделенная из ряда литологических типов пород, принадлежащих к отложениям дельтовых, русловых, пойменных, озерно-болотных и болотных фаций. К дельтовым фациям относятся крупнозернистые песчаники, более или менее отсортированные, обогащенные алеврито-глинистым материалом. Отложения русловых фаций включают мелкозернистые гравелиты и крупнозернистые песчаники с ритмической сортировкой зерен, некоторым содержанием среднезернистого песчаника и практически лишённые примеси

более тонкого материала. Песчаники мелкозернистые алевроито-глинистые, алевролиты глинистые и аргиллиты накапливались в озерно-болотных, а некоторые аргиллиты — в условиях пойменных фаций. Угли в основном принадлежат отложениям сильно обводненных застойных торфяных болот.

С целью выяснения влияния литологического и фациального типа породы на изменение органического вещества, исследовалась гелефицированная древесина одинакового исходного материала (обычно хвойных) близкой степени разложения в пределах одной стадии углефикации. Древесина выделена из смежных или близко расположенных по разрезу слоев, представленных различными литологическими и фациальными типами пород. Образцы древесины свежие, не подвергшиеся вторичному окислению или выветриванию.

2. ИЗМЕНЕНИЕ ПЕТРОГРАФИЧЕСКИХ ПРИЗНАКОВ ГЕЛЕФИЦИРОВАННОЙ ДРЕВЕСИНЫ В ЗАВИСИМОСТИ ОТ ЛИТОЛОГИЧЕСКИХ И ФАЦИАЛЬНЫХ ТИПОВ ПОРОД НА РАЗНЫХ СТАДИЯХ УГЛЕФИКАЦИИ

В табл. 1 сведены основные петрографические признаки гелефицированной древесины на разных стадиях углефикации, выделенной из различных литологических типов пород, принадлежащих озерно-болотной фации, и углей, относящихся к различным фациям болотной группы. Основные отличия гелефицированной древесины, выделенной из озерно-болотного песка и песчаника, глины и аргиллита, а также торфа и угля в пределах каждой стадии углефикации проявляются под микроскопом в цвете ее вещества. Так, например, древесина, выделенная из торфа, в проходящем свете имеет буровато-коричневый цвет, а из песка — коричневый. В отраженном свете это сказывается на посветлении вещества древесины из торфа по сравнению с выделенной и песка, которая имеет интенсивно серый цвет. Древесина из землистого бурого угля, из песка и глины, залегающих смежными слоями, в разрезе имеет неодинаковые оттенки бурого цвета в проходящем свете и темно-серого — в отраженном. Примерно такие же изменения цвета вещества древесины, захороненной в различных породах, в том числе и в угле, отмечаются и на более высоких стадиях углеобразовательного процесса.

Цвет древесины в образце из песка, глины и торфа не различается. Во всех случаях она имеет коричневую окраску. То же относится и к древесине стадии землистого бурого, газового и жирного угля. На стадии твердого бурого угля древесина из песка имеет темно-бурю окраску, из аргиллита — черно-бурю, из угля — черную с буроватым оттенком.

Как на стадии углефикации твердого бурого угля, так и газового, древесина из соответствующих песчаников, аргиллитов и углей различается по интенсивности или характеру блеска.

Структура древесины под микроскопом, т. е. степень сохранности клеточного строения ткани в пределах каждой данной стадии углефикации независимо от литологического и фациального типа породы и при прочих равных условиях (исходный материал, условия разложения в торфогенном слое и т. д.) остается примерно одинаковой. Но если сравнивать между собой структуру древесины, находящейся на разных стадиях углефикации, то оказывается, что начиная от торфа и далее, т. е. с повышением углефикации древесины, структура ткани становится все менее и менее выраженной. Если на торфяной стадии древесина чаще всего принадлежит ксилену, то на каменноугольной она обнаруживается в основном в форме структурного, скрытоструктурного и бесструктурного витрена. Явление уменьшения структурности древесины в смысле сохранности клеточного строения ткани при повышении стадии углефикации М. Тайхмюллер связывает с влиянием увеличения давления

Таблица 1

Петрографические признаки гелефицированной древесины из пород, углей и торфа на разных стадиях углефикации

Стадии углефикации		Торфяная			Землистого бурого угля			Твердого бурого угля			Газового угля			Жирного угля				
		песок	глина	торф	песок	глина	уголь	песчаник	аргиллит	уголь	песчаник	аргиллит	уголь	песчаник	аргиллит	уголь		
Петрографические признаки гелефицированной древесины	Макроскопические	Степень и характер блеска	Матовый			Матовый			Матовый	Полуматовый	Полублестящий	Блестящий со смолистым характером	Блестящий с жирным характером	Блестящий со стеклян-ным харак-тером	Блестящий со стеклян-ным блеском			
		Цвет	Коричневый			Бурый			Темно-бурый	Буро-черный	Черный с буроватым оттенком	Черный			Черный			
		Структура	Волокнистая			Волокнистая			Волокни-стая	Бесструктурная		Бесструктурная			Бесструктурная			
	Микроскопические	проходящий свет	Цвет	Корич-невый	—	Буровато-коричне-вый	Корич-нево-бурый	Бурый	Оранжево-бурый	Оранжево-буроватый	Буровато-оранжевый	Буровато-красновато-оранжевый	Краснова-то-оранже-вый	Оранжево-краснова-тый	Оранжево-красный	Красный	Интенсив-но-красный	Винно-крас-ный
		отраженный свет	Цвет	Интен-сивно-серый	—	Менее интен-сивно-серый	Темно-серый	Менее темно-серый	Переход-ный от темно-серого к серому	Переход-ный от темно-серого к серому	Близикий к серому	Серый	Переход-ный от серого к светло-серому	Близикий к светло-серому	Близикий к светло-серому	Близикий к светло-серому	Светло-серый	
		Структура	Ксиленовая			Ксиленовая, переходная к ксиловитреновой			Ксиловит-реновая, переходная в структур-но-вitre-новую	Структурно-вitreновая и скрыто-структурно-вitreновая						Скрыто-структурно-вitreновая и бесструктурная		

и температуры и обозначает термином «витренизация», а Ван-Кревелен (Krevelen, 1951—1952) это явление называет «коллинизацией» («collinisation»).

Характер структуры древесины в образце позволяет отнести ее к стадии землистого бурого угля, а также торфа или к стадии твердого бурого угля и выше. В первом случае древесина по структуре волокнистая, во втором — бесструктурная.

Изложенное позволяет сделать вывод, что из всех перечисленных в табл. 1 петрографических признаков цвет вещества гелефицированной древесины в проходящем и отраженном свете довольно четко фиксирует особенности изменения древесины в зависимости от литологического и фациального типа отложений на каждой стадии углефикации, а также и изменения, возникающие при повышении углефикации. Другие признаки не имеют универсального значения и могут рассматриваться как дополнительные в ряде конкретных случаев. К ним относится, например, степень и характер блеска образца древесины из песчаника, аргиллита и угля на стадии твердого бурого угля и газового, а также цвет древесины на стадии твердого бурого угля.

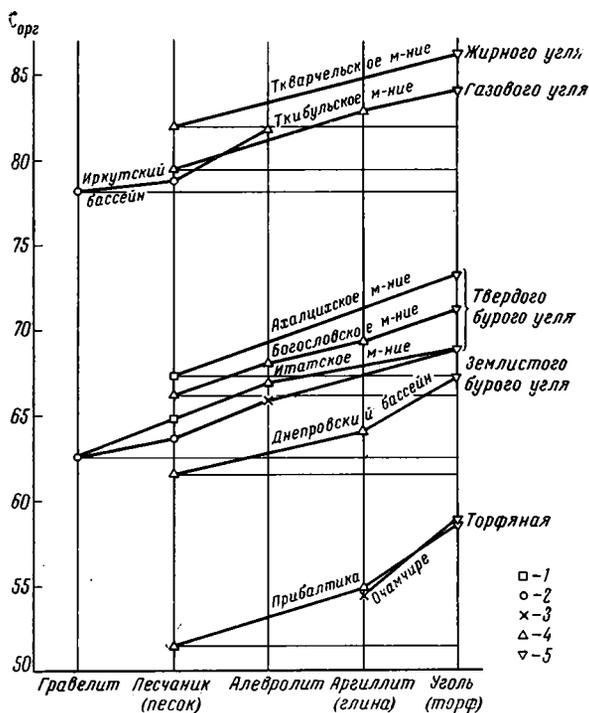
Различную окраску и блеск гелефицированной древесины, выделенной из песчаников и аргиллитов, наблюдал и Я. М. Черноусов (1959) при изучении углей месторождения восточного склона Урала. З. В. Ергольская (1932) отмечала, что витрен из угля Прокопьевского месторождения Кузбасса имеет сильный блеск, приближающийся к металлическому, в то время как витрен из углистого аргиллита Минусинского бассейна характеризуется сильным, но жирным блеском.

3. ИЗМЕНЕНИЕ ХИМИЧЕСКИХ СВОЙСТВ И ВЕЛИЧИНЫ ОТРАЖАТЕЛЬНОЙ СПОСОБНОСТИ ГЕЛЕФИЦИРОВАННОЙ ДРЕВСИНЫ В ЗАВИСИМОСТИ ОТ ЛИТОЛОГИЧЕСКИХ И ФАЦИАЛЬНЫХ ТИПОВ ПОРОД НА РАЗНЫХ СТАДИЯХ УГЛЕФИКАЦИИ

Изменения древесины, выделенной из разных литологических и фациальных типов пород на различных стадиях углеобразовательного процесса, которые проявились в ряде петрографических признаков, обнаруживаются еще более отчетливо и в элементарном составе. Особенно характерны различия в содержании углерода и кислорода, рассчитанные на органическую массу древесины. Это было подмечено авторами еще при исследовании гелефицированной древесины Ангренского месторождения (Тимофеев, Боголюбова, 1963). Содержания водорода не показывают закономерных различий, что, очевидно, объясняется стабильностью этого элемента в структурной формуле вещества гелефицированной древесины.

Особенности изменения гелефицированной древесины из разных литологических и фациальных типов пород и углей различных фаций по стадиям углефикации с точки зрения ее элементарного состава показаны на диаграммах (фиг. 1, 2). Из диаграмм видно, что на всех стадиях углефикации, начиная от торфяной и кончая стадией жирного угля, в элементарном составе гелефицированной древесины, выделенной из ряда песчаник — алевролит — аргиллит, принадлежащих к одноименным фациям, и угля болотной фации, отмечается неуклонное увеличение углерода и уменьшение кислорода. Так, например, на стадии торфа содержание углерода в гелефицированной древесине, выделенной из озерно-болотного песка, составляет 51,28%, содержание кислорода — 42,16%. В гелефицированной древесине из глины той же озерно-болотной фации углерода содержится больше (54,70%), а кислорода меньше (39,06%). Еще больше углерода оказывается в гелефицированной древесине, выделенной из торфа (58,48%), и соответственно отмечается уменьшение кислорода (до 35,72%). Та же закономерность наблюдается и на любой другой стадии углефикации.

Если сравнить гелефицированную древесину, изменение которой было связано с захоронением ее в русловых отложениях гравелитов и песчаников, что хорошо видно на примере Итатского месторождения, то при одной и той же стадии углефикации углерода в древесине из гравелита оказывается меньше (62,52%), а кислорода больше (33,04%) по сравнению с выделенной из песчаника, содержащей углерода 63,30%, а кислорода 32,12%. Следовательно, при прочих равных условиях содержание углерода и кислорода в гелефицированной древесине зависит от

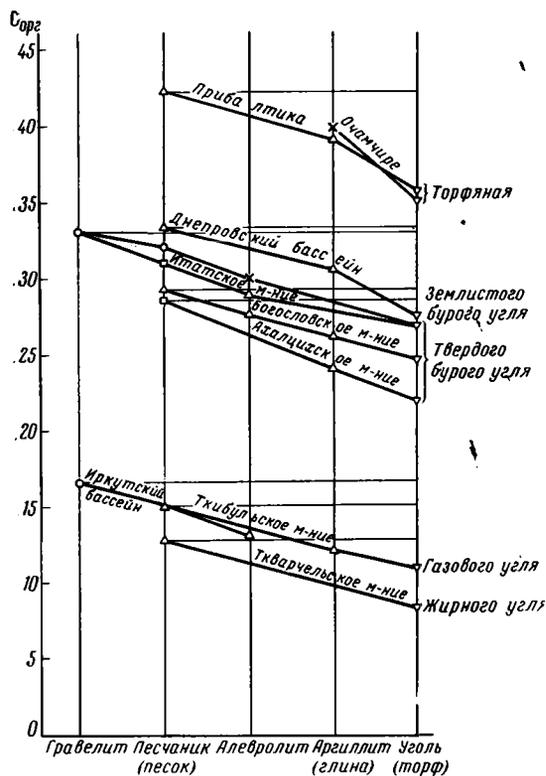


Фиг. 1. Изменение содержания $C_{орг}$ (%) в гелефицированной древесине на разных стадиях углефикации в зависимости от среды захоронения
Отложения: 1 — дельтовые; 2 — русловые; 3 — пойменные; 4 — озерно-болотные; 5 — болотные

литологического типа породы, ее захоронившего. Увеличение содержания углерода и уменьшение кислорода в древесине, выделенной из ряда песчаник — аргиллит, указывает на то, что изменения ее элементарного состава связаны с гранулометрическим спектром литологических типов пород, в которых она была захоронена. Это подтверждается и данными более глубокого химического исследования гелефицированной древесины, которые были получены П. С. Софиевым, И. А. Горленко и И. Н. Семашовой (1963) по Ангренскому месторождению. В этих данных обращает на себя внимание более высокое содержание реактивного кислорода и карбоксильных групп в гелефицированной древесине из озерно-болотного песчаника по сравнению с выделенной из аргиллита, принадлежащего той же фации. Древесина также характеризуется различным содержанием гуминовых кислот, их порогом агрегации и оптической плотностью в зависимости от среды захоронения.

До сих пор сравнивались химические свойства гелефицированной древесины, выделенной из различных литологических типов пород одноименных фаций и угля болотной фации. Теперь посмотрим, как же зависят ее свойства, если изменение было связано с одинаковыми литоло-

гическими типами пород, но разными фациями. Оказывается, например, в Итатском месторождении древесины на стадии твердого бурого угля (см. фиг. 1, 2) из дельтового песчаника содержит больше углерода — 64,70% и меньше кислорода — 30,94% по сравнению с выделенной из руслового песчаника, в которой углерода 63,30% и кислорода 32,12%. В древесине из пойменного алевролита содержится меньше углерода



Фиг. 2. Изменение содержания $C_{орг}$ (%) в гелефицированной древесине на разных стадиях углефикации в зависимости от среды захоронения
Условные обозначения см. на фиг. 1

и больше кислорода, чем в древесине, изменения которой были связаны с алевролитами озерно-болотной фации. Более значительная разница в содержаниях углерода и кислорода в гелефицированной древесине из угля и песчаника Ахалцихского месторождения (табл. 2) объясняется фациальными особенностями дельтовых песчаников, захоронивших древесину. Песчаники, в которых происходило изменение древесины той же стадии углефикации по другим месторождениям (Богословское, Ангренское), принадлежат озерно-болотным отложениям. Во всех случаях в гелефицированной древесине из любого литологического типа породы, любой фации содержится меньше углерода и больше кислорода, чем в гелефицированной древесине, выделенной из торфа и угля, принадлежащего болотной фации.

Обнаруживается также повышенное содержание углерода и пониженное кисл

орода в древесине из алевролитов, сильно сидеритизированных по сравнению с древесиной из обычных алевролитов и даже из угля. Так, на стадии твердого бурого угля в древесине из сидеритизированного алевролита (Волчанское м-ие, Урал) содержится углерода 73,91%, кислорода 20,41%, в то время как в древесине из обычного алевролита углерода — 69,53%, кислорода — 25,45%, а в древесине из угля соответственно — 71,12% и 24,16%.

Следовательно, фациальные условия могут ослаблять или усиливать влияние литологического типа породы на изменение химических свойств гелефицированной древесины. Таким образом, при прочих равных условиях химические свойства гелефицированной древесины являются функцией двух переменных: литологического типа породы, в котором она была захоронена, и фациальных условий, где происходило накопление осадков этих типов.

Исследования показали, что различия в химических свойствах гелефицированной древесины от среды захоронения с повышением стадии углефикации постепенно уменьшаются (см. табл. 2, фиг. 1, 2). Так, разница в содержании углерода и кислорода в гелефицированной дре-

Различие в свойствах гелефицированной древесины на разных стадиях углефикации в зависимости от среды захоронения

Месторождение, бассейн	Стадия углефикации	Песчаник и уголь		Аргиллит и уголь		Песчаник и уголь R _{макс}
		C _{орг.} %	O _{орг.} %	C _{орг.} %	O _{орг.} %	
Очамчире	Торфяная	—	—	4,53	4,68	0,04
Прибалтика		7,20	6,44	3,78	3,34	
Днепровский	Землистого бурого угля	5,54	5,78	3,06	3,25	0,06
Ахалцихское	Твердого бурого угля	5,95	6,37	2,20	1,93	0,15
Ангренское		5,20	5,10	2,18	1,67	—
Богословское		5,01	4,58	1,93	1,44	0,13
Ткибульское	Газового угля	4,48	4,22	1,27	1,11	0,17
Ткварчельское	Жирного угля	3,94	4,49	—	—	0,23

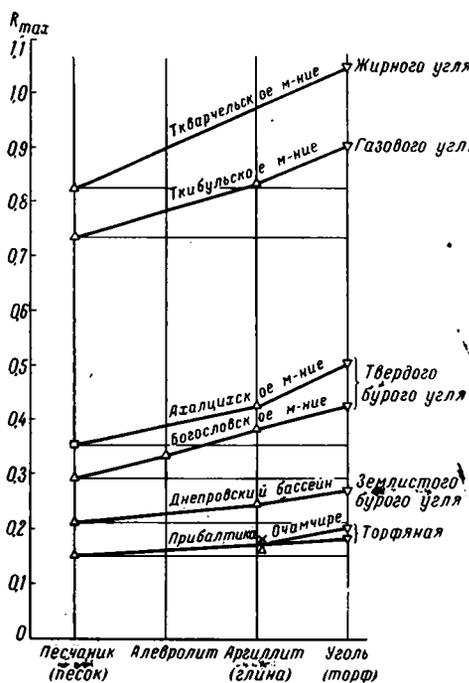
весине, выделенной из озерно-болотного песка и торфа, равна соответственно 7,20 и 6,44%. На стадии газового угля эта разница становится меньше: 4,48% по углероду и 4,22% по кислороду. Если сравнить гелефицированную древесину на той же газовой стадии, но выделенной из озерно-болотного аргиллита и угля, то разница в содержании углерода и кислорода оказывается уже небольшой — 1,27 и 1,11%. На диаграммах (см. фиг. 1, 2) уменьшение различий в свойствах гелефицированной древесины с ее углефикацией подчеркивается выполаживанием линий, показывающих изменение углерода и кислорода, связанное со средой захоронения.

Выявленная разница в содержании углерода и кислорода в гелефицированной древесине из различных литологических и фациальных типов пород позволяет внести ряд существенных поправок в определение стадии углефикации древесины по данным элементарного анализа. Из диаграмм (см. фиг. 1, 2) видно, что на каждой стадии углефикации (особенно низкой) гелефицированная древесина по содержанию углерода и кислорода из песчаника того или иного фациального типа очень близка к гелефицированной древесине из угля предыдущей стадии углефикации. Так, например, древесина из озерно-болотного песка (Днепровский бассейн) на стадии землистого бурого угля по элементарному составу оказывается ближе к торфу, чем к землистому бурому углю. Нагляднее пример с древесиной из озерно-болотного песчаника на стадии твердого бурого угля (Богословское месторождение), которая, как видно из диаграмм, по содержанию углерода и кислорода относится к стадии углефикации не твердого бурого угля, а землистого. Гелефицированная древесина из руслового гравелита Итатского месторождения, угли которого принадлежат к твердым бурым, даже не достигла еще стадии углефикации землистого бурого угля. Таким образом, влияние литологического и фациального типа породы на изменение элементарного состава древесины определяется в ряде случаев масштабом более одной стадии углефикации.

В свете полученных данных при прогнозе стадий преобразования осадочных пород по рассеянному в нем органическому веществу, а также при прогнозе качества углей и нефтеносности необходимо учитывать литологический и фациальный типы породы, к которым она была приурочена. Особенно это важно при прогнозе нефтеносности, так как последняя связана с очень узким диапазоном стадий изменения пород, соответствующим содержанию свободного углерода в органическом веществе всего лишь от 50 до 65% (Fuller, 1919, 1920).

Выявленная зависимость химических свойств гелефицированной древесины от среды захоронения очень отчетливо проявляется и в величине ее отражательной способности¹.

Как видно из сравнения диаграмм (фиг. 1, 3), в изменении (от среды захоронения) отражательной способности гелефицированной древесины обнаруживается та же закономерность, что и в изменении содержания углерода в ней. Следовательно, при прочих равных условиях величина отражательной способности гелефицированной древесины также зависит от среды ее захоронения. И эта зависимость при увеличении стадии углефикации усиливается. Если, например, на торфяной стадии (см. табл. 2) разница в отражательной способности гелефицированной древесины, выделенной из озерно-болотного песка и торфа, составляет всего лишь 0,04, то на стадии жирного угля она равна 0,23. Это хорошо подчеркивается и на диаграмме увеличением, со стадией углефикации угля, угла наклона линий, показывающих изменение отражательной способности.



Фиг. 3. Изменение отражательной способности (R_{max}) гелефицированной древесины на разных стадиях углефикации в зависимости от среды захоронения
Условные обозначения см. на фиг. 1

ма пород угленосных и нефтеносных отложений по отражательной способности витринита², которые даны в работе И. И. Аммосова и Тан Сю-и (1961) без учета среды захоронения, являются не точными и, естественно, требуют доработки.

4. ФАКТОРЫ, ОПРЕДЕЛЯЮЩИЕ ИЗМЕНЕНИЕ СВОЙСТВ ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА В РАЗЛИЧНЫХ ФАЦИАЛЬНЫХ УСЛОВИЯХ

Ввиду того, что на каждой данной стадии углефикации исследовалась древесина из различных пород (торф и уголь) с одинаковыми первичными признаками и свойствами, приобретенными в торфогенном слое, то, следовательно, те изменения в свойствах древесины, о которых говорилось выше, являются вторичными, хотя в значительной мере были предопределены в стадию седиментогенеза.

¹ Отражательная способность измерялась с помощью микрофотометра (с фотоумножителем) Ортолукс МРЕ фирмы Лейтц в монохроматическом свете с зеленым фильтром, пропускающим лучи света длиной волны 5250 Å. Измерение проводилось в кедровом масле с $N=1,515$ и применением эталона — стекло, отражательная способность которого в масле 0,788.

² Вместо термина «витрен» мы употребляем «гелефицированная древесина», так как этот термин приемлем для всей гаммы углефикации углей, в том числе и торфа. Термин «витрен» сохраняет свое значение лишь для гелефицированной древесины твердых бурых и каменных углей.

Обнаруженные различия в химических свойствах древесины в связи с захоронением ее в различных литологических и фациальных типах пород на торфяной стадии и дальнейшее их уменьшение по мере увеличения стадии углефикации древесины свидетельствуют о том, что эти различия сформировались в диагенезе под влиянием внутренних факторов осадка, возникших вследствие специфики его накопления в каждой данной фации. Если в таком же аспекте проанализировать отражательную способность гелефицированной древесины, то увидим, что на ее величину литологический и фациальный тип породы оказывает тем большее влияние, чем интенсивнее действуют внешние факторы — давление и температура. Поэтому, как было показано выше (см. табл. 2) на торфяной стадии, когда роль этих факторов сведена до минимума, различия в отражательной способности гелефицированной древесины от среды захоронения почти не обнаруживаются. Следовательно, если различия в химических свойствах древесины, возникшие от среды захоронения, контролируются внутренними факторами осадка в диагенезе, то различия в отражательной способности ее связаны с внешними факторами: температурой и давлением, которые проявляются уже в породах.

Для того, чтобы уяснить, чем же конкретно обуславливаются различия в диагенетических преобразованиях рассеянного органического вещества, напомним еще раз, что увеличение углерода в гелефицированной древесине, сопровождающееся уменьшением кислорода, связано с гранулометрическим спектром литологических и фациальных типов осадков, в которых было захоронено органическое вещество. И именно в грубозернистых и хорошо отсортированных породах гравелитов и песчаников, по сравнению с аргиллитом и углем, органическое вещество содержит наибольшее количество кислорода, а поэтому в нем оказывается пониженное содержание углерода. В соответствии с этим обращает на себя внимание различная проницаемость пород в их гранулометрической последовательности, а в связи с этим и окислительно-восстановительный потенциал среды осадка, в условиях которой происходило изменение гелефицированной древесины.

Поскольку грубозернистые осадки являются более проницаемыми, чем тонкозернистые, то, следовательно, можно допустить, что среда их в диагенезе была более окислительной по сравнению со средой тонкозернистых осадков, а тем более в торфянике, где среда была восстановительной. Там, где предполагается больше кислорода в среде осадка, фактические данные показывают, что в элементарном составе древесины повышено содержание O , а также $COOH$, понижено C , увеличен выход гуминовых кислот с пониженным порогом агрегации и повышенной оптической плотностью по сравнению с гелефицированной древесиной, изменение которой в диагенезе было связано с восстановительной средой.

По данным В. И. Касаточкина (1956), направление химического преобразования органического вещества определяется стремлением его перейти в формы с меньшим запасом свободной энергии, т. е. в формы, более химически стабилизированные. Это сопровождается в первый период (Krevelen, 1951—1952) отщеплением кислорода от активных кислотных групп в молекулы органического вещества в форме CO_2 и H_2O . В соответствии с этим естественно ожидать замедления этого процесса, а следовательно, и замедления химической стабилизации органического вещества в условиях среды, более обогащенной кислородом, чем там, где среда была восстановительной. Более интенсивное течение процессов химической стабилизации органического вещества в глинах, возможно, связано не только с недостатком кислорода в среде осадков, но и с химизмом самих осадков, а также с солевым составом вод, наполняющих пространства между зернами. И не случайно, например,

сидеритизированные алевролиты озерно-болотной фации (Волчанское месторождение) включают древесину, характеризующуюся значительно повышенным содержанием С и пониженным О по сравнению с древесиной, изменявшейся в чистых алевролитах той же фации.

Таким образом, интенсивность диагенетических преобразований органического вещества при прочих равных условиях зависит от среды его захоронения. Этот вывод, разделяющий точку зрения Н. М. Страхова (1960) на общий характер диагенетических преобразований рассеянного органического вещества, одновременно ее детализирует и тем самым дополняет.

В заключение следует отметить, что полученные данные зависимости свойств органического вещества от литологических и фациальных типов пород, его захоронивших, представляют в новом аспекте теорию изменения органического вещества в процессе его преобразования. Вместе с этим, полученные данные вносят существенные коррективы в решение практических задач, связанных с прогнозом качества углей, стадий преобразования осадочных пород и нефтеносности, прогноза кларковых и рудных концентраций различных видов осадочных полезных ископаемых.

ЛИТЕРАТУРА

- Аммосов И. И. и Тан Сю-и. Стадия изменения углей и парагенетические отношения горючих ископаемых. Изд. АН СССР, 1961.
- Ергольская З. В. К вопросу о разновидностях витрена. Изв. Всес. геол. объединения, вып. 100, 1932.
- Касаточкин В. И. Рентгенографическое и электронномикроскопическое исследование каменных углей разных стадий метаморфизма. Тр. лабр. геология угля, вып. VI, 1956.
- Софиев П. С., Горленко И. А., Семашева И. Н. Некоторые факты о влиянии среды осадка на свойства органических компонентов. Докл. АН СССР, том. 152. № 2, 1963.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. II, 1960.
- Тимофеев П. П. К вопросу о связи генетических типов углей с обстановками осадконакопления. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 5, 1952.
- Тимофеев П. П., Боголюбова Л. И. Особенности углефикации витрена в породах и углях Ангреноского бурогоугольного месторождения. Докл. АН СССР, т. 151. № 4, 1963.
- Тимофеев П. П., Боголюбова Л. И. Генезис гумусовых углей и особенности их распределения в различных тектонических типах угленосных формаций СССР. В кн. «Геология угленосных формаций и стратиграфия карбона СССР». Изд. «Наука», 1965.
- Черноусов Я. М. О неравномерной углефикации мезозойских углей восточного склона Среднего и Северного Урала. Генезис твердых горючих ископаемых. Изд. АН СССР. 1959.
- Fuller M. L. Relation of oil to carbon-ratios on Pennsylvanian coals in North Texas. Econ. Geology, 14, 1919.
- Fuller M. L. Carbon ratios of Carboniferous of Oklahoma and their relation to petroleum. Econ. Geology, 15, 1920.
- Krevelen W. De Chemie van de steenkolen en het inkolingsproces. Natuurkundige Voordrachten, Nieuws Reeks, No 30, 1951/1952.

Геологический институт
АН СССР
Москва

Дата поступления
13.XII.1965

УДК 552.123(471.13)

**ИЗМЕНЕНИЕ ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКОГО СОСТАВА
СОВРЕМЕННОГО РУСЛОВОГО АЛЛЮВИЯ
ВНИЗ ПО ТЕЧЕНИЮ РАВНИННОЙ РЕКИ**

(на примере р. Вычегды)

Н. В. ЛЕБЕДЕВА

Исследования крупности аллювия горных и равнинных рек показали, что вниз по течению происходит уменьшение диаметра частиц наносов.

Отчетливо заметную тенденцию к уменьшению зернистости аллювия вниз по реке отмечают для горных рек (Кубани, Риона, Куры) Л. Т. Гвелесиани (Гончаров, 1954); для равнинных рек — В. П. Батурин (1947) (нижнее течение р. Кубани), П. И. Фадеев (1951) для р. Москвы.

Ряд исследователей (Шамов, 1951; Гончаров, 1954; Лелявский, 1961) объясняет убывание диаметра частиц русловых отложений вдоль реки, с одной стороны, постепенным уменьшением уклона реки от истока к устью, с другой — истиранием частиц при перемещении вдоль реки. Г. И. Шамов (1951), анализируя распределение донных отложений по длине ряда равнинных и горных рек, приходит к выводу, что уменьшение крупности руслового аллювия вниз по течению выражено лучше у горных рек, чем у равнинных.

Л. Б. Рухин (1948), сопоставляя результаты исследований гранулометрического состава песков нескольких равнинных и горных рек, также отмечает более быстрое изменение среднего диаметра зерен вдоль горных рек. Причину этого он видит в различии режима рек. Он считает, что в горной части реки размер частиц убывает вследствие их интенсивного раздробления, чего не наблюдается в равнинной реке. Кроме того, в равнинной части реки уменьшается поступление обломочного материала в русло.

По мнению П. Биро (Маккавеев, 1962), крупность наносов в реках уменьшается вниз по течению вследствие измельчения частиц в процессе механического воздействия (трения, соударения и т. д.) и убывания вниз по долине объема и крупности материала, поступающего в русло со склонов. Однако Н. И. Маккавеев считает, что выводы П. Биро приемлемы лишь для горных рек или рек, берущих начало в горах, и не подходят для типичных равнинных рек.

Эксперименты по истиранию речного песка показали очень незначительное изменение веса песчинок. Так, по данным П. Биро, вес зерен кварца диаметром 1,5 мм после пройденного ими пути 2 тыс. км уменьшился всего лишь на 1%.

По данным, приведенным в работе А. А. Лазаренко (1963), изменение гранулометрического состава песка в такой крупной равнинной реке, как Днепр, происходит очень незначительно: на протяжении примерно 900 км средний диаметр наносов уменьшился от 0,29 мм до 0,20 мм.

Н. И. Маккавеев (1955), исследовав механический состав аллювия нескольких равнинных рек, указывает на отсутствие закономерного убывания среднего диаметра наносов вниз по течению.

Только некоторые из вышеперечисленных исследователей подчеркивают, что при изучении крупности наносов вдоль реки необходимо также учитывать влияние выноса наносов со стороны притоков, местного размыва берегов, которые в значительной степени могут нарушить сортировку аллювия. С. Г. Саркисян (1941) же проследил на примере горной реки Шилки определенную зависимость распределения песчанистого и мелкообломочного материала от геоморфологического и геологического строения долины и мощности водного потока. Так как эти условия на протяжении изученной им долины р. Шилки (181 км) не оставались неизменными, то и крупность аллювия вдоль реки колебалась. Это хорошо видно на приведенных в его работе диаграммах наносов р. Шилки.

В 1959—1960 гг. Северо-Двинская экспедиция географического факультета МГУ проводила русловые исследования на р. Вычегде, в которых принимал участие и автор настоящей статьи. Детальные исследования охватили участки среднего и нижнего течения р. Вычегды. Одной из задач экспедиции являлось изучение русловых форм и механического состава слагающих их отложений.

Наши исследования современной руслового аллювия на равнинной реке установили отсутствие закономерного уменьшения размера частиц аллювия вниз по течению реки и обнаружили определенную связь между средневзвешенным диаметром русловых отложений и геолого-геоморфологическим строением долины.

Пробы донных отложений брались в русле и в прирусловых песках. Из русла их доставали донным щупом по заранее намеченным створам, располагавшимся поперек русла на расстоянии от 250—300 до 500—600 м друг от друга. В зависимости от ширины русла, в каждом створе брали от 3 до 8—10 проб. В точке отбора пробы отмечалась глубина потока. На прирусловых песках пробы брались одновременно с инструментальной съемкой песков.

На среднем и нижнем отрезках долины р. Вычегды общей протяженностью 400 км были детально обследованы по отдельным участкам 180 км русла. Для них были составлены карто-схемы распределения русловых отложений по механическому составу; изучалось строение поймы, литологическое строение и степень подмыва берегов.

Уклоны на исследованном отрезке долины р. Вычегды изменяются мало и колеблются в пределах 0,000032—0,000240.

Основными источниками руслового аллювия являются различные пески флювиогляциального, аллювиального, озерного происхождения, а также моренные галечно-гравийные суглинки, которые слагают цоколи террас и склоны долины.

Русло р. Вычегды сложено легкоразмываемыми, преимущественно песчаными аллювиальными отложениями. Русловой песок имеет существенно кварцево-полевошпатовый состав с преобладанием зерен кварца. Местами в русле залегает гравий, площадь распространения которого увеличивается вблизи берегов русла, сложенных моренным галечно-гравийным суглинком.

Среди русловых песков мы выделяем следующие виды: ¹

1. Песок тонкозернистый — частиц диаметром менее 0,25 мм больше 90%, преобладают частицы диаметром менее 0,1 мм.
2. Песок мелкозернистый — частиц диаметром менее 0,25 мм больше 90%, преобладают частицы фракции 0,25—0,10 мм (более 50%).

¹ За основу классификации принята гранулометрическая классификация песков Е. М. Сергеева (1955).

3. Песок среднезернистый — частиц диаметром 0,50—0,10 мм более 80%, преобладают частицы 0,50—0,25 мм (более 50%).
4. Песок крупнозернистый — частиц диаметром 1,0—0,25 мм более 80%, преобладают частицы фракции 1,0—0,50 мм (более 50%).

На некоторых участках русла почти в каждом виде песка встречается примесь гравия и мелкой гальки до 20—30%.

Среди исследованных нами районов можно выделить четыре типа участков долины:

I. Крупные пойменные расширения долины с максимальной шириной весеннего разлива 7—11 км, длиной по фарватеру 20—30 км. 1

II. Слабые пойменные расширения долины с максимальной шириной весеннего разлива 3—5 км, длиной по фарватеру до 10—15 км.

III. Пойменные сужения долины с максимальной шириной весеннего разлива 1,4—1,8 км, длиной по фарватеру 5—10 км.

IV. Беспойменные сужения долины с максимальной шириной весеннего разлива менее 1,3 км, длиной по фарватеру 3—5 км.

На участках пойменных расширений I и II типов почти везде развита двусторонняя пойма. Река течет среди легкоразмываемых, преимущественно песчаных берегов. Русло в пределах участков имеет крупные излучины, при этом нередко разбивается пойменными островами на ряд рукавов.

Пойменные сужения долины (III тип) характеризуются прямолинейностью как самой долины, так и паводочного русла. Пойма развита слабо, преимущественно односторонняя, прерывистая. Противоположный пойменному берег обычно представлен крутым оползневым уступом высоких террас, сложенных в основном трудноразмываемыми моренными суглинками, сильно обогащенными галькой и гравием. Прямолинейное весной русло в межень нередко извилисто, как и в расширениях, из-за широкого развития прирусловых песков, обсыхающих летом.

Беспойменные сужения долины (IV тип) отличаются однорукавностью и прямолинейностью русла, отсутствием поймы. На протяжении такого участка вдоль одного берега в русле развит относительно стабильный глубокий плёс, вдоль другого — прирусловые пески, вытянутые вдоль всего плёса.

Геологическое строение различных типов долины на всем изученном отрезке р. Вычегды сохраняется неизменным.

На каждом детально исследованном участке русла мы определили в зависимости от размера участка 100—400 проб руслового аллювия. Затем высчитали средневзвешенный диаметр наносов для каждого участка в целом. Полученные средние диаметры нанесены на графике фиг. 1. На этом же рисунке показаны размеры участков и последовательность их расположения в долине р. Вычегды.

На графике фиг. 1 видно изменение размера среднего диаметра наносов при изменении геолого-геоморфологического типа долины.

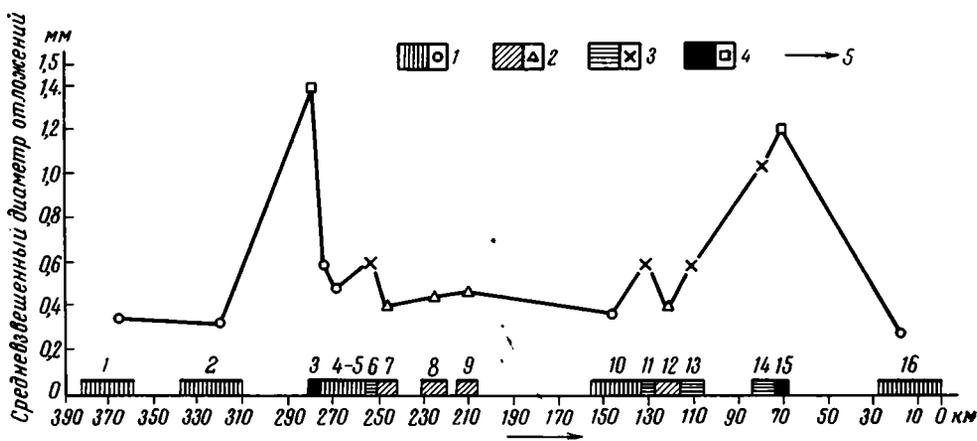
Крупные пойменные расширения долины. Наименьший средний диаметр русловых отложений наблюдается в крупных пойменных расширениях долины. Он равен 0,28—0,32—0,34—0,37 мм (табл. 1).

Наши схемы распределения русловых отложений по механическому составу показывают, что для таких участков долины характерно распространение более мелкого аллювия: русло. в пределах межженного фарватера и на прирусловых песках сложено преимущественно песками средне-, мелко- и тонкозернистыми. Роль крупнозернистого песка невелика.

В расширениях долины значительное растекание весеннего потока по широкой пойме и рукавам вызывает уменьшение удельных расходов² по основному руслу, усиленную аккумуляцию и способствует отложению более мелких осадков.

² Удельный расход воды — расход воды, приходящийся на единицу ширины русла.

В крупных расширениях долины р. Вычегды поступление наносов в русло происходит за счет размыва главным образом песчаных и суглинисто-песчаных пойменных берегов, поэтому среди донных отложений преобладают песчаные наносы с редкой примесью гравия.



Фиг. 1. Изменение средневзвешенного диаметра руслового аллювия вниз по течению реки в зависимости от геолого-геоморфологического типа долины

1 — крупные пойменные расширения долины; 2 — слабые пойменные расширения долины; 3 — пойменные сужения долины; 4 — беспойменные сужения долины; 5 — направление течения потока. Цифры 1, 2 и т. д. — номера участков долины, цифры (км) — расстояние от устья реки

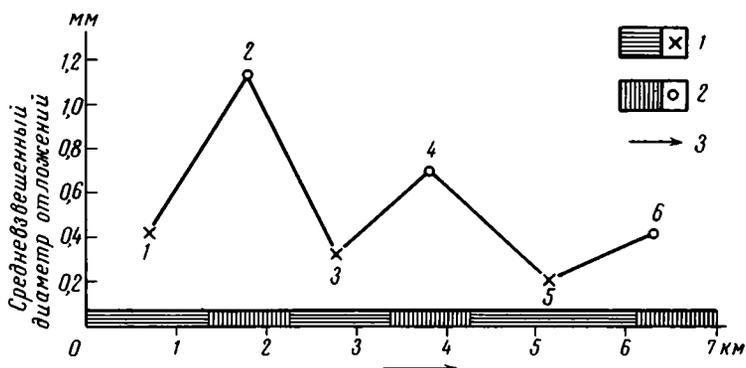
В общей схеме в пределах расширения наблюдается убывание крупности аллювия вниз по течению от начала расширения. Весенний поток, проходя лежащее выше по течению сужение, насыщается крупным материалом при размыве русла. При входе в расширение долины поток сильно распыляется по пойме, его транспортирующая способность ослабевает и в русле аккумулируются в первую очередь наиболее крупные наносы. Аллювий особенно грубого состава, распространяющийся на значительные площади русла, нами отмечался в начале расширений, ограниченных сверху, четко выраженным сужением, подмываемые бе-

Таблица 1

№ участка (вниз по течению)	Тип участка долины	Длина всего типа участка (км)	Длина исследованного участка (км)	Максимальная ширина весеннего разлива (км)	Средневзвешенный диаметр наносов участка (мм)	Расстояние от устья до середины участка (км)
1	Крупное пойменное расширение	24	12, нижняя половина	7—8	0,34	363
2	Крупное пойменное расширение	29	18, нижняя половина	6—7,5	0,32	320
3	Беспойменное сужение	3	3	1,5—2,2	1,38	279
4	Крупное пойменное расширение	22	5, верхняя часть	3—4	0,59	274
5	Пойменное сужение	4	5, средняя часть	7	0,48	266
6	Пойменное сужение	4	4	1,4	0,60	259
7	Слабое пойменное расширение	8	8	3,5—4	0,41	247
8	Слабое пойменное расширение	14,5	10	3—4	0,45	226
9	Слабое пойменное расширение	9	9	2,5	0,47	210
10	Крупное пойменное расширение	20	16	7	0,37	146
11	Пойменное сужение	6	6	1,4	0,60	131
12	Слабое пойменное расширение	12	12	3—5	0,40	122
13	Пойменное сужение	10	10	1,4—1,6	0,59	111
14	Пойменное сужение	10	10	1,5—1,8	1,04	79
15	Беспойменное сужение	6	6	0,8—1,0	1,20	71
16	Крупное пойменное расширение	25	10, верхняя половина	11	0,28	18

рега которого сложены мореной, являющейся источником крупного песка и гравийно-галечного материала.

На фиг. 1 участок 4—5 относится к верхней и средней частям крупного пойменного расширения и имеет значительно большую величину



Фиг. 2. Изменение средневзвешенного диаметра руслового аллювия вдоль меженного фарватера в нижней половине слабого пойменного расширения долины

1 — плёсы; 2 — перекаты; 3 — направление течения потока. Цифры (1, 2 и т. д.) — номера точек

среднего диаметра (0,59 и 0,48 мм), чем участок 10, характеризующий крупность аллювия расширения в целом, и участки 1, 2, характеризующие крупность аллювия в нижней половине расширения (табл. 1).

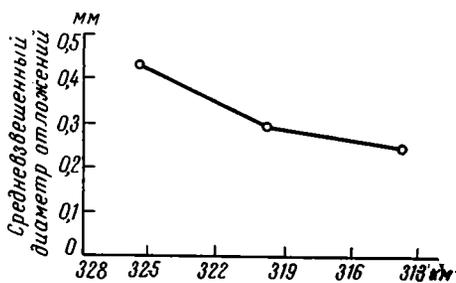
В нижней части пойменного расширения в меженном русле и на прирусловых песках преобладают тонкие осадки (мелко- и тонкозернистые пески) вследствие подпора от нижележащего сужения долины, где ширина весеннего разлива составляет нередко лишь 1—2 км. Поэтому в нижней половине расширений также отмечалось некоторое уменьшение среднего диаметра русловых отложений (фиг. 2, 3).

На фиг. 2 видно, что даже на небольшом по протяженности отрезке русла, несмотря на тенденцию убывания размера частиц аллювия вниз по течению, величина средневзвешенного диаметра русловых отложений значительно и постоянно колеблется.

Колебания крупности русловых отложений очень характерны для фарватера и обусловлены чередованием в русле плёсов и перекатов, сложенных аллювием разного механического состава. Неоднородный состав аллювия на плёсах и перекатах вызван различной динамикой потока на этих участках русла, причем в течение года происходит смена гидродинамического режима. Так, в половодье плёсы обычно размываются, а на перекатах идет аккумуляция; в межень наблюдается обратная закономерность.

В табл. 2 и на фиг. 2 видно, что перекаты сложены более крупными осадками, чем плёсы, так как наши исследования в этом районе русла производились в позднюю межень.

В тех случаях, когда в нижней части расширений русло подмывает уступ террас, сложенных мореной, наносы обогащаются крупными



Фиг. 3. Изменение средневзвешенного диаметра руслового аллювия в средней и нижней частях крупного пойменного расширения долины вниз по течению реки

осадками и даже в зоне подпора наблюдается грубый аллювий: средне- и крупнозернистые пески с пятнами гравия.

Слабые пойменные расширения долины. На участках слабых пойменных расширений меньшая ширина весеннего разлива способствует распространению более крупного аллювия, чем в крупных пойменных расширениях. Слабые пойменные расширения имеют также меньшую протяженность. Поэтому наиболее крупные наносы, поступающие из вышележащего сужения долины, занимают значительно больший процент площади по отношению

Таблица 2

№ точек	Название участка русла	Длина участка русла	Средневзвешенный диаметр наносов по всему участку русла (мм)	Дата съемки
1	Плѣс	1,37	0,42	18—20/IX
2	Пережат	0,88	1,13	»
3	Плѣс	1,12	0,33	»
4	Пережат	0,88	0,70	»
5	Плѣс	1,87	0,21	»
6	Пережат	0,88	0,41	»

ко всему участку, чем в крупных пойменных расширениях.

Вследствие этих причин значение среднего диаметра наносов в слабых пойменных расширениях увеличивается до 0,40—0,41—0,45—0,47 мм (см. табл. 1).

Пойменные сужения долины. Схемы распределения механического состава русловых наносов показывают, что участки пойменных сужений долин характеризуются более крупными влекомыми наносами, чем расширения:

в них преобладают средне- и крупнозернистые пески и гравий.

Распределение крупного руслового аллювия в пойменных сужениях вызвано отчасти наличием подмываемых берегов, сложенных галечно-валунными моренными суглинками, а в основном — большими скоростями весеннего потока. В сужениях вследствие узости поймы по руслу весной наблюдаются наибольшие удельные расходы воды. Благодаря большим скоростям весеннего потока происходит интенсивное смещение кос, быстрое переформирование островов, преобладание процессов размыва и вынос мелких наносов. Поэтому средний диаметр наносов таких участков достигает 0,60—0,59—0,60—1,04 мм (см. табл. 1 и фиг. 1).

На тех отрезках реки, где берег сложен мореной до самого уреза воды, сильно подмывается в половодье и довольно густо расчленен глубокими логами и долинами ручьев, в русле р. Вычегды залегают много гравийного материала. Жилы гравия располагаются как по фарватеру судоходного рукава, так и на перекатах и плесах несудоходных проток. Бичевник у подножия моренных берегов обычно покрыт сплошь галькой и валунами. Вдоль берега прослеживаются небольшие гравийно-галечниковые косы, выступающие над водой в межень. Песчаные отложения, разбитые в русле вдоль таких берегов, сильно обогащены гравием.

На участках реки, где в основании высокого берега на уровне действия весенних вод под мореной лежат супеси, пески, количество гравия в русле несколько уменьшается. Моренные отложения попадают в русло в таком случае за счет оползания склонов.

В местах выхода пермских коренных пород (плотных глин) у уреза меженного и весеннего потоков в русле появляются пятна илов и глины.

Беспойменные сужения долины. В беспойменных сужениях долины скорости течения весеннего потока наибольшие, так как весь расход воды проходит через русло. Кроме того, во всех исследованных сужениях правый берег вдоль плеса сложен в основном мореной. Все это приводит к тому, что в русле накапливаются наиболее грубые осадки: крупнозернистые пески, гравий с примесью гальки. Такие участки имеют максимальный средний диаметр наносов 1,20—1,38 мм (участки 3,15 в табл. 1).

Для р. Вычегды очень характерно чередование вдоль реки описанных четырех типов строения долины.

Основное распределение руслового аллювия по механическому составу создается в половодье. Характер половодий на равнинных реках меняется в различные годы и обычно наблюдаются периоды то низких, то высоких половодий. На крупность аллювия в том или ином типе долины немалое влияние оказывает высота половодий. Так, например, зона подпора в нижнем конце крупных пойменных расширений распространяется на различное расстояние в зависимости от высоты половодья.

В пойменных сужениях геолого-геоморфологические особенности строения долины в сочетании с низким половодьем³ повлияли на изменение описанных выше меженных закономерностей распределения русловых осадков на плёсах и перекатах. Здесь из-за узости поймы и низкого половодья отток весенней воды на пойму был очень слабый, поэтому весенний поток концентрировался в основном в пределах русла. Это способствовало значительному размыву плёсов и выносу из них довольно крупного материала, который аккумуляировал на перекатах. В связи с большой скоростью весеннего потока наиболее мелкие частицы выносились во взвешенном состоянии из сужений долины в нижележащие расширения или частично оседали в самих сужениях в зонах затишья весеннего потока. В межень, хотя перекаты и подвергались размыву, из них вымывались в плёсы только крупные осадки, отложившиеся в паводок. Таким образом, во всех исследованных сужениях долины плёсы и перекаты вдоль меженного фарватера были сложены сплошь полосой грубого материала — от крупнозернистого песка до гравия с примесью гальки.

ВЫВОДЫ

В среднем и нижнем течении р. Вычегды наблюдается колебание крупности русловых отложений. Чередуются участки с преобладанием более тонких, и более грубых песков. При этом на протяжении всего обследованного отрезка реки длиной около 400 км не прослеживается никакого общего постепенного уменьшения крупности наносов вниз по течению.

Колебания крупности руслового аллювия обусловлены особенностями геолого-геоморфологического строения долины: чередованием пойменных сужений и расширений, неоднородностью строения берегов. Чем меньше ширина весеннего разлива, чем грубее материал, поступающий в реку с подмываемых берегов, тем при прочих равных условиях крупнее русловые отложения.

Отсутствие закономерного уменьшения крупности современного аллювия вниз по реке объясняется, по-видимому, отсутствием сколь угодно существенных изменений в общем характере долины и режима рек по направлению к устью. В целом на протяжении обследованного отрезка долины р. Вычегды сохраняется однотипное геолого-геоморфологическое строение. Какого-либо закономерного изменения в морфологии и геологии чередующихся расширений и сужений долины вниз по течению не наблюдается. Не меняется и количество вновь поступающих в реку наносов, а также их механический состав. Основным источником осадков как в среднем, так и в нижнем течении реки являются четвертичные пески флювиогляциального, аллювиального, озерного происхождения и моренные суглинки, обогащающие песчаный русловой аллювий гравием и галькой.

³ Половодья в 1959—1960 гг., во время которых проводились наблюдения, были низкие.

Не прослеживается какого-либо закономерного уменьшения уклонов вниз по течению. Они лишь колеблются в пределах 0,000032—0,000240.

Возможное в теории измельчение частиц аллювия вниз по реке за счет истирания, по-видимому, в условиях сравнительно небольших уклонов равнинной реки для песка практически отсутствует или настолько мало, что может быть уловлено только на значительно больших расстояниях.

Некоторое уменьшение диаметра частиц русловых отложений вниз по течению удалось проследить лишь на очень коротких отрезках русла и в пределах только пойменных расширений долины. Причем эта закономерность обусловлена опять же особенностями геолого-геоморфологического строения долины и гидродинамическим режимом реки: усиленным размывом русла и насыщения потока наносами в лежащем выше сужении и резким распластыванием потока в начале расширения; подпором весеннего потока от лежащего ниже сужения долины в нижнем конце расширения.

Следовательно, изменение крупности руслового аллювия по длине равнинной реки определяется не истиранием наносов, а их дифференцированной сортировкой и характером обломочного материала, поступающего в русло со склонов.

Чередование различных типов строения долины создает частую изменчивость вдоль реки механического состава фаций руслового аллювия.

ЛИТЕРАТУРА

- Батурин В. П. Петрографический анализ геологического прошлого по терригенным компонентам. Изд-во АН СССР, 1947.
- Гончаров В. Н. Основы динамики русловых потоков. Гидрометеиздат, 1954.
- Лазаренко А. А. Минеральный состав и источники питания современного аллювия Днепра и его притоков. Изв. высш. учебн. завед. Геология и разведка, № 4, 1963.
- Лелявский С. Введение в речную гидравлику (движение наносов и речное русло), пер. с англ. Гидрометеиздат, 1961.
- Маккавеев Н. И. Русло реки и эрозия в ее бассейне. Изд-во АН СССР, 1955.
- Маккавеев Н. И. Новое в развитии теории продольного профиля. Изв. АН СССР, Сер. геогр. № 6, 1962.
- Орнатский Н. В., Сергеев Е. М., Шехтман Ю. М. Исследование процесса кольматации песков. Изд. МГУ, 1955.
- Рухин Л. Б. Стадиальность развития речных песков. Землеведение. Моск. о-ва испыт. природы, т. 2(42), 1948.
- Саркисян С. Г. Петрография рыхлых касситеритсодержащих отложений Забайкалья. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 50, 1941.
- Фадеев П. И. К вопросу о составе и свойствах речных песков. Уч. зап. МГУ. Грунтоведение, вып. 149, кн. 2, 1951.
- Шамов Г. И. Гранулометрический состав наносов рек СССР. Тр. ГГИ, вып. 18(72), 1951.

Московский государственный
университет

Дата поступления
I.III.1965

УДК 553.492.1

К МИНЕРАЛОГИИ Cu, Zn И Pb В БОКСИТАХ

Б. Ф. ГОРБАЧЕВ

Медь, цинк, свинец обнаружены во всех бокситовых месторождениях мира и в большинстве разновидностей бокситов и аллитов. Геохимические особенности и закономерности поведения указанных элементов при экзогенных процессах довольно хорошо изучены и частично промоделированы, что позволяет более или менее уверенно интерпретировать результаты наблюдений. Для всех них довольно отчетливо устанавливаются минералы-носители.

Как следует из работ различных исследователей, содержания Cu, Zn, Pb в бокситах изменяются (табл. 1) и, по-видимому, во многом за-

Таблица 1

Содержание малых элементов (%) в бокситах по данным различных авторов

Элементы	По М. Гордону и К. Мурата (Gordon, Murata, 1952)	По Д. Бардоши (1957)	По С. И. Бенеславскому (1951, 1963)	По К. Ф. Терентьевой (1959)
Cu	0,003	0,0008—0,024	0,01 —0,07	0,0016—0,1
Zn	0,036	0,007	0,02 —0,15	0,01 —0,1
Pb	0,007	0,0004—0,018	0,001—0,003	0,001 —0,1

всят от состава пород, слагающих выступы дорудного фундамента. Наиболее усредненными являются данные К. Ф. Терентьевой (1959), составленные на основании обработки результатов более чем 500 спектрохимических и химических анализов бокситов главнейших месторождений СССР.

Медь в бокситах находится в тонкорассеянном состоянии и повышенных концентраций почти не дает. Исключение составляют лишь сильно пиритизированные бокситы, в которых наблюдаются несколько повышенные содержания меди. Постоянное присутствие малой примеси меди в бокситах объясняется адсорбцией гидроокислами железа и алюминия, органическим веществом и глинистыми минералами (Терентьева, 1959). Отмечается, что медь входит в состав сульфидов (пирит, халькопирит, борнит, халькозин, ковеллин) и разнообразных продуктов их окисления (Бенеславский (1951).

Цинк и свинец также равномерно рассеяны в бокситовых залежах. Небольшая часть их, несомненно, сорбирована осадками-гидролизатами, чем и объясняется почти постоянное присутствие ничтожных количеств этих элементов в бокситах. Отмечаются несколько повышенные содержания Zn и Pb в пиритизированных бокситах, однако, несмотря на их распространенность в бокситах, лишь изредка отмечается при-

сутствие сфалерита, ассоциирующего с сульфидами меди (Бенеславский, 1963). Возможно, это объясняется трудностями диагностики тонкокристаллического или же коллоидного сфалерита.

Следует ожидать, что вторичные процессы преобразования и изменения бокситов, изучению которых в настоящее время уделяют все больше внимания, приведут к перераспределению и миграции в них

Таблица 2

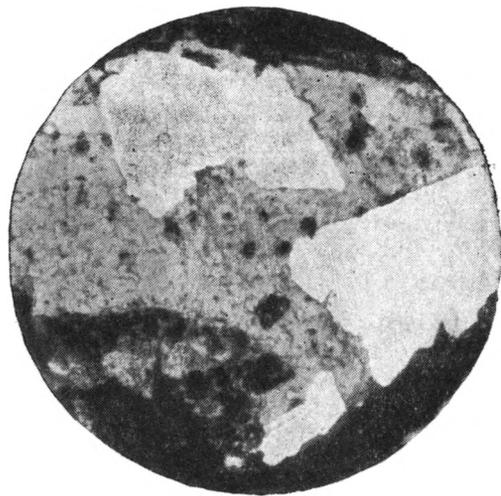
Содержания малых элементов (%) во вторично измененных бокситовых породах Чусовского района (западный склон Среднего Урала)

Элементы	Красные участки	Осветленные участки
Cu	0,030	0,010
Zn	0,035	0,020
Pb	0,003	0,003
Ni	0,005	0,010
Co	0,001	0,001
Число проб	5	5

только ведущих компонентов (Si, Al, Fe, Ti), но и сопутствующих им малых элементов, в том числе Cu, Zn, Pb. Последнее частично подтверждается минералогическими исследованиями.

Например, в образцах боксита Североуральских месторождений на контакте серого бобового пиритизированного боксита с красным неизменным бобовым бокситом присутствует узкая переходная зона. Она окрашена в более светлый розовый цвет, что вызвано значительным выносом железистого пигмента. Согласно результатам спектрохимического анализа, содержание меди составляет (%): в красном бобовом боксите 0,02, в переходной зоне 0,01 и в пиритизированном боксите 0,03.

При минераграфическом исследовании полированного образца, заключающего в себе все три указанные разновидности, отчетливо устанавливается, что мелкие выделения халькопирита концентрируются на границе красной и переходной разновидностей и гораздо реже наблюдаются в красном боксите. Халькопирит преимущественно выделяется между бобовинами, в значительно более редких случаях присутствует внутри бобовин.

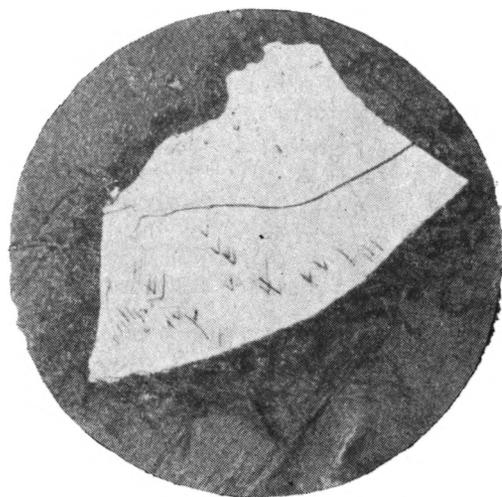


Фиг. 1. Бластокристаллы халькопирита во вторично измененной бокситовой породе Пермская область, Лобаново, скв. 11, интервал 2217,1—2223,2 м. Аншлиф, увел. 200

В бокситовых породах Чусовского района на Среднем Урале железомедные сульфиды также концентрируются в участках рудного пласта, затронутых вторичными изменениями: обесцвечиванием и шамозитизацией. В табл. 2 приведены содержания Cu, Zn, Pb, Ni, и Co в пятнистых вторично измененных бокситах и аллитах, подвергшихся воздействию восстановительных вод зоны катагенеза. Определения производились спектрохимическим полуквантитативным методом, поэтому их можно рассматривать лишь как основу для грубых качественных сопоставлений. Отмечается некоторое понижение содержаний меди и цинка и повышение содержания никеля в осветленных слабо шамозитизированных участках. По-видимому, подобные изменения происходят в результате перераспределения и частичной миграции цинка и меди при некотором привносе никеля.

Из сульфидов железа и меди в бокситах и аллитах Чусовского и других районов Пермской области наиболее часто встречается халько-

пирит. Его мелкие (до 0,1 мм) выделения, первоначально несомненно колломорфные, вследствие регионального метаморфизма приобрели форму отдельных кристаллобластов или же кристаллобластических агрегатов, что, например, можно отчетливо наблюдать на фиг. 1. В ряде лучаев в прожилковидных выделениях лептохлорита, секущих обогащенные гидрогематитом участки пласта, с халькопиритом, ассоциирует борнит, реже халькозин. Халькопирит и борнит образуют в таких случаях эвтектоидные сростания, появление которых связывают с раскристаллизацией смешанного геля (Рамдор, 1962). В отличие от железомедных сульфидов, пирит преимущественно тяготеет к сидеритизированным участкам, образуя мелкие глобулы или же сформировавшиеся при их перекристаллизации микроидиобласты. Сидеритизация развивается вслед за вторичной хлоритизацией в два этапа. Первый обозначен появлением сфероидов сидерита. Второй этап сидеритизации характеризуется развитием сложной сети прожилковидных выделений сидерита с появлением псевдообломочных микротекстур. Местами наблюдается разъедание халькопирита поздним сидеритом.



Фиг. 2. Кристаллобласт галенита во вторично-измененной бокситовой породе
Урал, Чусовской район, пос. Кусье-Александровский, скв. 19, глуб. 125 м. Аншлиф, увел. 400

Относительно поведения Zn и Pb в бокситовых породах Среднего Урала минераграфические наблюдения дают мало данных, хотя изредка отмечается присутствие во вторично измененных бокситовых породах бластокристаллов галенита, диагностика которого облегчается благодаря оптическим свойствам и характерной спайности (фиг. 2).

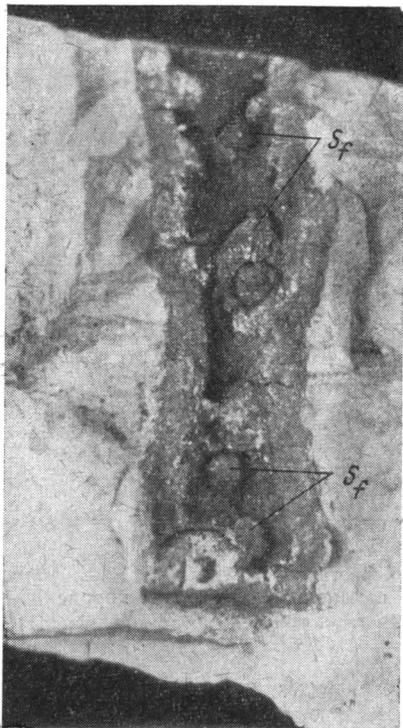
Приведенные данные соответствуют выводам, сделанным А. И. Пельманом и Е. Н. Борисенко (1962), согласно которым, медь, в силу высокой контрастности миграционной способности в разных условиях зоны гипергенеза, концентрируется на границе окислительной и восстановительной сред.

А. Г. Бетехтин (1955), анализируя соотношения сульфидов и окислов меди и железа в системе Cu—Fe—S—O, пришел к выводу, что появление бедного железом сульфида меди (борнит) свидетельствует о более окислительных условиях минералообразования при пониженных содержаниях серы в растворе. В нашем случае бедные железом сульфиды приурочены ко все более богатым окисным железом участкам пестроцветных пород. При высоком содержании окисного железа восстановительная способность растворов в связи с редуccionными процессами $Fe^{3+} \rightarrow Fe^{2+}$ снижается, что в сочетании с малыми содержаниями ионов S^{2-} приводит к тому, что пирит не образуется или образуется в незначительных количествах. Однако все это не является препятствием для формирования железомедных сульфидов, так как медь по сравнению с железом обладает большим сродством с серой.

Интересно в связи с этим отметить, что наблюдения, проведенные Н. В. Тагеевой и М. М. Тихомировой (1962) над поровыми водами морских осадков, показали, что при слабо выраженной сульфатредукции соединения железа удерживаются в растворе, но в то же время

происходит обеднение поровых вод медью, цинком и свинцом в связи с их выпадением в форме сульфидов.

При низких значениях Eh в условиях сероводородного заражения, возникающего в бокситах на отдельных этапах диагенетических и катагенетических процессов, медь, цинк и свинец редко образуют самостоятельные выделения, соосаждаясь, видимо, с гелем дисульфида железа,



Фиг. 3. Трубчатые выделения дисульфидов железа в аллите (продольное сечение)

Внутренний канал содержит почковидные выделения сфалерита (SF). Южный Тиман, скв. 233, глуб. 55,8 м, ув. 3,2

из которого при раскристаллизации выделяются в виде мельчайших включений халькопирита и других сульфидов (кристаллозоли, по замечанию А. Г. Бетехтина).

Результаты анализов, приведенные в табл. 2, показывают, что при осветлении (оглеении) красных бокситов содержание меди понижается параллельно с восстановлением и выносом железа. По-видимому, гидроокислы железа являются в бокситах одними из активных адсорбентов для малых количеств меди и ряда других малых элементов, к числу которых в первую очередь относятся цинк и свинец. Медь, цинк и свинец, переходящие в миграцию в связи с процессами десорбции и катионного обмена при малых концентрациях S^{2-} , осаждаются в форме сульфидной вкрапленности пестроцветных бокситов или же сульфидного выполнения пор и трещинок в красных бокситах. Процессы высвобождения меди и других малых элементов с последующей их фиксацией в форме сульфидов осуществляются как при диагенетических, так и катагенетических процессах. Однако, вероятно, при этом осуществляется не только перераспределение сложившихся при седиментации количеств малых элементов, но и происходит в какой-то степени их привнос поровыми водами из вышележащих от-

ложений, находящихся на стадии диагенеза (Тегеева, Тихомирова, 1962) или же пластовыми водами зоны катагенеза и раннего метаморфизма (Германов, 1961; Пустовалов, 1961; Константинов, 1963; Heggmann, 1961, и др.).

Подобное происхождение сфалерита наблюдалось нами в бокситовых породах Южного Тимана. В рудном керне одной поисковой скважины встречены трубчатые выделения дисульфидов железа — пирита и марказита. Диаметр их достигает 1,5 см, направление — близко к вертикальному. По периферии трубчатых образований в бокситовых породах расположены ореолы тонкодиспергированного пирита. Внутренний канал в некоторых случаях содержит мелкие почковидные выросты сфалерита диаметром до 4 мм (фиг. 3). Под бинокулярном на их поверхности высвечивают характерные тетраэдрические грани микрокристалликов сфалерита. Как хорошо видно на фиг. 4, сфалерит выделяется на стенке внутреннего канала, сложенной пиритом. Выделению сфалерита предшествует появление одиночных, хорошо образованных кристаллов пирита, что указывает на понижение концентрации природных растворов. Сфалерит окрашен в бурый цвет, обладает грязно-желтыми

внутренними рефlekсами. Рентгеноструктурный анализ показал, что величина a_0 сфалерита равна $5,416 \pm 0,002 \text{ \AA}$ ($0,5416 \pm 0,0002 \text{ нм}$), что соответствует содержанию около 10% FeS (Skinner, 1961). Плотность сфалерита, замеренная объеметрически, ориентировочно равна 3,95. Спектрохимическим анализом помимо железа в сфалерите обнаружена примесь Pb, Sn, Mg, Cd.

Чтобы выяснить причины появления сфалерита, следует кратко остановиться на общих геологических условиях залегания бокситов Южного Тимана.

Бокситоносная толща этого района, относящаяся по возрасту к нижнему карбону (визе), несогласно залегает на фаменских известняках.

В кровле бокситов расположены углистые аргиллиты мощностью до 12 м. Бокситовые породы окрашены в светло-серый и серый цвет, что обусловлено низким содержанием в них железа. Достаточно сказать, что бокситовые породы, содержащие валового железа от 0,5 до 3%, составляют 40%, а содержащие от 0,5 до 8% — 80% по частоте встречаемости. Следует полагать, что на стадиях диагенеза и катагенеза имел место интенсивный вынос железа под воздействием восстановительных вод, просачивавшихся из лежащих выше углистых отложений. Сфалерит, видимо, выделялся в заключительные этапы катагенеза, осаждаясь из просачивавшихся по трубчатым каналам вод, содержавшим цинк в форме металлоорганических соединений. Появление сфалерита свидетельствует о значительном понижении активностей Fe^{2+} и S^{2-} . Предположению о том, что цинк поступал из углистых отложений кровли, соответствуют результаты их спектрохимического анализа, показавшего присутствие Cu, Zn, Pb.

Таким образом, появление сульфидов Cu, Zn, Pb во многих случаях может явиться характерным следствием вторичных изменений бокситов, протекающих в восстановительных условиях зоны катагенеза.

Кроме того, как показали А. И. Перельман и Е. Н. Борисенко (1962) Cu, Zn, Ni и Co по своей миграционной способности в окислительных и восстановительных (без H_2S) условиях зоны гипергенеза стоят в одном ряду с кремнеземом. Следовательно, процессы десилификации и ресилификации в бокситах должны протекать в условиях выноса или привноса как кремнезема, так и ряда малых элементов. Этот последний затронутый нами вопрос представляется очень интересным, однако он может быть с уверенностью решен лишь на основании точного количественного анализа поведения малых элементов при всестороннем учете надежно проинтерпретированной геологической обстановки.

Не вызывает сомнения, что дальнейшее изучение закономерностей накопления, перераспределения и миграции малых элементов в бокситах значительно дополнит наши представления о процессах формирования и преобразования этих своеобразных горных пород.



Фиг. 4. Почковидное выделение сфалерита (серое). Белое — пирит

Южный Тиман, скв. 233, глуб. 55,8 м. Аншлиф, ув. 3

ЛИТЕРАТУРА

- Бардоши Д. Геология бокситовых месторождений Венгрии. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 9, 1957.
- Бенеславский С. И. Медь и цинк в бокситах СУБР. Тр. ВАМИ, № 33, 1951.
- Бенеславский С. И. Минералогия бокситов. Госгеолтехиздат, 1963.
- Бетехтин А. Г. Гидротермальные растворы, их природа и процессы рудообразования. В кн. «Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях.» Изд. АН СССР, 1955.
- Бетехтин А. Г. Минералогия. Госгеолиздат, 1950.
- Германов А. И. Роль органического вещества в образовании гидротермальных сульфидных месторождений. Изв. высш. учебн. зав. Геология и разведка, № 8, 1961.
- Константинов М. М. Происхождение стратифицированных месторождений свинца и цинка. Изд. АН СССР, 1963.
- Перельман А. И., Борисенко Е. Н. Очерки геохимии меди в зоне гипергенеза. Тр. Ин-та геол. рудн. м-ний, петрограф., минерал. и геохимии, вып. 70, 1962.
- Пустовалов Л. В. Некоторые новые данные о месторождениях полезных ископаемых осадочного происхождения. В сб. «Очерки по металлогении осадочных образований». Изд. АН СССР, 1961.
- Рамдор П. Рудные минералы и их срastания. Изд. иностр. лиг., 1962.
- Тягеева Н. В., Тихомирова М. М. Геохимия поровых вод при диагенезе морских осадков. Изд. АН СССР, 1962.
- Терентьева К. Ф. Редкие элементы в бокситах. Геология месторождений редких элементов, вып. 6. Госгеолтехиздат, 1959.
- Gordon M. J. R., Murata K. J. Minor elements in Arkansas bauxite. Econ. Geol., v. 47, № 2, 1952.
- Herrmann A. Über die Einwirkung Cu, Sn, Pb und Mn-haltiger Erdölwässer auf die Strazfurtserie die Südhartzbezirkes. N. Jahrbuch f. Mineralogie, H. 2/3, 1961.
- Skinner B. J. Unit-cell edges of natural and synthetic sphalerites. Am. Min., v. 46, № 11—12, 1961.

Государственный университет
Казань

Дата поступления
3.IX.1965

УДК 549.623.9 : 551.762 (574.12)

**РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ГЛИНИСТЫХ МИНЕРАЛОВ
В СВЯЗИ С ЛИТОЛОГИЧЕСКИМИ ОСОБЕННОСТЯМИ
НИЖНЕ-СРЕДНЕЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ
ПРИКАСПИЙСКОЙ ВПАДИНЫ**

Г. В. ЛЕБЕДЕВА

В современной геологической литературе большое внимание уделяется литологии и минералогии глинистых пород нефтеносных и угленосных отложений. В связи с этим существенный интерес представляют нижне-среднеюрские отложения Прикаспийской впадины, которые наряду с промышленной нефтеносностью содержат сравнительно мощные прослойки углей.

Распределение глинистых минералов неразрывно связано со всем комплексом терригенных пород (Коссовская и др., 1964; Ратеев, 1964), поэтому исследованию минерального состава глин предшествовала общая литологическая характеристика нижне-среднеюрского разреза.

Все определения глинистых минералов (рентгеновский, термический и термовесовой анализы и окрашивание метиленовым голубым), а также литологическое изучение разрезов Челкар и Гран выполнены автором (географическое положение разрезов показано на фиг. 1); остальные аналитические работы проводились в лабораториях ВНИГРИ. Кроме того, в статье использованы материалы геологов Эмбенской партии ВНИГРИ Г. Е.-А. Айзенштадта и И. А. Пинчук.

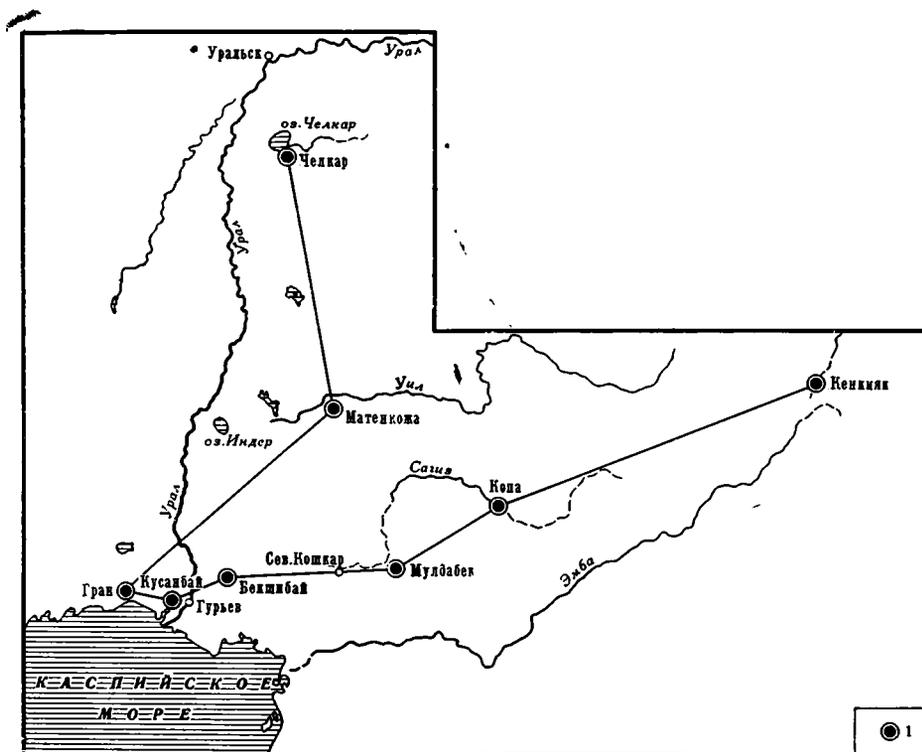
Как известно, описываемые отложения относятся к нижней и средней юре, причем средняя юра подразделяется на байосский и батский ярусы. Основным методом расчленения нижне-среднеюрских отложений является спорово-пыльцевой анализ (В. В. Зауэр) и только в верхних частях разреза западных районов Прикаспия обнаружены редкие остатки микрофауны (Е. Д. Шац, А. Я. Асбель, П. С. Любимова) и макрофауны (А. А. Савельев), а на востоке площади по всему разрезу встречены остатки флоры разной степени сохранности (А. И. Киричкова). Неоценимую помощь при стратиграфической корреляции разрезов оказывает электрический каротаж, который четко фиксирует нижнеюрские отложения депрессионными кривыми *КС* и *ПС*, поскольку в них содержится значительно больше слабцементированных обломочных пород по сравнению со среднеюрскими.

Изучаемые отложения представлены песчано-алевритовыми породами с постепенным увеличением количества глинистого материала вверх по разрезу. В среднем глинистые породы составляют 30—40% в нижней и около 50% в средней юре. В батском ярусе в восточных областях Прикаспия отмечаются маломощные прослойки углей, а в западных — известняков.

Мощность изучаемых отложений достигает наибольших значений в Южноэмбенском районе (J_1 — 100 м, J_2 — 500 м) и сокращается как

к северо-востоку (J_1 — 60 м, J_2 — 200 м в Актюбинском районе), так и к юго-западу в сторону Астрахани, где нижняя юра выклинивается, а суммарная мощность байоса — бата в среднем составляет 150—200 м. В междуречье Волги и Урала мощность ниже-среднеюрских отложений 350—400 м.

Сопоставление разрезов Прикаспийской впадины позволило наметить весьма важную закономерность: существование двух различных по составу пачек.



Фиг. 1. Схема расположения изученных разрезов
Черные кружки — изученные разрезы

Наиболее четко отличие их устанавливается по соотношению между компонентами легкой фракции — кварцем, полевыми шпатами и обломками пород. Результаты иммерсионных определений (107 анализов)¹ вынесены на треугольную диаграмму (фиг. 2), которая разделена на поля, предложенные в классификации А. Г. Коссовской (1959). Как следует из этой диаграммы, песчаники нижней пачки относятся к мономинерально-кварцевым и олигомиктовым кварцевым разностям, в то время как в верхней пачке преобладают аркозово-кварцевые песчаники, собственно аркозы, загрязненные аркозы и полевошпатовые граувакки. В табл. 1 приведены средние значения «коэффициента мономинеральности» (отношение кварца к полевому шпату) для обеих пачек каждого разреза, по которому также видна указанная закономерность. Можно добавить, что в песчаниках нижней пачки обломки пород почти исключительно кремнистые, а в верхней — примерно половину составляют обломки глинистых и эффузивных пород. Различия в минеральном составе терригенных пород наблюдаются, однако, не только между пачками, но и в каждой из пачек на разных площадях низменности. С востока на

¹ Анализировалась алевритовая фракция (0,1—0,01 мм) различных пород.

запад постепенно уменьшается количество кварца и соответственно возрастает количество полевых шпатов и обломков пород.

Тяжелая фракция терригенных компонентов пород в основном сложена черными рудными минералами (магнетит, гематит, титаномагнетит, ильменит) и агрегатными титанистыми минералами (и лейкоксеном). В нижней пачке по сравнению с верхней меньше «черных рудных» минералов и больше агрегатных титанистых+лейкоксен (их можно рассматривать как продукты изменения первых). Распределение тяжелых минералов четко подчиняется выделенным пачкам: в верхней пачке резко сокращается процент метаморфических минералов (ставролит, дистен, бурый гранат, рутил, хлоритоид), типичных для нижней пачки, появляются амфиболы, абсолютно отсутствующие в нижней пачке, местами также возрастает количество сфена, анатаза (см. табл. 1).

Очень важным критерием для разграничения выделяемых пачек является минеральный состав глин: гидрослюдисто-каолинитовый в нижней пачке и гидрослюдисто-монтмориллонитовый — в верхней.

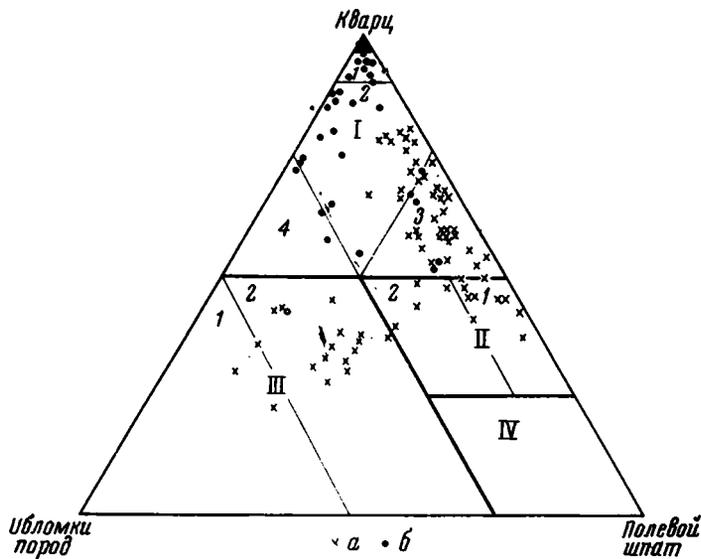
Описываемые пачки отличаются и по физическим свойствам глин — плотности и пористости. Глины изучаемых отложений характеризуются диапазоном плотности от 1,56 до 2,02 г/см³, причем перепад средних значений между верхней и нижней пачками достигает 0,3 г/см³. Так, в разрезе купола Челкар глины нижней пачки имеют плотность 1,71—2,02 г/см³ (в среднем 1,90), а верхней — 1,56—1,78 г/см³ (в среднем 1,63). Естественно, что между физическими свойствами глин и глубиной их захоронения существует прямая зависимость, но в данном случае только этой причиной столь значительные различия плотности не могут быть объяснены, поскольку и пограничные образцы нижней и верхней пачек имеют почти такие же от-

Таблица 1

Содержание некоторых прозрачных минералов (% тяжелой фракции)

Местонахождение скважины	Пачки	Количество образцов	Коэффициент пористости	Агрегатные титанистые+лейкоксен		Черные рудные		Бурый гранат		Ставролит		Дистен		Рутил		Сфен		Амфиболы	
				пределы колебаний	среднее	пределы колебаний	среднее	пределы колебаний	среднее	пределы колебаний	среднее	пределы колебаний	среднее	пределы колебаний	среднее	пределы колебаний	среднее	пределы колебаний	среднее
Челкар, скв. 401	Верхняя	12	4,2	13—36	23	37—53	46,5	1,0—4,0	2,0	—	—	—	—	0,5—2,0	1,0	2,0—6,5	4,0	Сл.—0,5	Сл.
	Нижняя	11	19,2	25—70	40	7—41	28,5	1,5—11,0	6,0	0,5—8,0	—	Сл.—1,0	0,5	1,0—5,0	2,5	Сл.—1,5	0,5	—	—
Гран, скв. К-1	Верхняя	5	2,0	15—25	22	30—48	41	0,5—1,5	1,0	—	—	—	—	1,5—3,5	2,0	Сл.—2,0	1,0	Сл.	—
	Нижняя	6	4,0	27—52	35,5	8—39	20,5	2,0—19,0	4,0	Сл.?	Сл.?	Сл.	Сл.	2,5—6,0	4,0	—	—	—	—
Копя, скв. Г-6	Верхняя	13	1,5	8,5—40	25	35—62	50	0,5—3,5	1,5	Сл.	Сл.	»	»	Сл.—1,0	Сл.	Сл.—8,0	3,0	Сл.—1,0	0,5
	Нижняя	3	19,0	33—62	48	11—28	18	2,0—8,0	4,5	Сл.	Сл.	»	»	1,5—2,0	2,0	—	—	—	—
Кенкияк, скв. Г-6	Верхняя	37	2,0	20—60	42	2,5—40	11,5	сл.—6,0	2,5	Сл.—1,5	0,5	»	»	Сл.—1,5	1,0	Сл.	Сл.	Сл.—2,0	0,5
	Нижняя	10	>25,0	25—53	37	4,5—15,5	10,0	5,0—15,0	9,5	11,5—16,5	8,5	1,0—3,0	1,5	1,5—8,0	3,5	»	»	»	»

личия. Карбонатность глин невелика (не более 15%), причем наибольший процент растворимости в HCl отмечается у глин верхней пачки Челкара, тогда как плотность их наименьшая, и значит положительной корреляции между плотностью глин и содержанием в них CaCO_3 в данном случае нет. Не удалось заметить зависимости плотности глинистых пород и от их гранулометрического состава. Такой большой перепад плотности, очевидно, связан с различной минералогией глин верхней и нижней пачек. Действительно, почти чистые монтмориллонитовые глины Челкара имеют самые низкие значения плотности (1,56—1,63 г/см^3).



Фиг. 2. Треугольная диаграмма состава обломочных пород. Классификационные поля диаграммы (по Коссовской, 1959) I — семейство кварцевых песчаников: 1 — мономинерально-кварцевые, 2 — олигоминеральные кварцевые, 3 — аркозово-кварцевые, 4 — граувакково-кварцевые. II — семейство аркоз: 1 — собственно аркозы, 2 — загрязненные аркозы. III — семейство граувакк: 1 — собственно граувакки, 2 — полезошпатовые граувакки. IV — пустое поле: а — образцы нижней пачки, б — образцы верхней пачки

Очень четко выражено различие пачек по содержанию в них рассеянных химических элементов. В разрезах большинства изученных прикаспийских скважин граница нижней и верхней пачек фиксируется по изменению концентраций почти всех химических элементов, определенным количественным спектральным анализом. Для нижней пачки характерны большие концентрации Sr, Ti, Cu, Ni, V по сравнению с верхней пачкой и, наоборот, меньшие концентрации Sr, Mn, Ba. Особенно четко это видно на примере разреза купола Челкар (табл. 2).

В некоторых разрезах пачки отличаются и по составу цемента обломочных пород — глинистого в нижней и карбонатного в верхней пачках. С характером цемента тесно связаны физические свойства этих пород. Так, плотность песчаников и алевролитов нижней пачки Челкара в среднем 1,93 г/см^3 (1,7—2,02), верхней 2,5 г/см^3 (2,3—2,7), пористость соответственно — 24,7 и 8,37%.

При корреляции границы нижней и верхней пачек в отдельных разрезах Прикаспийской впадины было отмечено ее возрастное скольжение от кровли нижеюрских отложений на востоке до кровли байоса на западе и северо-западе впадины.

На площадях Кенкияк, Копа, Гран и Челкар описанные пачки устанавливаются с помощью всех перечисленных выше признаков (состав легкой и тяжелой фракций, минералогия глин, физические свойства гли-

Содержание малых химических элементов в глинах (% к породе)

Челкар, скв. 401	Количество образцов	Cr	Ti	Cu	Ni
Верхняя пачка	12	0,006 (0,003—0,009)	0,27 (0,20—0,38)	0,0033 (0,0009—0,0055)	0,0057 (0,0042—0,0090)
Нижняя пачка	11	0,031 (0,013—0,044)	0,59 (0,45—0,70)	0,0070 (0,0027—0,017)	0,010 (0,0055—0,017)

Челкар, скв. 401	Количество образцов	V	Sr	Mn	Ba
Верхняя пачка	12	0,010 (0,0060—0,020)	0,034 (0,016—0,063)	0,11 (0,010—0,25)	0,030 (0,019—0,040)
Нижняя пачка	11	0,015 (0,0050—0,030)	0,0070 (0,0030—0,014)	0,0090 (0,0050—0,020)	0,015 (0,0055—0,031)

нистых пород, поведение рассеянных химических элементов в глинистых породах). Для площадей Южноэмбаевского района (Кусанбай, Бекшибай, Мулдабек и др.) в нашем распоряжении были только данные окрашивания глинистых пород, предоставленные И. А. Пинчук.

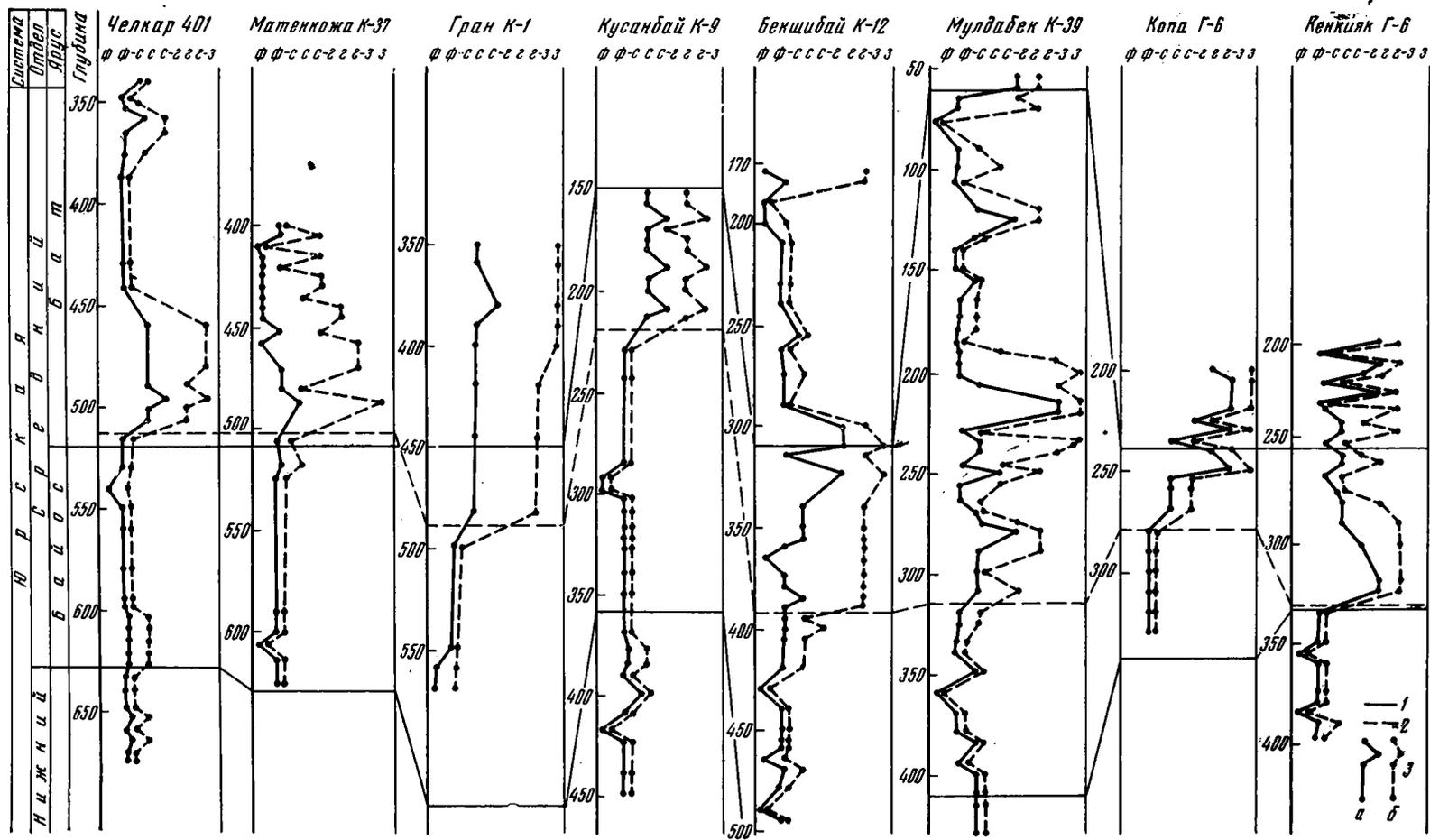
Возможность использования данных окрашивания для корреляции границы между пачками была проверена на опорных разрезах. При этом установлено, что изменение характера кривых окрашивания всегда наблюдается на границе пачек.

Нижняя пачка постоянно характеризуется ровными кривыми *МГ* и *МГ+КСI*, не выходящими за пределы фиолетовых, фиолетово-синих и синих цветов, осадки при этом плотные. В верхней пачке эти кривые сильно изрезанны. Здесь метиленовым голубым глины окрашиваются в фиолетово-синие, синие, сине-голубые цвета, которые при добавлении *КСI* часто сменяются голубыми, голубовато-зелеными и зелеными, осадки с *КСI* гелевидные и сильногелевидные.

Всего метиленовым голубым было окрашено около 2000 образцов глинистых пород более чем из 30 разрезов, и это позволило, как видно на фиг. 3, провести границу выделенных пачек на довольно значительной территории.

Для более точной диагностики глинистых минералов были проведены термические (68), термовесовые (34) и рентгеновские (84) анализы тонкопелитовой фракции ($<0,001$ мм), выделенной из пород методом водного отмучивания. Рентгеновские анализы проводились на дифрактометре УРС-50И на железнотнеотфильтрованном излучении с использованием ориентированных и разориентированных препаратов. Ориентированные препараты изготовлялись осаждением глинистых чешуек из водной суспензии на стеклянную пластинку, а разориентированные — смешением с тонкоизмельченной корковой пробкой в объемном соотношении 1:3. Кроме того, разориентированные образцы (25 анализов) снимались в камере РКД-57, специально приспособленной для съемки глинистых минералов (Франк-Каменецкий, 1964). В результате этих исследований определены минералы каолиновой гидрослюдистой и монтмориллонитовой групп.

Кривые нагревания каолинита (см. фиг. 5, а) постоянно осложнены эндотермическим эффектом в области небольших температур — 100—130°, что свидетельствует, по-видимому, или о несовершенстве структуры, или о наличии примесей других глинистых минералов (главным образом гидрослюды). На несовершенство структуры каолинита указывает разру-



Фиг. 3. Корреляция ниже-среднеюрских разрезов Прикаспийской впадины по данным окрашивания глинистых пород метиленовым голубым
 1 — стратиграфические границы; 2 — граница между пачками; 3 — кривые окрашивания метиленовым голубым: а — кривая МГ; б — кривая МГ+КС

шение ее в основном при температурах 580—590°, а также прямой отрезок кривой перед экзотермической реакцией. Наилучшей степенью окристаллизованности обладают, очевидно, каолиниты нижней пачки площади Кенкияк. Здесь чаще встречаются образцы с максимумом эндотермической реакции при 600°, со слабо заметным наклоном кривой перед экзотермической реакцией, обусловленным окончательным удалением гидроксильной воды, и с более острым и четко выраженным экзотермическим (910—920°) пиком.

То, что каолиниты нижнеюрских отложений Прикаспия в основном не мономинеральны и не хорошо окристаллизованы, подтверждается также характером потери веса при нагревании. Наиболее чистые разности и наилучшая окристаллизация по этим данным также отмечается на площади Кенкияк (как отдельных образцов верхней пачки, так и в целом каолинитов нижней пачки). При полчасовом нагревании до 1000° изучаемые каолиниты теряют 14% веса, причем основная потеря веса (2/3) происходит довольно резко в интервале температур от 450 до 650° (фиг. 4, а). В большинстве случаев отмечается незначительная потеря веса (3—4%) до 200°.

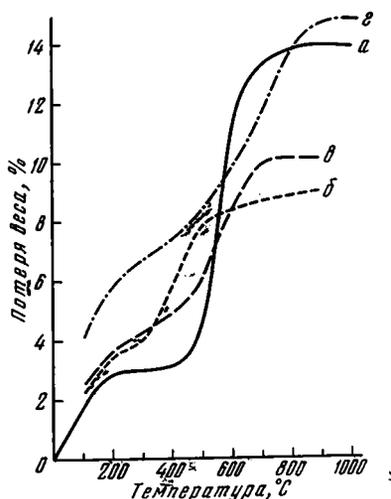
Примесь гидрослюда в каолинитах изучаемых отложений постоянно фиксируется на дифрактометрических кривых ориентированных препаратов. Каолинит диагностировался по базальным отражениям первого (001) и второго (002) порядков, причем для каолинитов нижней пачки характерны несколько большие значения d_{001} , чем для верхней. Так, межплоскостное расстояние у каолинитов нижней пачки кенкиякского разреза колеблется от 7,34 до 7,54 Å (3 обр.), а верхней — от 7,21 до 7,41 Å, обычно 7,26 Å (11 обр.). Рефлексы 060 каолинитов обеих пачек примерно одинаковы и варьируют от 1,486 до 1,489 Å.

На Челкаре, где выход керна также позволил провести массовые анализы (всего 20 обр. по 10 из каждой пачки), эта закономерность подтверждается. Значения первого базального отражения каолинитов нижней пачки колеблются в пределах 7,23—7,51 Å, с более частыми значениями 7,28 Å, а верхней — 7,02—7,26 Å, в большинстве случаев 7,16 Å.

После двухчасового прокаливания при 600° эти базальные рефлексы исчезают, что является чертой отличия минералов группы каолинита от хлоритов.

Поскольку после прокаливания глины становятся практически неразмокаемыми в воде, то ориентированные препараты из них готовились прессованием прокаленного измельченного порошка на масляном компрессоре между отполированными стальными пластинами при давлении 100 ат. Прессованная плитка легко укрепляется на смазанной вазелином стеклянной пластине и в таком виде вставляется в держатель дифрактометра.

Гидрослюды Кенкияка по термограммам несколько отличаются от гидрослюды Челкара и Грана (фиг. 5, б, в). Так, у наиболее чистых гидрослюдистых разностей низкотемпературная эндотермическая реакция, вызванная удалением гигроскопической и межслоевой воды, у образ-



Фиг. 4. Зависимость между температурой нагревания и потерей веса а — обр. 77/1, Кенкияк — каолинит; б — обр. 35/2, Кенкияк — преимущественно гидрослюда; в — обр. 8/1, Челкар — преимущественно гидрослюда; г — обр. 54/1, Челкар — монтмориллонит

цов площади Кенкияк чаще всего протекает при температуре 150—160°, а Челкар и Гран— при 120—130°. Потеря гидроксильной воды начинает проявляться в промежутке 450—500° и максимума этот эндотермический пик у гидрослюд Кенкияка обычно достигает при 600—630°, а у гидрослюды Челкара и Грана несколько раньше — при 570—600°. Третий эндотермический эффект у всех гидрослюд наблюдается при 850—950°. Слабый экзотермический эффект, не везде четко выраженный, отмечается между 900 и 1000° или начинается к 1000°.

Характер кривой потери веса образцов наиболее чистой гидрослюды такой: значительная потеря воды ниже 100°, постепенная потеря от 100 до 300°, сравнительно быстрая значительная потеря от 300 до 600° и вновь постепенная выше 600° (см. фиг. 4, б, в). Суммарная потеря веса гидрослюды составляет 11—13%.

На дифрактометрических кривых ориентированных препаратов гидрослюды диагностируются по базальным отражениям первого с $d=10,09$ — $10,20$ Å и второго с $d=4,99$ — $5,03$ Å порядков; третье базальное отражение ($d=3,34$ Å) совпадает с рефлексом кварца, который постоянно присутствует в тонкопелитовой фракции изучаемых образцов и, помимо этого очень интенсивного рефлекса, определяется по пику 4,26—4,28 Å. О принадлежности гидрослюды к диоктаэдрическому, мусковитовому типу можно судить по повсеместно четко выраженному относительно интенсивному второму базальному отражению и колебанию значений d_{060} от 1,4900 до 1,5044 Å.

Минералы монтмориллонитовой группы уже в очень небольших количествах фиксируются на графиках окрашивания метиленовым голубым по сдвигу кривой $Mg+KCl$ в голубые и голубо-зеленые цвета, а также по сильно гелевидным осадкам с KCl и быстрому набуханию этих глин в воде.

На дифференциальных термограммах основной эндотермический эффект монтмориллонитов, связанных с удалением межпакетной воды, происходит в интервале 130—150°. Вторая эндотермическая реакция наблюдается у относительно мономинеральных монтмориллонитовых глин верхней пачки Челкара в интервале 680—720°, а у монтмориллонитов верхней пачки Грана, в которых существенную примесь составляют гидрослюды, она протекает значительно раньше — при 560—600° (см. фиг. 5, г, д). Третий эндотермический эффект монтмориллонита фиксируется в интервале 850—900°, а за ним следует не везде четко выраженный экзотермический пик (950—1000°).

При проведении термического анализа глинистых фракций частая примесь углистого вещества не только вызывает спекание термопар установки, но и маскирует термические эффекты самих глинистых минералов. Обработкой перекисью водорода нам частично удалось избежать этих явлений. Изменился, например, характер термограммы монтмориллонита (Челкар 401, обр. 11, см. фиг. 5, е, ж): ясно проступила примесь гидрослюды (эндоеффект 560°), более четким стали второй (680°) и третий (850°) эндотермические эффекты монтмориллонита, а также обозначилась и экзотермическая реакция (950°).

Потеря в весе при нагревании наиболее чистых монтмориллонитовых глин составляет 15—16%, причем около 6% приходится на первые 200°, затем в интервале 200—500° изменения в весе очень незначительные, и после 500° вновь наблюдается довольно интенсивная потеря веса (см. фиг. 4, г).

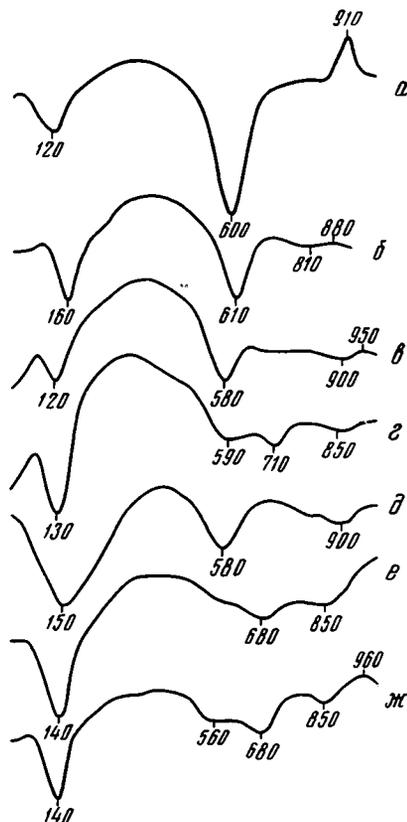
Ориентированные препараты относительно чистых воздушно-сухих монтмориллонитовых глин дают интенсивный рефлекс (00L) первого порядка $15,0 \pm 0,5$ Å, увеличивающийся до 17,6 Å при насыщении этиленгликолем. Часто монтмориллонит находится в смеси с гидрослюдой, тогда получается асимметричный размытый пик с пологой стороной в области более малых углов с максимумом 13,6—14,5 Å, разделяющийся с этиленгликолем на два четких пика: (001) гидрослюды 9,97—10,2 Å

и (001) монтмориллонита 17,8—18,3 Å. После прокаливания при 600° в течение двух часов, а также после обработки КОН по методу Уивера (Weaver, 1958), d_{001} монтмориллонита снижается до 10 Å.

На основании проведенного комплекса методов изучения глинистых минералов ниже-среднеюрских отложений наметились основные черты их распределения как в вертикальном разрезе, так и по площади Прикаспийской впадины. При этом главной закономерностью, о которой уже говорилось выше, является приуроченность гидрослюдисто-каолинитовых глин к олигомиктовой нижней пачке, а гидрослюдисто-монтмориллонитовых — к полимиктовой верхней пачке. Эта закономерность хорошо видна на фиг. 6, где в виде графика показаны изменения интегральных интенсивностей первых базальных рефлексов (001) каолинита, монтмориллонита и гидрослюда в четырех опорных разрезах. Необходимо отметить, что в глинах нижней пачки иногда встречается небольшая примесь хлорита, фиксирующаяся слабыми рефлексами 14,2—14,4 Å и 4,74—4,78 Å, не смещающимися при насыщении этиленгликолем и сохраняющимися после прокаливания при 600° в течение двух часов.

Отдельные разрезы имеют свои индивидуальные черты. Восточные прибортовые районы (купол Кенкияк, скв. Г-6) отличаются широким повсеместным развитием минералов каолинитовой группы. Нижняя пачка, включающая здесь только нижеюрские отложения, характеризуется почти мономинеральными каолинитовыми глинами, гидрослюдистая составляющая в них, по рентгеновским данным, ничтожна (табл. 3, № 1). В байос-батских отложениях, объединенных в верхнюю пачку, каолинитовые минералы, наряду с монтмориллонитом и гидрослюдой, остаются основными компонентами глинистых пород. В батских отложениях среди частых угольных прослоек встречаются даже преимущественно каолинитовые глин. Монтмориллонит преобладает в нижних горизонтах верхней пачки, а далее вверх по разрезу отмечается только в примеси. Поэтому для байос-батских отложений Кенкияка характерны как гидрослюдисто-монтмориллонитовая с каолинитом, так и гидрослюдисто-каолинитовая с монтмориллонитом ассоциации глинистых минералов (табл. 4, № 1).

В западном направлении (пл. Копа, скв. Г-6) значение каолинитовых минералов заметно сокращается. Во всей нижней пачке, охватывающей здесь, помимо лейаса и низы байосских отложений, гидрослюдистые минералы становятся существенной частью глинистых пород, и нижняя пачка характеризуется гидрослюдисто-каолинитовой ассоциацией глинистых



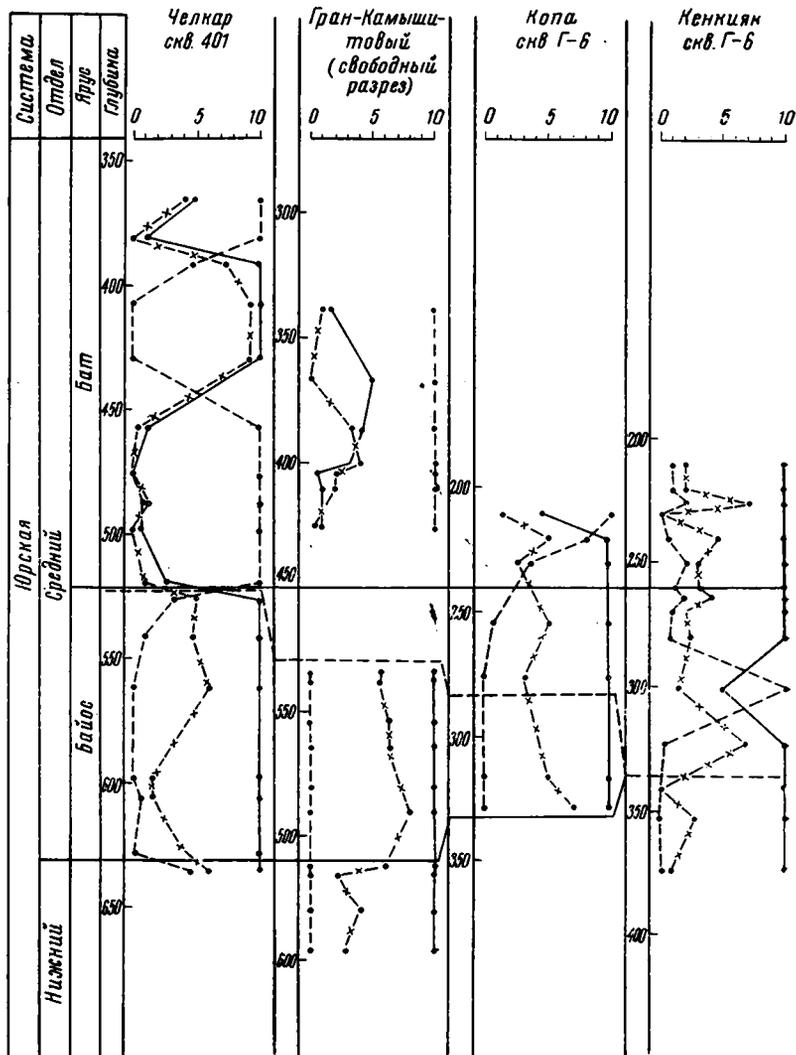
Фиг. 5. Кривые нагревания глинистых фракций

а — обр. 77/1, Кенкияк — каолинит; б — обр. 35/2, Кенкияк — преимущественно гидрослюда; в — обр. 8/1, Челкар — преимущественно гидрослюда; г — обр. 54/1, Челкар — монтмориллонит; д — обр. 16, Гран — монтмориллонит с примесью гидрослюды; е — обр. 11, Челкар — монтмориллонит до обработки H_2O_2 ; ж — обр. 11, Челкар — монтмориллонит после обработки H_2O_2

Таблица 3

Рентгенограммы типичных образцов глин нижней пачки

Кенкиак, скв. Г-6, обр. 70(1), № 1 г.л. 340—343 м							Гран, скв. К-1, обр. 25, № 2 г.л. 559,5—563,5 м							Челкар, скв. 401 обр. 18(2), № 3 г.л. 589—598,4 м									
каолинит с примесью гидрослюд							гидрслюдисто-каолинитовая глина с примесью хлорита							каолинит с примесью гидрслюды									
природный	ориентированные						природный	ориентированные						природный	ориентированные								
	воздушно-сухой		+этилен-гликоль		прокален, 600°, 2 часа			воздушно-сухой		+этилен-гликоль		прокален, 600°, 2 часа			воздушно-сухой		+этилен-гликоль		прокален, 600°, 2 часа				
<i>l</i>	$\frac{d}{n}$	<i>l</i>	$\frac{d}{n}$	<i>l</i>	$\frac{d}{n}$	<i>l</i>	$\frac{d}{n}$	<i>l</i>	$\frac{d}{n}$	<i>l</i>	$\frac{d}{n}$	<i>l</i>	$\frac{d}{n}$	<i>l</i>	$\frac{d}{n}$	<i>l</i>	$\frac{d}{n}$	<i>l</i>	$\frac{d}{n}$	<i>l</i>	$\frac{d}{n}$		
				1 днф	12,6					2	14,4	2	14,6	2	14,4								
2	10,2	2	9,4	1 днф	10,1	10	10,7	3	10,6	6	10,2	6	10,1	7	10,4	1	10,1	1	10,8	1	10,3	10	10,3
4	7,6	8	7,34	8 днф	7,34			5	7,41	10	7,25	10	7,25	2	7,25	7	7,25	7	7,25	9	7,25		
3	4,97	2	5,03	1	5,04	1	4,92	2	5,04	3	4,98	2	5,00	3	5,01	1	4,91	1	4,91	1	5,02	2	4,92
10	4,50	1	4,6		4,51	2	4,47	4	4,54	1	4,76	1	4,76	1	4,76								
2	4,27	2	4,6	3	4,28	2	4,25	2	4,27	2	4,25	2	4,25	3	4,25	10	4,45					5	4,45
3	3,54	10	3,54	10	3,55			4	3,59	9	3,57	9	3,59			2	3,6						
9	3,35	5	3,35	6	3,35	5	3,35	10	3,37	7	3,33	6	3,33	10	3,35	8	3,54	10	3,54	10	3,56	4	3,35
								2	3,23							1							
7	2,571							9	2,581							7	3,13						
3	2,511							1	2,509							6	2,559						
7	2,332							4	2,341							7	2,484						
																1	2,242						
																2	2,119						
3	1,982							4	1,992							5	1,985						
2	1,815							3	1,817							1	1,894						
6	1,659							5	1,667							1	1,786						
																8	1,657						
2	1,537							3	1,544							1	1,66						
								3	1,502							1	1,542						
8	1,488							4	1,486							9	1,486						
1	1,458																						
1	1,46																						
2	1,373							3	1,376														
2	1,351							2	1,341														
2	1,319							2	1,302														
2	1,284							2	1,284														
2	1,232							2	1,238							1	1,292						
								2	1,178							2	1,664						
								2	1,145							1	1,237						
1	1,073							2	1,080							2	1,198						
																1	1,153						



Фиг. 6. Распределение различных глинистых минералов в некоторых разрезах ниже-среднеюрских отложений Прикаспийской впадины (по рентгеновским данным)

1 — стратиграфические границы; 2 — граница между пачками; 3 — кривые интегральных I_{001} : а — каолинита; б — монтмориллонита; в — гидрослюда

минералов. В верхней пачке каолиниты подчиняются гидрослюдистым и монтмориллонитовым минералам.

Еще далее к юго-западу (пл. Гран-Камышитовый, сводный разрез) гидрослюдистые минералы наиболее распространены, чем на других изученных площадях, хотя и здесь они находятся в подчиненном положении по отношению к каолиниту в нижней пачке и к монтмориллониту — в верхней (см. табл. 3, № 2 и табл. 4, № 2).

На куполе Челкар, расположенном севернее Грана на том же меридиане, в верхней пачке, к которой здесь относятся уже только батские

отложения, монтмориллонит получил самое широкое развитие. Он является здесь почти единственным компонентом глинистых пород (см. табл. 4, № 3). Каолинит в этих глинах обычно отсутствует, и лишь в средней части пачки выделяется 50-метровый прослой гидрослюдисто-каолинитовых глин. Нижняя пачка, как и в других разрезах, представлена гидрослюдисто-каолинитовой ассоциацией (см. табл. 3, № 3).

Заканчивая рассмотрение глинистых минералов, следует еще раз подчеркнуть, что исключительной особенностью ниже-среднеюрских отложений Прикаспийской впадины является слабое развитие гидрослюдов по сравнению с монтмориллонитом и каолинитом.

Палеогеография Прикаспийской низменности в ниже-среднеюрское время наиболее подробно освещена в работах Г. Е.-А. Айзенштадта и И. А. Пинчук. По их данным, характерной чертой этого времени является чередование двух обстановок седиментогенеза: континентальной и мелководной морской. При этом для нижеюрской эпохи более типичны континентальные условия с постепенным погружением Прикаспийской впадины с юго-запада на северо-восток. На границе лейаса и байоса авторы устанавливают перерыв в осадконакоплении и перестройку рельефа: в среднеюрскую эпоху западные и юго-западные районы испытывают наибольшие прогибания и именно в этих районах чаще наблюдаются морские осадки.

На основании приведенного в данной статье фактического материала по разделению ниже-среднеюрских отложений на две литологически отличные неодновременные пачки, а также на основании детального изучения минерального состава глинистых пород могут быть получены некоторые новые сведения о палеогеографии этого периода.

В нижеюрскую эпоху Прикаспийская впадина была обширной континентальной равниной. Окружающие ее области питания характеризовались выположенным рельефом. Уральская складчатая система, являющаяся основным источником осадочного материала для мезозойского чехла впадины, не оказывала в это время решающего влияния на распределение отложений. В таких условиях главенствующую роль в формировании пород приобретал теплый гумидный климат. Медленно накапливающиеся осадки подвергались глубокоому химическому преобразованию, в результате чего сложилась маломощная (60—100 м) олигомиктовая толща с подавляющим развитием в тонкопелитовой фракции каолинита. Обломочные породы плохо сцементированы, и поэтому на электрокаротажных диаграммах нижеюрские отложения характеризуются депрессионными кривыми *КС* и *ПС*.

В предсреднеюрское время, вероятно, началось поднятие Урала и соответствующее прогибание восточного борта Прикаспийской впадины, компенсируемое поступающими с Урала осадками. С самого начала байосского века в восточных районах Прикаспия формируется полимиктовая пачка. Изменение тектонического режима, по-видимому, повлекло за собой изменение состава размываемых пород (повысилась роль изверженных пород среднего и основного составов), что определило смену ассоциаций терригенных минералов: увеличилось содержание полевых шпатов, амфиболов, обломков эффузивных пород, а также уменьшилось количество метаморфических минералов. В связи с этим каолинитовые глины нижней пачки сменились гидрослюдисто-монтмориллонитовыми в верхней.

Возможно, что изменению ассоциаций глинистых минералов способствовало изменение климатического режима. А. Г. Черняховский (1963) установил, что в Орской депрессии (Южный Урал) каолинитовая кора выветривания нижеюрского возраста сменилась в конце лейаса — начале средней юры на монтмориллонитовую. Автор видит причину этого в некоторой аридизации и похолодании климата.

В западных районах изучаемой территории в это время сохраняются прежние условия. Здесь продолжает формироваться нижняя олигомиктовая пачка с преобладанием каолинистых глин, хотя большая примесь гидрослюд по сравнению с нижнеюрскими осадками, а также наличие прослоек с морской микрофауной указывают на чередование континентальных обстановок с мелководно-морскими.

Однако прогибание, начавшееся на востоке, постепенно распространяется все дальше на запад. Оно растянулось в Прикаспии на весь байосский век, и именно поэтому наблюдается скольжение границы нижней и верхней пачек от кровли нижней юры на востоке впадины до кровли байоса в северных и западных районах.

Прогибание на западе территории было наиболее интенсивным. Оно не полностью компенсировалось накоплением осадков, и на отдельных этапах батского века морские условия седиментации тут выражены довольно четко. Так, например, на площади Челкар отмечены прослойки известняков с морской фауной, в этой же части разреза увеличивается количество гидрослюд за счет уменьшения монтмориллонитовых минералов.

Одновременно с прогибанием центральных и западных районов происходит воздымание восточного, смежного с Уралом борта Прикаспийской низменности. Здесь примерно с середины байосского века начинается размыв, что приводит к резкому сокращению мощностей средней юры по сравнению с западными районами. Частично уже в байосе, а особенно в батском веке, в восточных районах широко распространены фации кислых торфяных болот. Это доказывается присутствием в этой части разреза многочисленных угольных прослоек, остатков корневищ, листьев, иногда хорошей сохранности, а также замещением гидрослюд и монтмориллонита устойчивым в кислых гумидных условиях каолинитом. Таким образом, именно батский век характеризовался наибольшими различиями условий образования на разных территориях Прикаспия.

Как следует из приведенной палеогеографической схемы, для Прикаспийской впадины в нижне-среднеюрское время континентальные гумидные условия седиментации резко преобладали над морскими. Это, по-видимому, обусловило более широкое развитие минералов каолининовой и монтмориллонитовой групп по сравнению с гидрослюдами.

ЛИТЕРАТУРА

- Айзенштадт Г. Е.-А., Пинчук И. А. Опорные скважины СССР, Южноэмбская 2 и Тугаракчанская 5 опорные скважины. Тр. ВНИГРИ, вып. 184, 1961.
- Грим Р. Е. Минералогия глин. Изд. иностр. лит., 1956.
- Коссовская А. Г. К вопросу о классификации песчаных пород по минеральному составу. Уч. зап. ЛГУ. Сер. геол., вып. 12, № 310, 1959.
- Коссовская А. Г., Шутов В. Д., Александрова В. А. Зависимость минерального состава глин угленосных формаций от условий осадкообразования. Литология и полезные ископаемые, № 2, 1964.
- Ратеев М. А. Закономерности размещения и генезис глинистых минералов в современных и древних морских водоемах. Изд. «Наука», 1964.
- Франк-Каменецкий В. А. Природа структурных примесей в минералах. ЛГУ, 1964.
- Черняховский А. Г. Нижнемезозойские коры выветривания Орской депрессии (Южный Урал). В кн. «Геологические типы кор выветривания и примеры их распространения на Южном Урале». Тр. геол. ин-та АН СССР, вып. 77, 1963.
- Weaver Ch. E. The effects and geological significance of potassium «fixation» by expandable clay minerals derived from muscovite, biotite, chlorite and volcanic material. Amer. Mineralog., № 43, № 9—10, 1958.

УДК 551.763.12(575.3)

ОПЫТ КОМПЛЕКСНОГО ИЗУЧЕНИЯ ЛИТОЛОГИЧЕСКИХ ОСОБЕННОСТЕЙ КАЛИГРЕКСКОЙ СВИТЫ (ВЕРХНИЙ АПТ) ТАДЖИКСКОЙ ДЕПРЕССИИ

Г. Ф. РОЖКОВ

В течение 1962—1963 гг. проводилось изучение нижнемеловых песчаников Таджикской депрессии. За этот период был собран и обработан большой фактический материал. Только в песчаниках калигресской свиты произведено 1990 замеров ориентировки наклонов косых слоев мульдобразного и субпараллельного типов (Allen, 1963). Сделано около 100 гранулометрических и иммерсионных анализов и описано около 50 шлифов. Составлены карты терригенно-минералогических провинций (ТМП) и закартированы типоморфные особенности кварца¹.

В статье приводятся результаты комплексного изучения литологии и динамических условий седиментации песчаников калигресской свиты в связи с поисками зон выклинивания коллекторов нефти и газа.

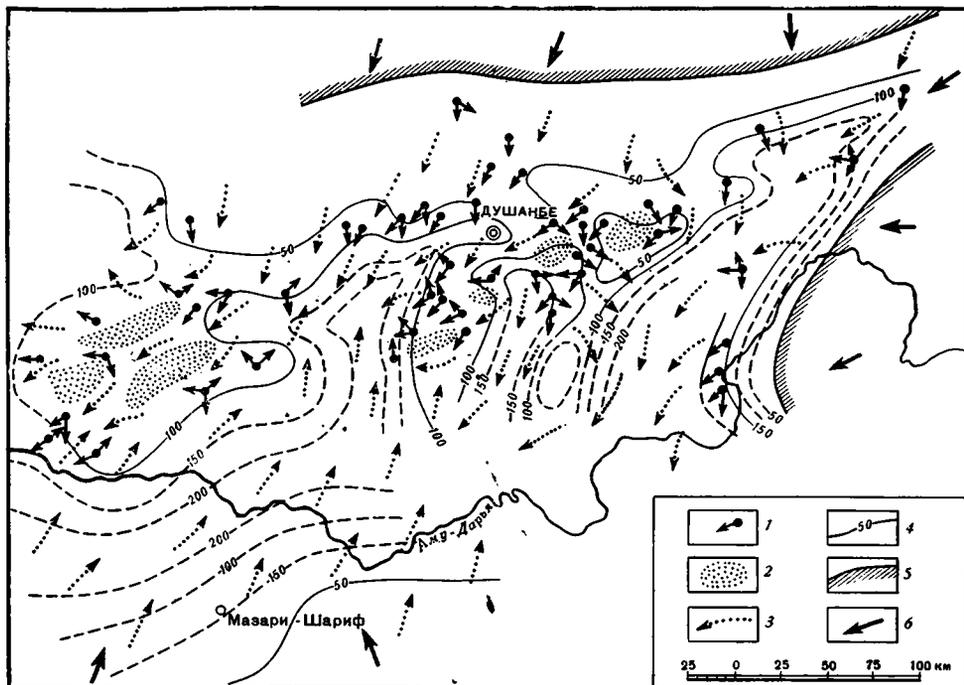
Возраст калигресской свиты (f)² определяется залеганием ее и верхнеокузбулакской свиты (e) между морскими фаунистически охарактеризованными отложениями нижнего баррема (Луппов, 1959) или верхнего готерива (Симаков, 1952).

Внутри этого интервала калигресская свита отделяется от верхнеокузбулакской свиты по литологическим особенностям и находкам *Parahoplites melchioris* Anth. (Луппов, 1959). Таким образом, калигресская свита считается верхнеаптской, а верхнеокузбулакская — относится к верхнему баррему и нижнему апту. По данным С. Н. Симакова (1959), калигресская, ниже- и верхнеокузбулакская свиты соответствуют верхнему готериву и апту. Эти схемы расчленения вполне приемлемы для западной части депрессии. Однако в восточных районах, где исчезают горизонты с морской фауной, замещаясь немymi красноцветными осадками, применение их весьма затруднено.

Калигресская свита существенно песчаная. На западе депрессии глины преобладают над песчаниками и содержат прослойки органогенно-оолитовых песчанистых известняков. В центральной части свита представлена мелко-, среднезернистым полевошпатово-кварцевым песчаником светлого-серого цвета. На северо-востоке и востоке депрессии разрезы свиты состоят из сплошных красноцветных песчаников, в которых наблюдаются разнообразные типы цемента: базальный, поровый, соприкосновения и регенерационный; первые два преобладают. Карбонатность песчаников

¹ В исследованиях, проводившихся под руководством В. А. Гроссгейма, принимали участие Г. Ф. Рожков, И. Л. Герашенко, Н. С. Окнова и З. Н. Ипатова. В работе были использованы материалы А. М. Акрамходжаева, В. В. Болтышева, Т. Я. Бронштейн, А. Э. Базанова, Н. Г. Власова, Л. Ю. Джураева, С. А. Захарова, Н. Н. Кузнецова, Н. П. Луппова, С. С. Лима, Г. В. Павлова, С. Н. Симакова, К. А. Сотириади, В. Н. Шванова и др.

² Буквенные индексы приводятся по С. Н. Симакову (1952).



Фиг. 1. Схема изопакит и палеотечений калигрёкского бассейна

1 — направления донных течений по ориентировке наклонов косых слойков; 2 — положительные формы палеорельефа дна бассейна седиментации в зонах конседиментационных поднятий; 3 — предполагаемые направления донных течений; 4 — изопакиты через 50 м; 5 — предполагаемые границы; 6 — региональные направления сноса обломочного материала (направления палеосклонов)

увеличивается к периферии депрессии. В центральных районах часто встречаются аутигенный каолиновый и глинистый цементы. Количество регенерационного цемента значительно меньше, чем в песчаниках неокома.

Песчаники калигрёкской свиты являются благоприятными объектами для изучения косой слоистости, так как они широко развиты в пределах депрессии, хорошо обнажены и характеризуются обилием отлично отпрепарированных выветриванием косослоистых серий (Рожков, 1964). Изучение косой слоистости проводилось по методике, предложенной Н. Б. Вассоевичем, В. А. Гроссгеймом (1951), которая была несколько дополнена в процессе работы. На схеме (фиг. 1) розы-диаграммы для удобства заменены соответственно стрелками (векторами), указывающими азимутальные направления наклонов преобладающей массы косых слойков обоих типов в 53 пунктах наблюдения. Величина углов падения их варьировала от 8 до 30°. Средний угол падения по 1990 замеров составил 17°. Известно, что многие геологи получали подобные значения углов падения косых слойков (Cazeau, 1960; Farkas, 1960; Pelletier, 1958; Pettijohn, 1962; Twenhofel, 1950 и др.). Отмечено, что увеличение максимальных³ углов падения косых слойков гомогенных серий связано с уменьшением гранулометрического размера песчаников. Это вполне согласуется с результатами экспериментальных работ А. В. Джоплинга (Jopling, 1963). Им установлено, что субпараллельный тип косой слоистости, обладающий относительно крутыми углами падения, отвечает меньшим скоростям течений, а мутьеобразный тип с более пологими углами падения указывает на большие скорости течения. При экспери-

³ Углы, измеренные в сечении, параллельном направлению донного течения, сформировавшего данную косую серию.

ментальных исследованиях отмечено, что с повышением скорости течения потока субпараллельный тип косой слоистости переходит в мультислойный. Подобное мнение разделяют С. Фаркас (1960) и С. П. Абрамов (1961). Однако некоторые исследователи придерживаются иных взглядов (Животовская, 1964). В калигретском бассейне седиментации мультислойные косые серии преобладают в основном на периферии, а субпараллельный тип встречается преимущественно во внутренних районах.

Мощности косых серий в песчаниках калигретской свиты изменяются от 0,1 до 1,5 м. Однако наблюдались косые серии обоих типов и более крупных размеров, мощности которых достигали 3—4 и редко 6 м. Сходные результаты были получены многими исследователями (Potter and Olson, 1954; Schwarzacher, 1953 и др.). Очень крупные косые серии в ассоциации с трещинами усыхания были встречены только в юго-западной части Дарвазского и в центральной части Гиссарского хребтов, т. е. на периферии депрессии. Во внутренних зонах бассейна седиментации мощности косых серий резко уменьшались: из 47 замеров средняя мощность составляла 0,5 м. Предполагается, что для мелководных бассейнов мощности косых серий варьируют от 2,5 до 80 см и в среднем составляют 25 см (Farkas, 1961). Для более открытых и глубоководных бассейнов характерна микрокослоистость. По В. К. Хамблину (Hamblin, 1961), габариты микрокослоистых серий являются следующими: длина серий измеряется от 2,5 до 37 см, ширина — от 2,5 до 15 см и мощность — от 0,25 до 2,0 см.

В Таджикской депрессии микрокослоистость приурочена в основном к верхнемеловым отложениям, однако встречается и в осадках баррема, нижнего и верхнего альба. Установлено, что увеличение или уменьшение мощностей косых серий связано соответственно с увеличением или уменьшением средних размеров зерен песчаников, слагающих косые слои этих серий. На эту взаимосвязь указывали Ю. А. Жемчужников (1940), В. Шварцахер (Schwarzacher, 1953) и другие исследователи. Однако способ осреднения гранулометрического состава гетерогенных косых серий пока не ясен.

Из последовательного анализа схем изопакит четырех стратиграфических диапазонов нижнемеловых отложений следует, что на территории депрессии существовали конседиментационные поднятия и прогибы. Мы предполагаем, что в калигретское время (см. фиг. 1) конседиментационные поднятия существовали в районе юго-западных отрогов Гиссарского хребта и в междуречье Вахш — Кафирниган. Относительные прогибы отмечаются в центральной части депрессии (верхнее течение р. Аму-Дарьи), а также в Сурханской, Яванской и Яксуйской долинах.

В это же время в Таджикской депрессии существовала довольно сложная система донных⁴ течений (см. фиг. 1). Основное продольное течение было направлено сравнительно широкой полосой с северо-востока на юго-запад по общему региональному наклону бассейна седиментации. Это течение в значительной мере пополнялось за счет палеотоков, направленных вниз по южнотяньшанскому и северопамирскому палеосклонам. Сочленялись они, очевидно, через Алайский и Яксуйский прогибы. Течения, направленные вниз по северопамирскому палеосклону, в районе сел. Анжироу заметно отклонялись на юг, в сторону Афганистана. В связи с этим можно также предполагать существование прогиба в зоне сочленения северопамирского и северогиндукушского палеосклонов. В это же время активизируется деятельность афганского течения, направленного вниз по северогиндукушскому палеосклону. Это течение действовало вдоль Сурханского прогиба и, очевидно, достигало южных окраин хребта Сурхантау. Это указывает на то, что крутизна северо-

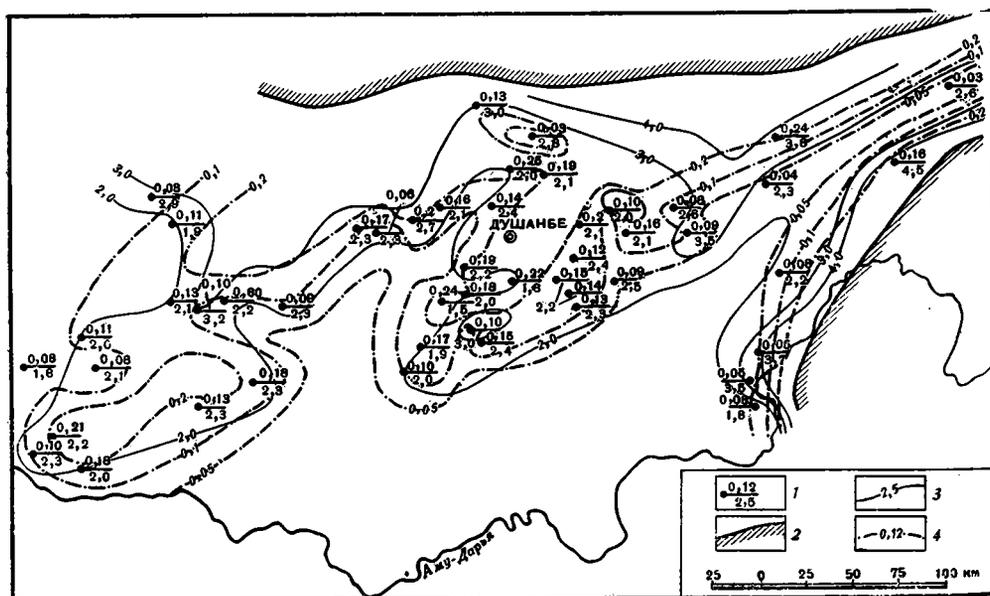
⁴ Под этим термином понимаются течения, которыми транспортировались осадки непосредственно по дну седиментационного бассейна (Гроссгейм, 1963).

гиндукушского палеосклона оказалась наибольшей. Центральный участок прогиба (верхнее течение р. Аму-Дарьи), очевидно, являлся сочленением южнотяньшаньского и северогиндукушского палеосклонов.

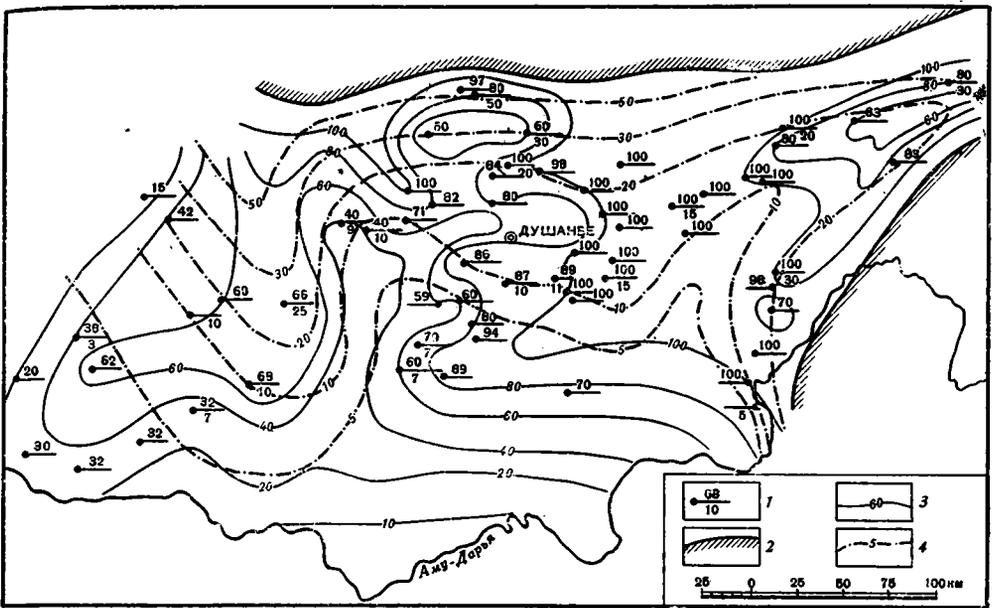
В результате сопоставления схем изопакит и донных течений можно предположить, что существовало некоторое расхождение между структурой и батиметрической осями бассейна седиментации. В зонах конседиментационных поднятий наблюдается максимальный разброс наклонов косых слоев (виргация донных течений), который, очевидно, связан с обтеканием донными течениями положительных форм палеорельефа дна бассейна седиментации. Следует отметить, что на периферии бассейна, а также в частных прогибах косая слоистость подчиняется более строгой ориентировке сообразно с уклонами дна бассейна.

Средние (медианные) размеры зерен и отсортированность песчаников определялись по кумулятивным кривым. Для калигретских песчаников средние размеры зерен изменяются от 0,05 до 0,25 мм, коэффициенты сортировки варьируют в пределах 1,5—3,8. Из анализа фиг. 2 можно полагать, что убывание гранулометрических уровней и улучшение отсортированности песчаников происходит от периферии депрессии к ее центральным районам. Более мелкозернистые, лучше, отсортированные осадки приурочены к прогибам. Некоторое погрубение обломочного материала и ухудшение отсортированности наблюдается в зонах конседиментационных поднятий. Перепад гранулометрического уровня и отсортированности песчаников вполне согласуется с общей картиной распределения донных течений.

Коэффициент песчаности является отношением суммарной мощности конгломератов, гравелитов песчаников и алевролитов к общей мощности свиты, выраженным в процентах. Из анализа фиг. 3 следует, что повышение содержания песчаного материала наблюдается на северо-востоке депрессии, вдоль границ бассейна осадконакопления, а также в зонах конседиментационных поднятий. Пониженное содержание песчаного материала отмечается на участках относительного прогибания.



Фиг. 2. Схема распределения отсортированности и средних размеров зерен песчаников 1 — точка наблюдения (в числителе — средний размер зерен, в знаменателе — средний коэффициент отсортированности песчаников); 2 — предполагаемые границы бассейна седиментации; 3 — изолинии средних размеров зерен песчаников; 4 — изолинии коэффициентов отсортированности песчаников



Фиг. 3. Схема распределения коэффициентов песчаности и процентного содержания обломков пород по данным шлифов

1 — точка наблюдения (в числителе — коэффициент песчаности, в знаменателе — процент содержания обломков пород); 2 — предполагаемые границы бассейна седиментации; 3 — изолинии коэффициентов; 4 — изолинии процентного содержания обломков пород

Таким же образом производился анализ содержания конгломератов и гравелитов, развитых на периферии бассейна седиментации. Результаты указывают на тенденцию увеличения процентного содержания гравелитов и конгломератов к границам седиментационного бассейна.

Параллельно производилось картирование и анализ распределения по площади депрессии глинистой, алевроитовой и песчаной фракций калигрекских песчаников. Эти схемы в статье не приводятся, так как результаты оказались тождественны выводам, полученным при рассмотрении схемы распределения коэффициентов песчаности (см. фиг. 3). Более грубозернистый материал концентрировался на периферии депрессии и в зонах конседиментационных поднятий, а мелкозернистый — на участках относительного прогибания.

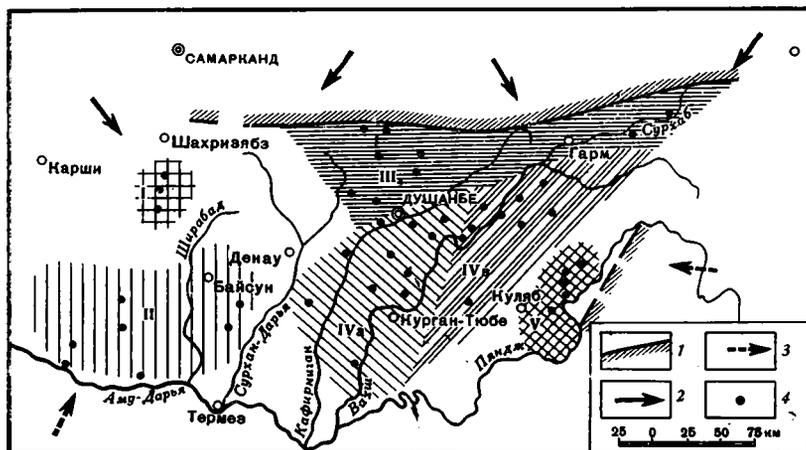
Для нижнемеловых отложений Таджикской депрессии на основании 2800 иммерсионных анализов различных авторов по методике, предложенной В. А. Гроссгеймом (1963₂), И. Л. Геращенко выделил следующие терригенно-минералогические провинции (фиг. 4): каршийскую, термезскую, южногиссарскую, центральнотаджикскую и придарвазскую.

В результате анализа было установлено, что для всех нижнемеловых отложений характерно преобладание устойчивых минералов над метаморфическим. Отмечено присутствие в подчиненных количествах сфена, минералов группы эпидота, амфиболов и пироксенов. Редкими являются корунд и шпинель.

В центрально-таджикской провинции в калигрекское время ассоциация минералов характеризуется следующими особенностями: из устойчивых минералов преобладают гранат и аксессуарный циркон, наряду с ними в западной части провинции в больших количествах отмечены слюда и апатит, в меньших — присутствуют амфиболы, минералы группы эпидота, сфен, в отдельных разрезах встречен аксессуарный монацит. По количественным соотношениям устойчивых минералов, слюды и апатита представилась возможность выделить две подпровинции (ПП) —

восточную и западную. В западной, процентное содержание указанных минералов относительно увеличивается. Кроме того, для легкой фракции западной подпровинции характерно наличие обломков эффузивных пород, которые совершенно отсутствуют в восточной.

Каршийская ТМП выделена условно (по одному разрезу) и характеризуется устойчивыми минералами, небольшим количеством слюд сфена и ставролита. Характерным является полное отсутствие амфиболов.



Фиг. 4. Терригенно-минералогические провинции калигрекской свиты
 1 — границы бассейна седиментации, 2 — направление сноса, 3 — предполагаемое направление сноса, 4 — точки наблюдения. Терригенно-минералогические провинции: I — каршийская; II — термезская; III — южногиссарская; IV — центральнотаджикская, подпровинции: IVa — западная, IVb — восточная; V — придарвазская

Породы термезской ТМП имеют сравнительно высокое содержание устойчивых минералов. Наблюдается присутствие ряда минералов, не отмеченных в каршийской ТМП, к ним относятся эпидот, монацит и амфиболы, отличающиеся, в частности, плохой окатанностью.

В калигрекское время в южногиссарской ТМП ассоциация минералов становится богаче в качественном отношении за счет появления слюды, ставролита, андалузита и пироксенов. Из устойчивых минералов присутствуют в незначительном количестве сфен и эпидот.

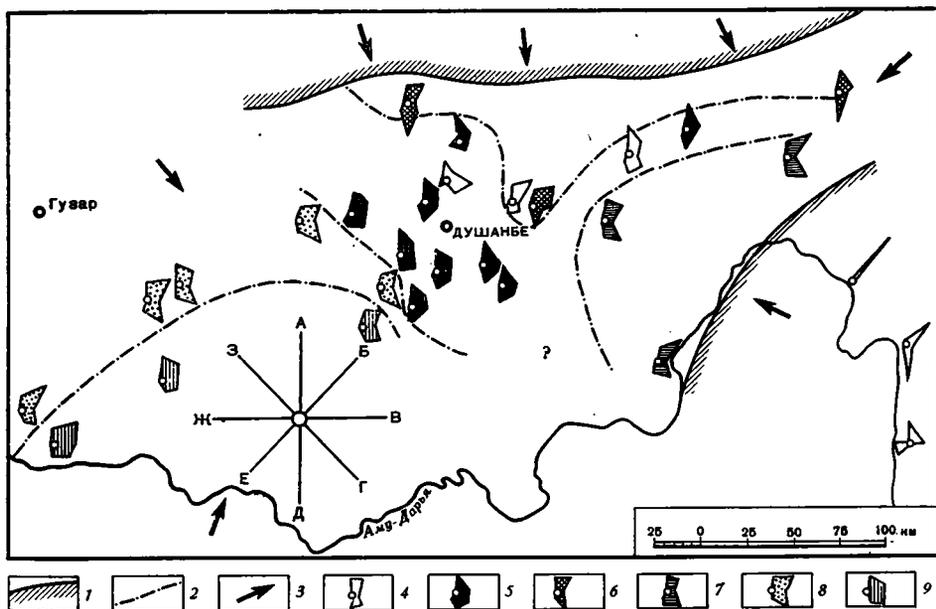
Придарвазская ТМП обладает богатой в качественном отношении ассоциацией минералов. Из устойчивых преобладает акцессорный циркон, присутствуют — эпидот, слюды, апатит, сфен, монацит. На схеме (см. фиг. 4) стрелками показаны направления регионального сноса терригенного материала по данным ТМП. Что же касается качественного состава размывавшихся пород, то можно полагать, что на севере (на территории Южного Тянь-Шаня) размывались главным образом метаморфизованные осадочные и изверженные породы (граниты и гранитоиды). На востоке размыву подвергались изверженные и метаморфические породы северной части Памира. Привнос обломочного материала, очевидно, был из районов Северного Афганистана, однако имеющихся данных еще недостаточно, чтобы судить о характере палеозойских пород в зонах размыва.

На фиг. 3 показано убывание процентного содержания обломков пород в шлифах. Размеры обломков уменьшаются от периферии депрессии к ее центру.

Обломки пород песчаников калигрекской свиты содержат в основном метаморфический и осадочный комплекс. В районе осевой части Гиссара (сел. Рават) встречены обломки кварцитов, микрокварцитов, кремнистых пород, известняков, алевролитов и аргиллитов. Несколько южнее

(сел. Зидды) в обломках присутствуют мраморы, порфириды, алевролиты и известняки. Южнее (сел. Такоб) в обломках встречены только микрокварциты и кремнистые породы. На северо-востоке (сел. Джиргиталь) и в юго-западных отрогах Гиссарского хребта (сел. Дербент) наблюдаются обломки кремнистых, кремнисто-глинистых пород и микрокварцитов. В районе р. Уря-Дарья встречен сильно известковистый песчаник с обильной фауной, единичными зернами кварца и глауконитом. На востоке, в районе Дарвазского хребта (р. Иокуньж), отмечено повышенное содержание обломков эффузивных пород кислого и среднего состава. Впервые в шлифах появляются обломки эпидотсодержащих пород. Близ сел. Анжиру описаны песчаники с оолитами и обломками кремнистых, слюдисто-кремнистых пород и микрокварцитов. Обломки эпидотсодержащих пород и эффузивов не встречены. В трех шлифах отмечено появление аутигенного глауконита.

Для дополнительного суждения об источниках сноса и сопоставления путей миграции различных типов кварца со схемой донных течений было изучено 30 образцов. Из них 24 — песчаники калигрекской свиты и остальные — из кристаллических и метаморфических пород палеозойского обрамления депрессии. Изучение типов кварцев проводилось по методике, предложенной Г. Г. Леммлейн и В. С. Князевым (1951), которая была несколько изменена и дополнена Н. С. Окновой и Е. Н. Родновой. Распределение роз-диаграмм различных типов кварцев иллюстрируется фиг. 5. Зона 5 группы кварцев приурочена в основном к северной



Фиг. 5. Распределение типов кварца в песчаниках калигрекской свиты и палеозойских пород обрамления Таджикской депрессии

1 — условные границы бассейна седиментации; 2 — границы зон различных ассоциаций типоморфных особенностей кварца; 3 — направления сноса обломочного материала; 4 — розы-диаграммы типов кварца из пород палеозоя; 5—9 — розы-диаграммы типов кварца калигрекских песчаников; 10 — координатные оси для построения роз-диаграмм различных типов кварца: А — трещиноватый кварц, Б — кварц с крупными включениями, В — кварц с субмикроскопическими включениями, Г — кварц полупрозрачный, Д — кварц непрозрачный, Е — кварц прозрачный, Ж — кварц с игольчатыми включениями, З — опалесцирующий кварц

части бассейна седиментации и несколько вытянута с востока на запад депрессии, 6 группа кварцев прилегает непосредственно к северным границам бассейна седиментации, а 7 тяготеет к Северо-Памирской области сноса. Зона 8 группы связана с северо-западными районами юго-западных отрогов Гиссарского хребта. 9 группа наблюдается в Термезском

районе и в бассейне р. Сурхан. Указанное размещение групп различных типов кварца, во-первых, совпадает с контурами терригенно-минералогических провинций, во-вторых, со схемой донных течений. Например, 9 группа, очевидно, связана с афганским течением, 5 и 6 — с палеотоками, направленными вниз по южнотяньшанскому палеосклону, а 7 группа — с течениями, направленными вниз по северопамирскому палеосклону. Существованием этих разнонаправленных донных течений в центральной зоне бассейна седиментации и можно объяснить большое разнообразие (смесь) различных типов кварца. Сопоставление типов кварца из пород палеозоя с типами кварца калигретских песчаников показывает, что на южнотяньшанском палеосклоне, очевидно, существовали дополнительные источники сноса обломочных пород, представленные гранитами и гранитоидами большой Гиссарской интрузии. Что же касается валового содержания кварца в песчаниках калигретской свиты, то оно резко изменяется от 30% на периферии бассейна до 95% в его внутренних частях.

В заключение можно сделать некоторые выводы.

1. Изучение косой слоистости мутьеобразного и субпараллельного типов позволяет реконструировать палеосклоны и линии их сочленения. Донные течения обычно направлены вниз по палеосклонам. На территории Таджикской депрессии в калигретское время существовали три палеосклона: южнотяньшанский, северопамирский и северогиндукушский. Сочленение их, выраженное зонами прогибов, определяло существование областей седиментации.

2. На южнотяньшанском палеосклоне существовали конседиментационные поднятия и прогибы. В зонах конседиментационных поднятий наблюдается максимальный разброс наклонов косых слоев (неустойчивость направлений донных течений), увеличение гранулометрического размера и ухудшение отсортированности песчаников. В зонах прогибов, наоборот, отмечается устойчивость направлений донных течений, уменьшение гранулометрического размера и повышение отсортированности песчаников. Донные течения являлись главными агентами переноса и распределения обломочного материала по дну бассейна седиментации.

3. Периферийные зоны трех палеосклонов, очевидно, являлись обширными водосборными площадями. Большой приток вод, очевидно, определял и стоковый характер донных течений (Зубов, 1947). В центральной части калигретского бассейна седиментации, видимо, существовал реликтовый, сильно опресненный водный бассейн озерного типа. Избыток стоковых вод, по-видимому, выносился в районы восточной Туркмении через широкий «седлообразный» пролив, существовавший в западной части депрессии.

4. Обращает на себя внимание сопоставимость всех представленных схем. В связи с этим следует подчеркнуть особую важность изучения и картирования косослоистых текстур, типоморфных особенностей отдельных минералов и терригенно-минералогических провинций.

Схемы донных течений дают ценную информацию для реконструкции динамических условий седиментации.

5. Совместный анализ схем донных течений, изопакит и песчаности, по нашим представлениям, позволил установить расхождение структурной и батиметрической осей калигретского бассейна седиментации.

6. Зоны регионального выклинивания песчаных горизонтов в отложениях калигретской свиты могут быть заключены между структурной и батиметрической осями. Кроме того, они могут быть связаны со склонами конседиментационных поднятий. Локальные зоны выклинивания (песчаные линзы) могли сформироваться в условиях прогибов, вдоль которых активно действовали донные течения.

ЛИТЕРАТУРА

- Абрамов С. П. Некоторые вопросы изучения косої слоїчатости аллювия. Изв. Высш. учебн. завед. Геология и разведка, № 4, 1961.
- Вассоевич Н. Б., Гроссгейм В. А. Метод определения первичной ориентировки наклона косої слоїков. Геол. сб. 1 (IV) ВНИГРИ, НИТО нефтяников. Гостоптехиздат, 1951.
- Гроссгейм В. А. О характере течений во флишевых бассейнах Бюл. МОИП, № 1, 1963.
- Гроссгейм В. А. Карты терригенно-минералогических провинций как один из типов палеогеографических карт. Тр. V Всес. литол. совещ., т. 1. Методы составления литолого-фациальных и палеогеографических карт. Изд. СО АН СССР, 1963.
- Жемчужников Ю. А. Косої слоїчатость и ее геологическая интерпретация. Сб. статей. Тр. ВИМС, вып. 163, 1940.
- Животовская А. И., Айнемер А. И., Одесский И. А., Яхнин Э. Я. Очерки по физической седиментологии. Изд. «Недра», 1964.
- Зубов Н. Н. Динамическая океанология. Гидрометеониздат, 1947.
- Леммлейн Г. Г., Князев В. С. Опыт изучения обломочного кварца. Изв. АН СССР, сер. геол., № 4, 1951.
- Луппов Н. П. Стратиграфия нижнемеловых отложений юго-западных отрогов Гиссарского хребта. Тр. ВНИГРИ, вып. XXIII, 1959.
- Рождков Г. Ф. Изучение косої слоїчатости нижнемеловых отложений Таджикской депрессии. Тр. ВНИГРИ, вып. 237, 1964.
- Симаков С. Н. Меловые отложения Бухаро-Таджикской области. Гостоптехиздат, 1952.
- Allen J. R. L. The classification of cross-stratified units with notes their origin. Sedimentology, No. 3, 1963.
- Cazeau J. C. Crossbedding directions in upper triassic sand-stones of west Texas. J. Sediment. Petrol., v. 30, No. 3, 1960.
- Farkas S. E. Cross-lamination analysis in the upper cambrian Franconia formation of Wisconsin. J. Sediment. Petrol., v. 30, No. 3, 1960.
- Jopling A. V. Hydraulic studies on the origin of bedding. Sedimentology, v. 2, No. 2, 1963.
- Hamblin W. K. Micro-cross-lamination on upper Keweenawan sediments of northern Michigan. J. Sediment. Petrol., v. 31, No. 3, 1961.
- Pelletier B. R. Pocono paleocurrents in Pennsylvania and Maryland. Bull. Geol. Soc. America, v. 69, 1958.
- Pettijohn F. J. Paleocurrents and Paleogeography. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, v. 46, No. 8, 1962.
- Potter P., Olson J. Variance components of crossbedding direction in some basal Pennsylvanian sandstones of eastern interior Basin (Geological aplacation). J. Geol. v. 62, No. 1, 1954.
- Schwarzacher W. Crossbedding and grain size in the Lower Cretaceous sands of East Anglia. Geol. Mag., No. 5, 1953.
- Twenhofel W. H. Principles of sedimentation. 2 nd ed., New York, 1950.

Всесоюзный нефтяной
научно-исследовательский
геологоразведочный институт
Ленинград

Дата поступления
19.IV.1965

К ПОЗНАНИЮ БОРОНОСНОСТИ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ ФОРМАЦИЙ

А. А. КРЕСТОВ

С вулканогенно-осадочными формациями альпийских геосинклинальных областей связаны крупные и многочисленные месторождения бора. Последние выделены в вулканогенно-осадочный генетический тип борных месторождений. Это хорошо известные месторождения Калифорнии и Невады (США), Чили, Боливии, Перу, Турции и др., которые составляют 90% бора капиталистических стран. В этом отношении изучение вулканогенно-осадочных формаций представляет большой практический интерес, даже если не считать другие полезные ископаемые, связанные с этими отложениями.

Вулканогенно-осадочные отложения характеризуются различными содержаниями бора, часто достаточно высокими, что зависит от условий образования вмещающих пород. Изучение бороносности позволяет, с одной стороны, дать дополнительную характеристику определенной толще вулканогенно-осадочных пород в целях корреляции различных ее разрезов и, с другой — характеризует один из основных поисковых критериев для выявления ценных промышленных месторождений бора.

В статье излагаются результаты изучения бороносности вулканогенно-осадочных отложений палеогена и неогена, выполняющих впадины внутри альпийской геосинклинали южного обрамления европейской части СССР.

Определение бора в породах проводилось полуколичественным спектральным методом при точности анализа 0,001%, в физико-химической лаборатории ГИГХС¹. В образцах с более высоким содержанием (десятые доли процента и выше) количественные определения проводились химическими методами в аналитической лаборатории ГИГХС.

Пробы отбирались как в естественных обнажениях, так и в горных выработках. При этом мы придерживались, насколько это было возможно, стратиграфической последовательности осадкообразования. Пробы отбирались в виде отдельных шtuфов от крепких монолитных пород и керна скважин. В рыхлых и неоднородных песчано-глинистых породах брали небольшие бороздовые пробы с последующим их измельчением и сокращением. Бороносность вулканогенно-осадочной толщи охарактеризована на основании изучения шести разрезов, находящихся в различных местах распространения вулканогенно-осадочных пород, и керна тринадцати скважин, пройденных по этим отложениям.

Вулканогенно-осадочные отложения палеогена и неогена распространены в пределах сложно построенной складчатой области, формирование которой связано с альпийской геосинклиналью. Они выполняют неболь-

¹ Государственный научно-исследовательский институт горнохимического сырья.

шие тектонические впадины, образуя отдельные разобщенные синклинальные структуры, или занимают более обширные пространства, имея при этом сложное внутреннее строение. Эти толщи, характеризующие, по-видимому, единую область осадконакопления, можно отнести к одной формации. В отличие от других вулканогенно-осадочных формаций, ее можно назвать, как будет показано ниже, бороносной. Условия формирования пород этой области осадконакопления не были идентичными на всех ее участках, что сказалось на особенностях литологического состава различных геологических разрезов и соответственно их бороносности.

Время формирования комплекса пород рассматриваемой формации охватывает период со среднего эоцена по верхний миоцен включительно. Они несогласно залегают на породах различного возраста от древнего палеозоя до датского яруса.

Вулканогенные и вулканогенно-осадочные фации, достигая пяти-шестикилометровой мощности, относятся преимущественно к палеогену (начиная с эоцена). Эти отложения находятся в сложном соотношении с морскими, озерными, вулканогенными и лагунными соленосными фациями. Очень характерна фациальная изменчивость олигоценых отложений: преимущественно вулканогенные фации центральной части области их распространения вдоль предгорий закономерно сменяются песчано-глинистыми или лагунными гипсоносными.

Неоген (миоцен) широко распространен и представлен разнообразными пестроцветными, лагунными соленосными и гипсоносными фациями и вулканогенными толщами.

В основании рассматриваемой вулканогенно-осадочной толщи залегают массивные и слоистые известняки среднего эоцена, довольно разнообразные по своим структурно-текстурным особенностям. По многочисленным пробам установлено, что все разновидности известняков содержат бор примерно в равных количествах. Постоянство содержания бора в известняках выдерживается как по мощности, так и по простиранию. Содержания не превышают кларковых значений.

В другой фации карбонатная толща среднего эоцена сменяется песчано-глинистой, представляющей собой чередование пластов серо-зеленых аргиллитов, алевролитов и песчаников. В ее нижней части присутствуют прослои конгломератов, в верхней — появляются межпластовые интрузии диорит-порфиоров. В этой толще содержания бора относительно постоянны. Повышенные содержания отмечаются в глинах на участках фациального перехода осадочных горизонтов в вулканогенные, а также в верхних частях терригенной толщи среднего эоцена, подстилающей эффузивноосадочную. Интересно отметить, что породы непосредственно вулканогенные не содержат повышенных (в сравнении с кларком) количеств бора.

На известняках среднего эоцена залегает, вероятно с несогласием, мергелисто-глинисто-песчаниковая толща верхнего эоцена. При относительно постоянном содержании бора в ней (тысячные доли процента) выделяется один слой, где количество его достигает сотых долей процента. Порода представлена темно-серым с зеленоватым оттенком алевролитом. Мощность слоя около 5 м.

Выше залегает пачка глин и песчаников с прослоями известняков. Глины характеризуются повышенным фоном содержаний бора, причем отдельные горизонты имеют аномальные, более высокие значения. Содержания бора в прослоях известняка очень низкие, часто неулавливаемые при анализах.

Терригенно-карбонатная толща пород верхнего эоцена по простиранию фациально сменяется толщей порфиритов, туфов, туфобрекчкий андезитового состава. Среди них встречаются прослои аргиллитов, песчаников и известняков. Местами рассматриваемая толща перехо-

дит в существенно андезитовую. Как и в других разрезах, содержания бора в собственно вулканогенных породах очень низкие.

Миоценовые отложения представлены переслаивающейся толщей туфоженных песчаников, алевролитов, аргиллитов и конгломератов. По содержанию бора этот разрез делится на две примерно равные по мощности части. В верхней отмечаются более высокие содержания, достигающие сотых и десятых долей процента, в нижней — содержания более низкие, порядка тысячных долей процента.

Фациальной разновидностью этой пачки является пестроцветная толща, сменяющаяся соленосной. Разрез начинается снизу красными глинами, которые затем уступают место зеленовато-серым аргиллитам. Последние чередуются с прослоями конгломератов и песчаников. Иногда встречаются оолитовые известняки и мергели. В средней части разреза залегает «пласт» мандельштайновых базальтов мощностью 10 м. В слоистой толще встречаются линзы или отдельные включения кальцита и гипса.

В этом разрезе содержания бора в некоторых пластах крайне непостоянны (от кларковых до сотых и десятых долей процента). Эта фациальная разновидность вулканогенно-осадочной толщи пород характеризуется наиболее высокими содержаниями бора. Повышенные содержания отмечаются в алевролитах и глинистых песчаниках. Аналогично бору изменяются по разрезу содержания ванадия и молибдена.

Описанное распределение бора в породах подтверждается также данными глубинного опробования. Ниже рассматривается распределение бора в породах одного из участков вулканогенно-осадочной толщи по результатам опробования керна скважин. Участок представляет собой небольшую синклинальную структуру, выполненную вулканогенно-осадочными отложениями олигоцена.

На размытой поверхности флишовой толщи дат-палеоцена с угловым и стратиграфическим несогласием залегает горизонт базальтовых конгломератов. Их сменяет толща чередующихся пластов красноцветных глин и песчаников (нижняя пестроцветная толща). Стратиграфически выше залегает толща песчаников, алевролитов, глин с маломощными прослойками и линзочками гипса (гипсоносная толща), сменяющаяся толщей пестроцветных глин и песчаников (верхняя пестроцветная толща). Внутри этой толщи вскрыт водоносный горизонт с высоким (до 2 г/л B_2O_3) содержанием бора в воде.

Распределение бора в породах по различным скважинам показано на графиках (см. фигуру). Наиболее полный разрез вскрыт скважиной № 50, глубина которой 440 м. Содержание бора по разрезу колеблется в зависимости от типа пород от сотых до тысячных долей процента. Кривая содержаний примерно по всей колонке однообразна. В сторону более высоких содержаний она отклоняется в средней части колонки (глубина порядка 180—200 м). Здесь содержания бора, по данным спектрального анализа, достигают 0,05, а по анализу водных вытяжек — 0,08%.

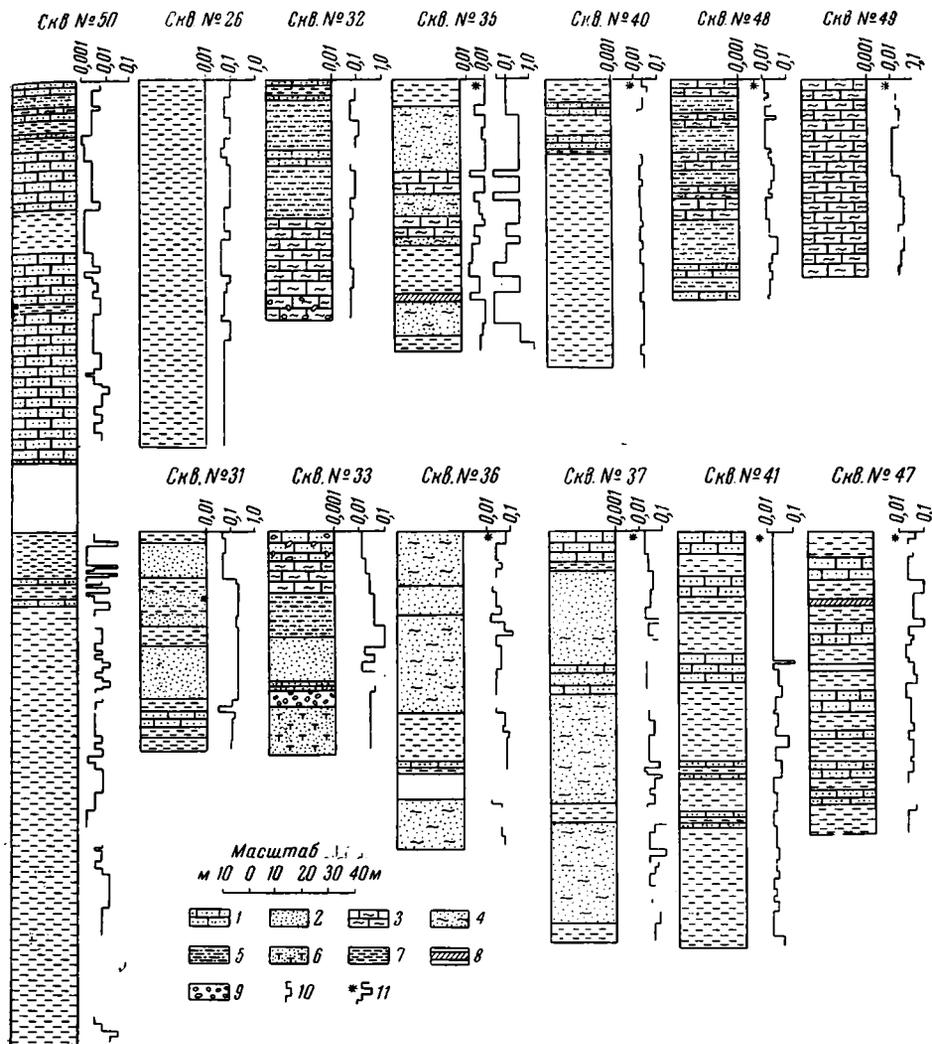
Наиболее высокие содержания бора отмечаются в рыхлых глинистых алевролитах, или в алевитистых глинах. Остальные породы имеют более низкие содержания, в гипсовых прослоях бор не улавливается.

По остальным скважинам, пробуренным на участке, характер распределения бора по разрезу аналогичен распределению его в скв. № 50.

Из сопоставлений данных анализа пород, взятых с поверхности в естественных обнажениях и с глубины (кern скважин), можно заключить, что больших расхождений между ними не наблюдается.

При подсчете средних содержаний бора для различных типов пород оказалось, что они близки кларковым; это свидетельствует о локальном распространении повышенных концентраций бора.

Были получены следующие значения средних содержаний бора по типам пород (вес. %): песчаник 0,006; алевролит 0,0075; аргиллит 0,012;



Распределение бора внутри вулканогенно-осадочной толщи

1 — песчаник; 2 — алевролит; 3 — глинистый песчаник; 4 — глинистый алевролит; 5 — песчаная глина; 6 — туфоалевролит; 7 — глина; 8 — гипс; 9 — конгломерат; 10 — данные спектрального анализа; 11 — данные химического анализа

глина 0,0095; известняк и мергель 0,0025; травертин 0,004; туфопесчаник, туфоалевролит 0,012; туфобрекчия и туфоконгломерат 0,005.

Как видно из приведенного, наиболее высокие средние содержания бора относятся к глинистым породам — аргиллитам и глинам. Это, как известно, соответствует кларковому содержанию. Интерес представляют повышенные содержания бора в туфитах — туфопесчаниках и туфоалевролитах. Песчаники и алевролиты характеризуются относительно невысокими средними содержаниями (0,006—0,007%). В тех же случаях, когда в песчаниках или алевролитах присутствует вулканический материал, средние содержания бора повышаются в них до 0,012%. Интересно также отметить, что сами туфы характеризуются низкими средними содержаниями бора, не превышающими тысячных долей процента.

Из приведенных фактов можно заключить следующее: во-первых, повышение содержания бора в осадочных породах связано с вулканической деятельностью, имевшей место в этом районе во время осадко-

накопления; во-вторых, бор, являющийся продуктом вулканов, предпочтительнее накапливается в нормальноосадочных породах и избегает чисто вулканогенные.

Бороносность магматических пород. Средние содержания бора в магматических породах обычно низкие и относительно постоянные. Многие промышленные месторождения бора связываются как раз с магматическим источником.

Нами анализировались породы, отобранные в небольших интрузивных телах (экструзии), а также в различных проявлениях эффузивного вулканизма.

Проанализированные образцы пород также не явились исключением из общего правила. Все пробы показали примерно кларковые содержания в них бора.

Таким образом, количественное содержание бора в магматических породах в данном случае не может быть использовано для решения вопроса перспектив бороносности рассматриваемой области. Из геологической литературы известно, что повышенные содержания бора в магматических породах являются полевой предпосылкой. По-видимому, если это справедливо, то лишь для определенных типов магматических пород, например для даек гранитоидов, содержания бора в которых варьируют в широких пределах и, вероятно, зависят от насыщенности бором магмы. Эффузивные же магматические породы, обычно имеющие постоянные и довольно низкие содержания бора, не могут характеризовать бороносность того вулканического очага, проявлением которого они являются.

Поступление бора в поверхностные части земной коры, связанное с вулканической деятельностью, в геологической истории рассматриваемого района происходило, несомненно, в определенные циклы вулканизма. Выделение этих циклов имеет важное практическое значение.

Для решения этого вопроса важным критерием является наличие датолитовой минерализации в контактовых зонах ряда третичных экструзивов, приуроченных к бортовым частям впадин и неразрывно связанных с формированием третичных вулканогенно-осадочных толщ. По форме они близки к лакколлитам, а часть из них можно отнести к пластовым залегам. Все они представлены андезито-дацитами, за исключением некоторых пластовых интрузий, которые представлены контактированными диоритами и роговообманковыми диоритами. Наиболее значительные скопления бора установлены в контактах пластовых интрузий.

Указанные интрузии прорывают вулканогенно-осадочные отложения миоплиоцена и сами близки по составу к миоплиоценовым лавам. Они относятся к субвулканической фации эффузивных пород, выполняющих впадины.

Заслуживает внимания тот факт, что в возрастном отношении эти интрузии сопоставляются с лакколлитами соседнего района, с которыми генетически связаны значительные проявления датолитовой минерализации. Такое совпадение вряд ли является случайным. Бороносные интрузии, несомненно, характеризуют определенный цикл вулканизма, с которым можно связывать поступление бора из недр Земли. По-видимому, были и другие циклы, с которыми шло интенсивное поступление бора, однако данные для их выделения пока отсутствуют.

Подводя итог характеристике распространения бора в третичных вулканогенно-осадочных отложениях района, можно заключить следующее.

1. Бор в породах распространен неравномерно в зависимости от их типа, возраста и местоположения внутри формировавшейся геосинклинали. Наибольшие колебания отмечаются внутри осадочных или вул-

каногенно-осадочных толщ. Магматические породы имеют относительно постоянные содержания бора.

2. Внутри вулканогенно-осадочной толщи содержание бора заметно отклоняется от кларка в глинистых породах и алевролитах, достигая сотых и десятых долей процента. Эти отклонения не являются фоновыми, т. е. не свойственны всем глинам того или иного разреза.

3. В разрезе вулканогенно-осадочной толщи повышенными содержаниями бора по отношению к фоновому характеризуются определенные горизонты, одновозрастные с вулканическими циклами. Распределение бора в горизонте имеет локальный характер и зависит от типа осадка и фациальной обстановки, в которой происходило его накопление.

4. Повышенные содержания бора среди пресноводных осадочных пород можно рассматривать как поисковый признак промышленных месторождений бора.

ЛИТЕРАТУРА

Виноградов А. П. Распределение химических элементов в земной коре. Геохимия, № 1, 1956.
Goldschmidt V. M. Geochemistry, Oxford, 1954.

Государственный научно-исследовательский
институт горнохимического сырья
Люберцы

Дата поступления
16.V.1965

РЕДКИЕ ЗЕМЛИ В ГЛАУКОНИТАХ

В. Н. ХОЛОДОВ, С. П. ГОРСКИЙ, М. Г. КАЗАНСКИЙ

Известно, что глаукониты и глауконитовые пески различных районов мира содержат повышенные количества лития и бора (Пилипенко, 1927, 1935), рубидия и цезия (Гольдшмидт, 1938), ванадия (Горбунова, 1950), урана (Каширцева и др., 1961) и других малых, редких и радиоактивных элементов.

Что касается элементов группы редких земель, то их концентрация в глауконитах до недавнего времени представлялась сомнительной, поскольку во всех известных нам случаях их определения базировались на данных единичных спектральных анализов.

При изучении закономерностей распределения редких земель в фосфоритах мезо-кайнозойских отложений Русской платформы нами было установлено, что в ряде случаев повышенные количества этих элементов связаны не только с прослойками и конкрециями фосфоритов, но и с вмещающими их глауконитовыми песками.

Такой тип накопления TR_2O_3 был впервые встречен авторами в меловых отложениях европейской части СССР. Здесь, в пределах одного из месторождений фосфоритов был описан следующий разрез (снизу):

1. Глина темно-серая (J_3vlg), плотная, местами алевроитовая, с фосфоритовыми ядрами ауцелл. Встречаются зерна глауконита, кварца, чешуйки слюды и пирит (?). Видимая мощность 0,10 м
2. Известняк, кремнистый, состоящий из раковин ауцелл, спаянных карбонатным цементом. В шлифах порода состоит из многочисленных спикул губок и их обломков, частью опаловых; частью кальцитизированных. Цемент — мелкокристаллический кальцит, но отдельные участки сложены опалом или фосфатным веществом. Встречаются мелкие и часто округлые зерна светло-зеленого глауконита. Обр. В-6а 0,12 »
3. Фосфоритовый песчаник (Cr_1vln) залегает с явными следами размыва. Представлен многочисленными фосфоритовыми ядрами ауцелл, их обломками и желваками фосфоритов, включенными в темно-зеленый глауконитовый песок, сцементированный фосфатом. Обр. В-7 0,11 »
4. Фосфоритовая плита представлена сгустками пелитоморфного фосфорита, в который включены многочисленные зерна глауконита, обломки кварца, а также непрозрачных рудных минералов и органического вещества. Обр. В-8. Обр. В-8а 0,22 »
5. Песок буровато-зеленый кварц-глауконитовый с желваками песчанистого фосфорита 0,20 »
6. Песок темно-зеленый, глауконитовый, глинистый. Обр. В-9. В нижней части пласта распространены мелкие, часто округлые зерна глауконита, «обвернутые» одной или несколькими фосфатными оолитовыми оторочками. В верхней половине чаще встречаются очень крупные темно-зеленые зонарные зерна глауконита; что касается фосфатного материала, то он слагает стяжения, обломки или редкие оолиты. Размеры зерен кварца и зерен глауконита возрастают к кровле слоя 1,90 »
7. Суглинки, красновато-бурые, покрытые небольшим слоем почвы 2,15 »

Для характеристики поведения TR_2O_3 в толще меловых отложений было отобрано 9 образцов горных пород; в шести из них химическим путем определено содержание суммы $TR_2O_3^1$.

¹ Выделение суммы окислов TR проводилось в химической лаборатории ИМГРЭ АН и Министерства геологии СССР (аналитики В. Н. Архангельская и Л. Ф. Чулкова).

Результаты анализов, а также соотношения лантаноидов, пересчитанных на 100%, приведены в табл. 1. Для сравнения здесь же даны результаты анализа желвакового фосфорита В-5, являющегося стратиграфическим и структурным аналогом образца В-8, но взятого на смежном участке того же месторождения фосфоритов.

Таблица 1

Содержание и состав редкоземельных элементов в разрезе изученного фосфоритного месторождения

№ обр.	Порода	ΣTR_2O_3 (%)	Состав лантаноидов %													
			Gd	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tu	Yb	Zu
В-12	Глауконитовый песок	0,12	14,9	42,6	7,1	19,8	4,3	0,7	4,6	0,7	2,5	0,7	1,1	—	1,1	—
В-11	То же	0,05	15,0	43,0	6,8	19,7	4,3	0,4	4,7	0,7	2,5	0,7	1,1	—	1,1	—
В-10	»	0,10	16,3	43,2	6,1	23,7	4,3	0,5	3,0	0,2	1,5	0,2	0,8	—	—	—
В-9	»	0,12	16,0	44,7	6,2	19,2	4,6	0,3	3,4	0,3	2,4	0,3	1,1	0,2	1,0	0,3
В-8	Фосфоритовая плита	0,066	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
В-7	Фосфорит	0,026	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
В-5	То же	0,10	14,5	45,7	6,0	20,0	4,3	0,6	3,5	0,3	2,3	0,4	1,2	0,3	0,7	0,2

Данные табл. 1 легли в основу построения литолого-геохимической колонки, изображенной на фиг. 1. Обращает на себя внимание, что наиболее высокие содержания ΣTR_2O_3 , колеблющиеся от 0,05 до 0,12%, характеризуют не фосфориты, а глауконитовый песчаник.

Весьма любопытно также, что состав редких земель на всем протяжении разреза остается довольно постоянным. И в фосфоритах (обр. В-5) и в глауконитовых песках (обр. В-9, В-10, В-11, В-12) преобладают церий, лантан, неодимий, празеодимий, самарий и европий, т. е. лантаноиды цериевой группы.

Для выяснения минералогической природы редких земель в глауконитовых песках нами были проведены дополнительные минералого-петрографические исследования. Из 5 образцов пород слоя б и его стратиграфических аналогов в пределах того же месторождения была изготовлена средняя проба. После квартования в ней определено содержание ΣTR_2O_3 , равное 0,05%. Затем рыхлый кварц-глауконитовый песок был подвергнут разделению на электромагните, а из выделенной электромагнитной фракции под бинокляром вручную были отобраны зерна глауконита.

Они окрашены в зеленые тона различных оттенков, но преобладает темно-зеленый цвет. Типична почковидная поверхность, полностью отсутствуют угловатые зерна.

Химический состав глауконитового концентрата оказался следующим: SiO_2 46,05; Fe_2O_3 16,09; FeO 1,47; MnO 0,05; Al_2O_3 13,25; MgO 2,68; CaO 3,30; K_2O 5,66; Na_2O 0,65; TiO_2 0,18; SO_3 0,27; P_2O_5 1,92; H_2O^- 2,23; H_2O^+ 6,45%. Было установлено отсутствие CO_2 (карб.).

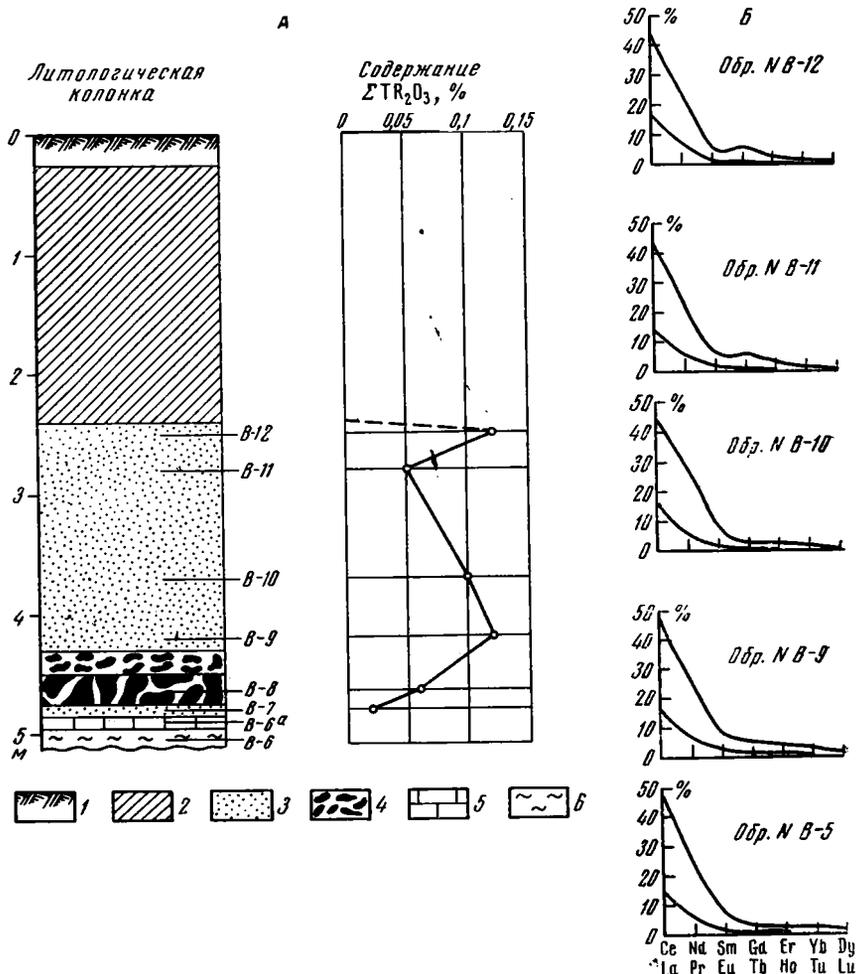
Очевидно по соотношению основных породообразующих компонентов ($SiO_2 : R_2O_3 : R_2O$) исследуемая фракция ближе всего к магнитным концентратам Егорьевского и Вятско-Камского месторождений, изученных П. П. Пилипенко (1934) и А. В. Казаковым (1957).

Этот концентрат глауконита был исследован методами рентгеноструктурного анализа в лаборатории кристаллохимии ИМГРЭ (аналитик Р. Александрова). Съемка проводилась методом Дебая с помощью камеры РКД (λ — Cr ; $2R=57,3$). Расшифровка рентгенограммы, приве-

В четырех полученных осадках TR_2O_3 был расшифрован состав лантаноидов (рентгено-спектральная лаборатория ИМГРЭ). Точность метода — 5—7%, чувствительность — 0,1%, содержание иттрия не определялось.

денная в табл. 2, позволяет отнести исследуемый минерал к группе глауконита.

Повторенное дважды определение ΣTR_2O_3 в концентрате глауконита, проведенное химическим путем, дало возможность установить содержания в 0,38 и 0,44%; иначе говоря, обогащение сопровождается



Фиг. 1. А — распределение TR_2O_3 в меловых отложениях европейской части СССР

1 — почвенный слой; 2 — четвертичные суглинки; 3 — глауконитовый песчаник; 4 — железистый фосфорит; 5 — известняк или известковая глина (I); 6 — глина (I). Б — изменения состава лантаноидов в том же разрезе

7—9-кратной концентрацией редких земель по сравнению с их содержанием в средней пробе глауконитовых песков (0,05%) и 26—30-кратной концентрацией этих элементов по сравнению с их кларком в земной коре (0,015%).

Отношение лантаноидов в концентрате глауконита остается почти таким же, как и в исходных глауконитовых песках (%): La 17; Cl 57,0; Pr 6; Nd 7,7; Sm 3,4; Eu 0,6; Gd 3,6; Tb 0,4; Dy 2,1; Ho 0,2; Er 1,6; Yb 1,0.

Весьма интересная закономерность была получена при изучении эфелей (отходов обогатительной фабрики, состоящих из кварц-глауконитового песка с незначительной примесью мелких фосфатных частиц).

В средней пробе эфелей содержание ΣTR_2O_3 , определенное химическим путем, оказалось равным 0,14%. Эта проба представляет собой

Результаты рентгенографического исследования глауконита

Дебаграмма исследуемого минерала		Дебаграмма глауконитов по Л. И. Горбуновой					
		I тип (темно-зеленый)		II тип (желто-зеленый)		III тип (зеленовато-желтый)	
<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>
7,5	9,97	—	—	—	—	5	13,85
—	—	2	9,98	0,5	10,460	—	—
—	—	—	—	7	7,350	7,5	7,00
10	4,52	1	4,827	0,5	4,902	—	—
—	—	2	4,511	5	4,547	5	4,481
—	—	—	—	2	4,220	2	4,222
3	3,65	—	—	—	—	—	—
2	3,45	—	—	1	3,702	1	3,683
3	3,33	2	3,324	7	3,335	7	3,323
—	—	—	—	—	—	1	3,233
4	2,700	—	—	0,5	2,987	—	—
10	2,60	0,5	2,856	2	2,840	1	2,803
—	—	4	2,586	5	2,589	5	2,575
3	2,41	—	—	1	2,450	1	2,450
2	2,25	3	2,405	2	2,400	1	2,380
2	2,13	0,5	2,250	1	2,247	1	2,212
2,5	1,936	0,5	2,141	1	2,120	3	2,122
2	1,879	—	—	1	1,973	1	1,982
2,5	1,840	0,5	1,823	2	1,810	3	1,806
—	—	1	1,708	3	1,697	1	1,701
5,5	1,515	3	1,658	3	1,659	4	1,644
—	—	—	—	2	1,533	3	1,533
—	—	5	1,508	5	1,497	5	1,495
—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	2	1,371	4	1,369
3	1,310	3	1,310	—	—	1	1,325
—	—	—	—	—	—	—	1,292
2	1,259	1	1,258	2	1,246	1	1,243
2	1,234	—	—	—	—	—	—

почти чистый глауконитовый песок, лишь слегка разбавленный кварцевыми и фосфатными зернами. Поэтому, когда из нее путем механического отбора удалось получить чистую мономинеральную фракцию глауконита и определить в ней еще раз содержание ΣTR_2O_3 , то оно тоже оказалось равным 0,14%.

В дальнейшем мы разделили мономинеральную глауконитовую фракцию эфеля на сите (0,25 мм в диаметре). При этом во фракции <0,25 мм содержание ΣTR_2O_3 оказалось равным 0,12%, а во фракции >0,25 мм — 0,34%.

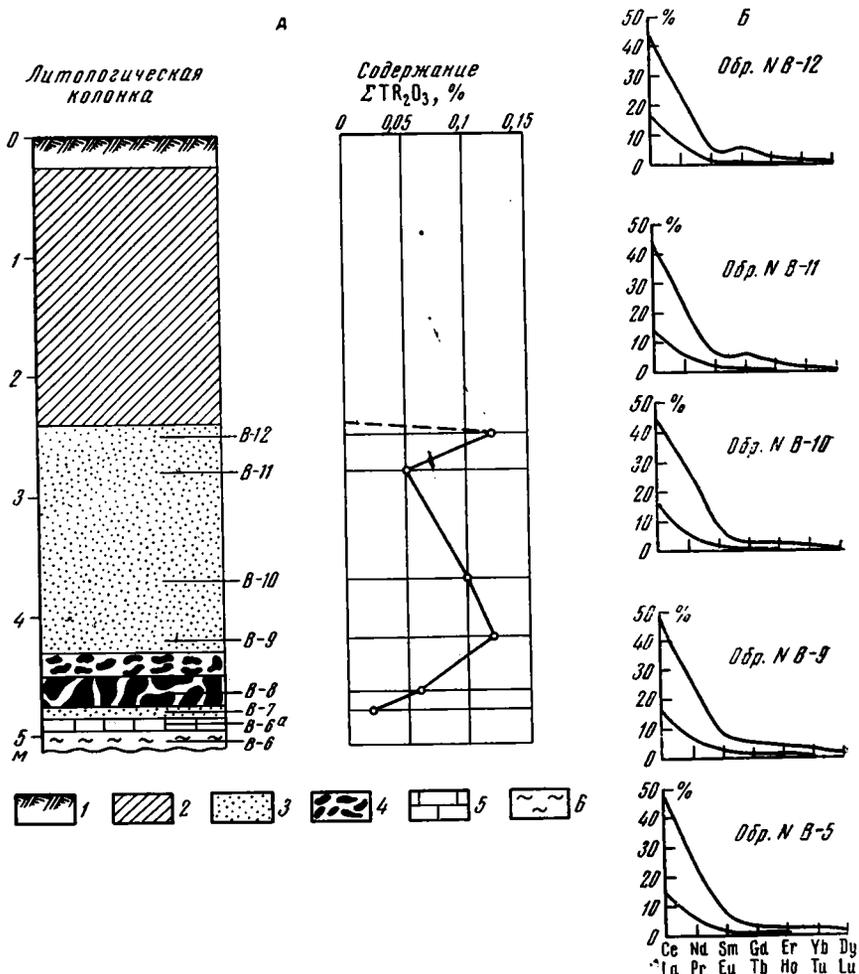
Сравнительное изучение обеих фракций в прозрачных шлифах показало, что глауконитовые зерна в них значительно отличаются.

Во фракции <0,25 мм преобладают остроугольные, реже округлые зерна и чешуйки глауконита, размеры которых в среднем колеблются от 0,04 до 0,20 мм. Большинство зерен окрашено в зеленый цвет; реже встречаются буровато-зеленые зерна. По всей вероятности, побурение глауконитовых зерен связано с более поздним окислением, частичным разрушением глауконита и появлением тонкодисперсных включений окисного железа, пронизывающих зерно.

Фракция >0,25 мм представлена округлыми зернами глауконита, размеры которых в среднем редко превышают 0,40—0,50 мм в диаметре. Большинство зерен имеет почковидную форму. Хотя преобладают разности, окрашенные в густо-темно-зеленые тона, но встречаются также зерна буровато-зеленые. В отличие от мелких зерен фракции <0,25 мм, крупные зерна весьма неоднородны и имеют скорлуповатую или зонально-ядерную структуру. Обычно в них выделяются более светлоокрашенное ядро и окружающая ее темно-зеленая оторочка, причем в

денная в табл. 2, позволяет отнести исследуемый минерал к группе глауконита.

Повторенное дважды определение ΣTR_2O_3 в концентрате глауконита, проведенное химическим путем, дало возможность установить содержания в 0,38 и 0,44%; иначе говоря, обогащение сопровождается



Фиг. 1. А — распределение TR_2O_3 в меловых отложениях европейской части СССР

1 — почвенный слой; 2 — четвертичные суглинки; 3 — глауконитовый песчаник; 4 — желваковый фосфорит; 5 — известняк или известковая глина (I); 6 — глина (I). Б — изменение состава лантаноидов в том же разрезе

7—9-кратной концентрацией редких земель по сравнению с их содержанием в средней пробе глауконитовых песков (0,05%) и 26—30-кратной концентрацией этих элементов по сравнению с их кларком в земной коре (0,015%).

Отношение лантаноидов в концентрате глауконита остается почти таким же, как и в исходных глауконитовых песках (%): La 17; Cl 57,0; Pr 6; Nd 7,7; Sm 3,4; Eu 0,6; Gd 3,6; Tb 0,4; Dy 2,1; Ho 0,2; Er 1,6; Yb 1,0.

Весьма интересная закономерность была получена при изучении эфелей (отходов обогатительной фабрики, состоящих из кварц-глауконитового песка с незначительной примесью мелких фосфатных частиц).

В средней пробе эфелей содержание ΣTR_2O_3 , определенное химическим путем, оказалось равным 0,14%. Эта проба представляет собой

Результаты рентгенографического исследования глауконита

Дебаграмма исследуемого минерала		Дебаграмма глауконитов по Л. И. Горбуновой					
		I тип (темно-зеленый)		II тип (желто-зеленый)		III тип (зеленовато-желтый)	
<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>
7,5	9,97	—	—	—	—	5	13,85
—	—	—	—	0,5	10,460	—	—
—	—	—	—	7	7,350	7,5	7,00
—	—	1	4,827	0,5	4,902	—	—
10	4,52	2	4,511	5	4,547	5	4,481
—	—	—	—	2	4,220	2	4,222
—	—	—	—	—	—	—	—
3	3,65	—	—	1	3,702	1	3,683
2	3,45	2	3,324	7	3,335	7	3,323
3	3,33	—	—	—	—	1	3,233
—	—	—	—	0,5	2,987	—	—
4	2,700	0,5	2,856	2	2,840	1	2,803
10	2,60	4	2,586	5	2,589	5	2,575
—	—	—	—	1	2,450	1	2,450
3	2,41	3	2,405	2	2,400	1	2,380
2	2,25	0,5	2,250	1	2,247	1	2,212
2	2,13	0,5	2,141	1	2,120	3	2,122
2,5	1,936	—	—	1	1,973	1	1,982
2	1,879	0,5	1,823	2	1,810	3	1,806
2,5	1,840	1	1,708	3	1,697	1	1,701
—	—	3	1,658	3	1,659	4	1,644
5,5	1,515	—	—	2	1,533	3	1,533
—	—	5	1,508	5	1,497	5	1,495
—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	2	1,371	4	1,369
3	1,310	3	1,310	—	—	1	1,325
—	—	—	—	—	—	—	—
2	1,259	1	1,258	2	1,246	1	1,292
2	1,234	—	—	—	—	—	—

почти чистый глауконитовый песок, лишь слегка разбавленный кварцевыми и фосфатными зернами. Поэтому, когда из нее путем механического отбора удалось получить чистую мономинеральную фракцию глауконита и определить в ней еще раз содержание ΣTR_2O_3 , то оно тоже оказалось равным 0,14%.

В дальнейшем мы разделили мономинеральную глауконитовую фракцию эфеля на сите (0,25 мм в диаметре). При этом во фракции <0,25 мм содержание ΣTR_2O_3 оказалось равным 0,12%, а во фракции >0,25 мм — 0,34%.

Сравнительное изучение обеих фракций в прозрачных шлифах показало, что глауконитовые зерна в них значительно отличаются.

Во фракции <0,25 мм преобладают остроугольные, реже округлые зерна и чешуйки глауконита, размеры которых в среднем колеблются от 0,04 до 0,20 мм. Большинство зерен окрашено в зеленый цвет; реже встречаются буровато-зеленые зерна. По всей вероятности, побурение глауконитовых зерен связано с более поздним окислением, частичным разрушением глауконита и появлением тонкодисперсных включений окисного железа, пронизывающих зерно.

Фракция >0,25 мм представлена округлыми зернами глауконита, размеры которых в среднем редко превышают 0,40—0,50 мм в диаметре. Большинство зерен имеет почковидную форму. Хотя преобладают разности, окрашенные в густо-темно-зеленые тона, но встречаются также зерна буровато-зеленые. В отличие от мелких зерен фракции <0,25 мм, крупные зерна весьма неоднородны и имеют скорлуповатую или зонально-ядерную структуру. Обычно в них выделяются более светлоокрашенное ядро и окружающая ее темно-зеленая оторочка, причем в

скрещенных николях обе эти части имеют агрегатное угасание. Многие крупные зерна глауконита в центре рассечены радиальнолучистыми трещинками или содержат полости, заполненные темным органическим веществом, пиритом и другими сульфидами, реже — гидроокислами железа. Такие «зонарные» зерна глауконита были описаны в работах Г. И. Бушинского (1934) и А. В. Казакова (1957). Уместно отметить, что пирит, реже галенит и другие сульфиды импрегнируют не только внутреннюю зону зерен глауконита, но и их внешнюю оторочку.

Тщательное изучение глауконитовых зерен обеих фракций под микроскопом, направленное на выяснение формы нахождения в них редкоземельных элементов, не дало определенных результатов. Можно лишь утверждать, что включения самостоятельных минералов редких земель входит в кристаллическую решетку глауконита в качестве изоморфной примеси, тогда как другая часть может быть связана с органическим веществом или минералами железа, заполняющими внутренние полости и радиальные трещинки зерен фракции $>0,25$ мм.

Таким образом, из изложенного следует, что в пределах интересующего нас месторождения имеется два типа зерен глауконита, различающихся размером, цветом и, что для нас особенно важно, содержанием элементов группы редких земель.

Чтобы полнее охарактеризовать связь редких земель с глауконитами, нами были отобраны концентраты глауконитовых зерен из различных фосфоритовых месторождений Русской платформы и в них определено содержание ΣTR_2O_3 химическим путем (табл. 3).

Таблица 3

Редкие земли в глауконитах

Месторождение	Возраст отложений	№ образца	Краткая характеристика образца	Содержание ΣTR_2O_3 , в (%)
Европейская часть СССР	Cr ₁ ln	В/К-1	Средняя проба эфеля; состоит из глауконитовых зерен с примесью кварца	0,14
		В/К-2	Концентрат темно-зеленых глауконитовых зерен 0,04—0,50 мм	0,14
		В/К-3	Фракция темно-зеленых зерен глауконита $>0,25$ мм	0,36
		В/К-4	Фракция темно- и светло-зеленых зерен глауконита $<0,25$ мм	0,12
Европейская часть СССР	J ₃ vlg	Р-П-3	Концентрат крупных темно-зеленых зерен (0,02—0,70 мм) из песков	0,13
		Р-П-1	Концентрат мелких зеленых, светло-зеленых и бурых зерен глауконита из глин (0,02—0,28 мм)	0,018
Ульяновское	J ₃ vlg.s.	У-22	Концентрат мелких светло- и желто-зеленых зерен глауконита (0,04—0,09 мм) из песчаника	0,09
Полпинское	Cr ₂ cm	Б-54-7	Концентрат мелких зеленых и желто-зеленых зерен глауконита из песка (0,04—0,30 мм)	0,02
Щигровское	Cr ₂ cm	Щ-2	Концентрат мелких желто- и буровато-зеленых зерен глауконита из песка (0,04—0,30 мм)	0,019
Эстония	О	0,178	Концентрат зеленых зерен глауконита из песчаника	Не обнаружено из навески 5 г
Эстония	О	226	Средняя проба глауконитового песчаника	Не обнаружено из навески 5 г

Концентраты готовились посредством магнитной сепарации и последующего обогащения полученных фракций вручную.

Из юрских отложений европейской части СССР было отобрано и изучено два глауконитовых концентрата. Первый (обр. Р-П-3) был полу-

чен из глауконитовых песков волжского яруса юры. Внешне он весьма сходен с описанным нами выше концентратом и почти целиком состоял из крупных (0,02—0,70 мм) темно-зеленых зерен глауконита, и содержание редких земель в нем достигало 0,13%. Второй концентрат был приготовлен из глауконита, залегающего в толще глин того же возраста.

Таблица 4

Характеристики типов глауконитов

Свойства и химические компоненты	По Л. И. Горбуновой (1950)			По В. А. Махнину (1951)	
	1 тип	2 тип	3 тип	железистая разность	глиноземистая разность
Цвет	Темно-зеленый	Желто-зеленый	Зелено-вато-желтый	Темно-зеленый	Светлый серовато-желтый
Крупность наибольшей фракции (мм)	0,25—0,10	0,15—0,05	0,15—0,01	0,25—0,10	0,10—0,01
Удельный вес	2,82	2,72	2,50	2,72—2,76	2,59—2,62
Показатель преломления (N _{ср})	1,59	1,57	1,54	N _p -1,598	N _p -1,609
SiO ₂ (хим. связанная)	44,31	40,99	42,26	52,10	50,10
SiO ₂ (хим. свободная)	3,28	10,43	16,74	—	—
Fe ₂ O ₃	20,00	17,12	6,60	29,20	17,40
Al ₂ O ₃	10,92	10,57	16,50	10,60	14,50
FeO	1,99	1,98	1,29	—	—
K ₂ O	6,35	4,65	2,27	4,60	4,10
Fe ₂ O ₃ (%)	1,83	1,55	0,43	—	—
Al ₂ O ₃					

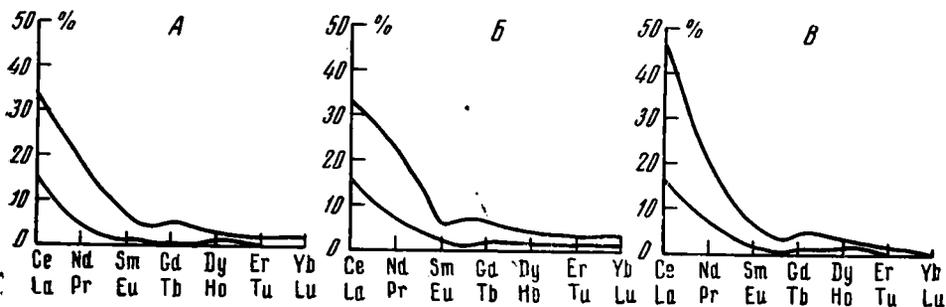
В отличие от первого, он состоял из очень мелких (0,02—0,30 мм) светло-зеленых или бурых зерен глауконита, в скрещенных николях имеющих агрегатное угасание. Содержание ΣTR_2O_3 в нем едва достигало 0,018%. В дальнейшем выяснилось, что такой же внешний вид имеют глаукониты Полпинского, Щигровского и отчасти Ульяновского месторождений. Соответственно в них были обнаружены весьма невысокие содержания редких земель (0,02, 0,019, 0,09%).

В светло-зеленых мелких глауконитовых зернах, отобранных из ордовичских отложений Эстонии, редкие земли вообще обнаружены не были.

Из табл. 3 следует, что содержание редких земель в глауконитах Русской платформы зависит главным образом от физико-минералогических особенностей глауконитовых зерен, их размера и цвета. Напомним, что изучавшая глаукониты Русской платформы Л. И. Горбунова (1950) условно выделила среди них три типа, различающихся между собой рядом свойств (табл. 4). При этом темно-зеленые разновидности глауконита, согласно приведенным данным, содержат повышенные количества K₂O, Fe₂O₃ и FeO, тогда как зеленовато-желтые относительно обогащены Al₂O₃. Л. И. Горбунова (1950) утверждала, что свойства глауконитов отражают глубину его образования; темно-зеленые разновидности приурочены к мелководным образованиям, а светло-зеленые тяготеют к более глубоководным. В. А. Махнин (1951), посвятивший свою работу изучению глауконитов палеогена Южно-Русской впадины, выделил среди них железистую и глиноземистую разновидности. Подтвердив данные Л. И. Горбуновой, он показал, что образование железистой разновидности шло не в мелководной, а в более глубоководной части олигоценового бассейна, тогда как в прибрежной зоне получила распространение глиноземистая разность. Н. С. Шатский (1955) считает, что смена одной разновидности глауконита другой в фаціальном профиле бассейна связана не с глубиной, а с типом вмещающих глауконит осадков. Так, же-

лезистые разности, согласно Н. С. Шатскому, возникают в песке, а глиноземистые связаны с глиной.

По материалам, имеющимся в нашем распоряжении, нельзя наметить определенной связи между типом глауконита и характером вмещающих пород. Нам представляется, что более значительную роль в образовании разновидностей глауконитовых зерен играет среда диагенетического минералообразования, которая и определяет железистый или алюминивый «акцент» глауконита.



Фиг. 2. Средний состав лантаноидов

А — в земной коре по В. М. Гольдшмидту; Б — в фосфоритах (по данным 23 рентгеноспектральных анализов); В — в глауконитах и глауконитовых песках (по данным 7 рентгеноспектральных анализов)

Весьма характерно, что зерна глауконита, содержащие повышенные количества ΣTR_2O_3 , по цвету, высокому содержанию окиси железа (до 16,09%), кремнезема (до 46,05%), окиси калия (до 5,66%) и низкому содержанию Al_2O_3 (до 13,25%), но высокому показателю преломления и по данным рентгеноструктурного анализа ближе всего стоят к 1 типу глауконита Л. И. Горбуновой (1950) или к железистой разновидности глауконита В. А. Махинина (1951). Наоборот, зерна глауконитов, содержащие незначительную примесь редкоземельных элементов, по цвету, размерности зерен, низким показателям преломления и по типу дебаеграмм вероятнее всего относятся к 3 типу Л. И. Горбуновой или к глиноземистой разновидности В. А. Махинина. Возможно, что приуроченность повышенных содержаний редкоземельных элементов к глауконитам, обогащенным железом и калием, связана с изоморфным замещением TR железа или калия в кристаллической решетке этого минерала. Если это так, то поиски редких земель в глауконитах требуют первоочередного опробования на эти элементы той глауконитовой фации, которая относительно обогащена калием и железом.

Следует также отметить, что состав лантаноидов в глауконитах Русской платформы довольно однообразен. Результаты семи рентгеноспектральных анализов дали возможность высчитать средний состав редких земель за вычетом иттрия, содержание которого не определялось. На фиг. 2 для сравнения приводятся кривые распределения лантаноидов в земной коре и в фосфоритах. Очевидно, все три графика очень сходны в соотношении редкоземельных элементов. Изученные нами глаукониты несколько отличаются повышенным содержанием церия, однако оно так незначительно, что находится в пределах точности анализа.

Для того чтобы правильно понять механизм образования повышенных содержаний редких земель в рассмотренных нами случаях, следует прежде всего коснуться вопросов происхождения глауконита.

В настоящее время в геологической литературе сосуществуют три гипотезы глауконитообразования. Наиболее древней и наименее обоснованной является гипотеза органогенного происхождения глауконита, из-

ложенная в работах Мюррея и Ренара (Murray, Renard 1891), Колле и Ли (Collet et Lee, 1906) и поддержанная А. Д. Архангельским (1912), Гольдманом (Goldman, 1916) и др.

Значительно большее распространение имеет гипотеза замещения, согласно которой зерна глауконита представляют собой химически измененные на морском дне обломки силикатных минералов. Эта точка зрения защищалась в трудах Л. Кайе (Cauyex, 1892), К. Д. Глинки (1896) и особенно резко в исследованиях К. Хуммеля (Hummel, 1923), Е. Галлиера (Halliher, 1935) и Д. Кэррол (Cargol, 1941).

Наконец, весьма популярна в СССР третья гипотеза — гипотеза осаждения окислов железа, алюминия и кремния из молекулярных и коллоидных растворов в обстановке морского водоема. Основные положения этой точки зрения высказаны в статьях А. Хаддинга (Hadding, 1932), Л. В. Пустовалова (1940), А. Я. Микей (1936), Г. И. Бушинского (1938), Л. И. Формозовой (1949), Е. К. Лазаренко (1956) и др. Характерно, что согласно разбираемым представлениям, образование глауконита происходит хемогенным путем как в морской воде, так и в незатвердевших осадках, причем некоторые исследователи (Страхов, 1953) придают диагенетическому глауконитообразованию решающее значение.

Изучение глауконитсодержащих пород Русской платформы показало, что в них обычно присутствует незначительное количество силикатных минералов, а среди обнаруженных терригенных зерен совсем нет обломков, замещенных глауконитом. Обращают на себя внимание также весьма скудные находки в глауконитсодержащих отложениях органических остатков, главным образом губок и радиолярий, т. е. организмов, с которыми трудно связывать возникновение глауконита. Поэтому наиболее вероятным вариантом генетической гипотезы нам представляется гипотеза хемогенного осаждения в том виде, как она изложена Е. К. Лазаренко (1956).

Следует также иметь в виду, что в главном горизонте изученного нами месторождения (см. фиг. 1) размеры терригенных зерен неоднозначно коррелируются с размерами зерен глауконита. Хотя в целом и размеры обломков кварца—халцедона и размеры зерен глауконита возрастают от подошвы к кровле пласта, эти изменения происходят с разной интенсивностью. В результате в нижней половине пласта кварц-глауконитовых песков средний диаметр терригенных обломков значительно уступает диаметру глауконитовых зерен, а в верхней, наоборот, диаметр терригенных обломков в среднем превышает диаметр зерен глауконита. Поскольку размеры обломочного материала отражают специфику гидродинамической среды водоема, не вызывает сомнения, что по крайней мере часть зерен глауконита не связана непосредственно с гидродинамикой водоема, т. е. образовались в илу, в стадию диагенеза. Можно, по-видимому, предположить, что крупные, зонарные, напоминающие микроконкреции зерна глауконита сформировались вследствие диагенетического перераспределения железа и кремнистого материала; более мелкие зерна глауконита под действием иловых растворов растворялись, а более крупные — росли за их счет. В последующие этапы диагенеза концентрически сложенные крупные глауконитовые зерна — сгустки подвергались дегидратации. В соответствии с общеизвестными законами коллоидной химии (Чухров, 1955), объем внутренних частей уменьшался быстрее, чем объем внешних частей, и внутри сферического агрегата возникали радиальные трещинки и полости. При дегидратации и последующей раскристаллизации внутреннего ядра глауконита в полости и трещины попадали те примеси, от которых самопроизвольно освобождалось вещество в процессе роста отдельных кристаллов.

Поведение редкоземельных элементов в ходе диагенетического преобразования илов изучено слабо. Из работ Ю. А. Балашова и Л. М. Хит-

рова (1961), а также Гольдберга и др. (Goldberg, Koide, Schmidt, Smith, 1963) известно, что содержание суммы редких земель в поверхностных водах Индийского и Тихого океанов невелико ($0,3—1,4 \cdot 10^{-7}\%$) и заметно повышается с глубиной ($1,6—4,4 \cdot 10^{-7}\%$). Как подчеркивают Ю. А. Балашов и Л. М. Хитров (1961), распределение редкоземельных элементов по глубине в Индийском океане напоминает распределение кремния и фосфора.

Редкие земли в океане находятся в состоянии резкого недосыщения; около 50% их связано со взвесью, причем содержание ΣTR_2O_3 на взвеси увеличивается с глубиной. Поэтому вполне возможно, что частицы гидроокислов железа, алюминия и кремниеслоты впоследствии преобразованные в глауконит, еще при осаждении на дно палеобассейна сорбировали редкоземельные элементы, увлекая их из раствора в осадок. По данным Э. А. Остроумова (1953), глинистые илы Черного моря содержат до 0,03—0,04% окислов редких земель; при этом совместно обнаруживается связь TR именно с глинистыми частицами.

Иловые растворы, определяющие ход диагенетических процессов, по всей вероятности, часто содержат еще более повышенное количество редких земель. Это может быть обусловлено тем, что в присутствии CO_2 растворимость TR резко возрастает. Косвенным доказательством накопления TR в грунтовых растворах осадков может служить обогащение этими элементами фосфатизированных и захороненных в илах костей рыб (Arrenius, Gramlette, Picciotto, 1957; Борисенко, 1961; Блох, 1961), которые при жизни этих животных не содержат концентраций редкоземельных элементов.

Благодаря накоплению TR_2O_3 в грунтовых растворах по мере диагенетического растворения мелких глауконитовых зерен и нарастания глауконита на крупных частицах, последние обогащались редкими землями, которые свежевывапавший гель сорбировал из грунтовых растворов. При раскристаллизации зонарных зерен часть редких земель оказалась включенной в кристаллическую решетку минерала, а часть, возможно, была связана с органическим веществом и гидроокислами железа и вместе с ними заполнила трещины и пустоты в центре зерен.

ЛИТЕРАТУРА

- Архангельский А. Д. Верхнемеловые отложения юго-востока европейской России. Мат-лы для геологии России, 25, 1912.
- Балашов Ю. А., Хитров Л. М. Распределение редкоземельных элементов в водах Индийского океана. Геохимия, № 9, 1961.
- Блох А. М. Редкие земли в остатках палеозойских рыб Русской платформы. Геохимия, № 5, 1961.
- Бушинский Г. И. Отчет о литологических исследованиях, произведенных в Кузнецком каменноугольном бассейне в 1931 г. В сб. «Агроном. руды СССР», ч. 2, 1934.
- Бушинский Г. И. Петрография и некоторые вопросы генезиса актюбинских фосфоритов. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы, 16, 1938.
- Глинка К. Д. Глауконит, его происхождение, химический состав и характер выветривания, 1896.
- Гольдшмидт В. М., Бауэр Г., Витте Г. К геохимии щелочных металлов. В сб. статей по геохимии редких элементов, ГОНТИ НКТП, 1938.
- Горбунова Л. И. Глаукониты юрских и нижнемеловых отложений центральной части Русской платформы. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, геол. сер., вып. 114, 1950.
- Казачков А. В. Глауконит. В сб. «Минералогические, физико-химические исследования некотор. осад. пород и осад. полезн. ископ.». Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 152, 1957.
- Каширцева М. Ф., Шевнин А. И., Воронкевич Л. В. Ураноносные глаукониты. Сов. геология, № 11, 1961.
- Лазаренко Е. К. Вопросы номенклатуры и классификации глауконита. В сб. «Вопросы минер. осад. обр.», кн. 3—4. Изд. Львовск. ун-та, 1956.
- Махнин В. А. К минералогии глауконитов олигоценых отложений Украинского кристаллического массива. Минер. сб. Львовск. геол. о-ва, № 5, 1951.
- Микей А. Я. К вопросу о химической природе и строении глауконита. В кн. «Акад. В. И. Вернадскому к 50-летию научн. и педагог. деят.», т. 2, 1936.

- Остроумов Э. А. Редкие земли в глубоководных отложениях Черного моря. Докл. АН СССР, т. ХСІ, № 5, 1953.
- Пилипенко П. П. Литий в глауконитах. Мин. сырье, № 7—8, 1927.
- Пилипенко П. П. О совместном нахождении лития и бора в глауконите. Учен. зап. Саратов. гос. ун-та, 12, вып. 1, 1934.
- Пилипенко П. П. К вопросу о структуре и химическом составе глауконита. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы, отд. геол., 13, № 1, 1935.
- Пустовалов Л. В. Петрография осадочных пород, ч. 1—2, ГОНТИ, 1940.
- Страхов Н. М. Диагенез осадков и его значение для осадочного рудообразования. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 5, 1953.
- Формозова Л. Н. Глауконитовые пески ур. Кызыл-сай. Тр. ин-та геол. наук АН СССР, вып. 112, геол. сер., 1949.
- Чухров Ф. В. Коллоиды в земной коре. Изд. АН СССР, 1955.
- Шатский Н. С. Фосфоритоносные формации и классификация фосфоритовых залежей. В кн. «Совещание по осадочным породам», вып. 2, 1955.
- Arrhenius C., Bramlette M. N., Picciotto E. Localization of radioactive and stable heavy nuclides in ocean Sediments. Nature, 180, № 4576, 1957.
- Carrol D. Heavy residues from some upper cretaceons sediments at Gingin, Western Australia. J. sediment. Petrol, 11, № 2, 1941.
- Саяеух L. Note sur la glaucenite. Ann. Soc. giol. Nord, 22, 380, 1892.
- Collet L. W. et Lee G. W. Recherches sur la glauconite. Proc. Royal. Soc. Edinburgh, 26, 1906.
- Gallihher E. W. Glauconite genesis. Bull. Geol. Soc. Amer., 46, № 9, 1935.
- Goldberg E. D., Koide M., Schmitt R. A., Smith R. H. Rare-Earth Distribution in the Marine Environments. J. Geoph. Research, v. 68, № 14, 1963.
- Goldman M. I. The petrography and genesis of the Upper Gretaceaus of Maryland. Marylands Geol. Survey, 1916.
- Hadding A. The pre-Quaternary Sadimentary rocks of Sweden. 4. Glauconite and glauconitis Rocks. Lunds Univer. Arss-Krift, 28, № 2, 1932.
- Hummel K. Die Entstehung eisenreicher Gesteine durch Halmyrolyse (Submarine Gesteinszeretzung). Geol. Rdcsh., 13, № 1, 1923.
- Murray I., Renard A. Reports of the deep. sea deposits Scient. results of the voyage of challenger. 1891.

Институт минералогии, геохимии
и кристаллохимии редких элементов
Москва

Дата поступления
2.VI.1964

УДК 549.74(471.325)

СОСТАВ И ГЕНЕЗИС КАРБОНАТОВ ИЗ ЖЕЛЕЗИСТЫХ КВАРЦИТОВ БЕЛОЗЕРСКОГО ЖЕЛЕЗОРУДНОГО РАЙОНА

Л. Я. ХОДЮШ

В железисто-кремнистых формациях докембрия широко развиты железистые кварциты и сланцы, содержащие карбонаты различного состава и генезиса. Сидерит в них впервые был обнаружен Ван-Хайзом в 1897 г. в слабо метаморфизованных сланцах оз. Верхнего. В настоящее время железистые кварциты, содержащие сидерит, описаны в различных районах США, Бразилии, Индии, Китая и др. На Украине в Криворожском железорудном бассейне сидерит был установлен Н. И. Свительским (1927). Сидеритсодержащие породы докембрия железорудных формаций Кривого Рога, Курской магнитной аномалии, Конкского, Верховцевского, Правобережного и других районов УССР были описаны Я. Н. Белевцевым (1946, 1959), Ю. Г. Гершойгом (1949, 1957), М. Н. Доброхотовым (1955), П. М. Каниболоцким (1941), М. И. Калгановым (1955), Н. П. Семененко и др. (1956), М. С. Точиным (1955), В. С. Федорченко (1956), Е. Ф. Шнюковым и др. В Курской магнитной аномалии и Кривом Роге установлены пластообразные залежи магнетит- и кварц-карбонатных руд первичноосадочного происхождения, генетически связанных с железистыми кварцитами и сланцами (Федорченко, 1956; Клагиш, 1959).

Несмотря на значительный список приведенных работ, только в немногочисленных из них имеются данные минералого-петрографических исследований карбонатсодержащих железистых кварцитов и сланцев. Исследование карбонатов представляет значительный интерес при установлении происхождения и закономерностей размещения богатых железных руд и железистых кварцитов в докембрии, при стратиграфическом расчленении железорудных толщ, а также при обогащении карбонат-магнетитовых кварцитов, ставших за последнее время важным источником железорудного сырья.

Минералого-петрографическое изучение железистых кварцитов Белозерского железорудного района показало, что в неокисленных железистых кварцитах карбонаты наряду с магнетитом и кварцем являются главными породообразующими минералами.

Белозерский район расположен в юго-восточной части Украины, в 75 км южнее г. Запорожья. Район представляет собой полосу субмеридионального простирания длиной около 60 км и шириной до 20 км и делится на четыре участка: Южно-Белозерский, Переверзевский, Северно-Белозерский и Западный. На трех первых выявлены промышленные запасы богатых железных руд.

В геологическом строении Белозерского района принимает участие сложный комплекс метаморфизованных осадочных, интрузивных и эффузивных пород докембрийского возраста, которые, по данным

М. Н. Доброхотова, Г. Ф. Гузенко, М. В. Миткеева и других исследователей, делятся на три свиты.

1. Нижнюю железисто-кремнисто-метабазитовую мощностью более 100 м, представленную амфиболитами с прослойками железистых кварцитов и сланцев. Породы этой свиты слагают Западный участок.

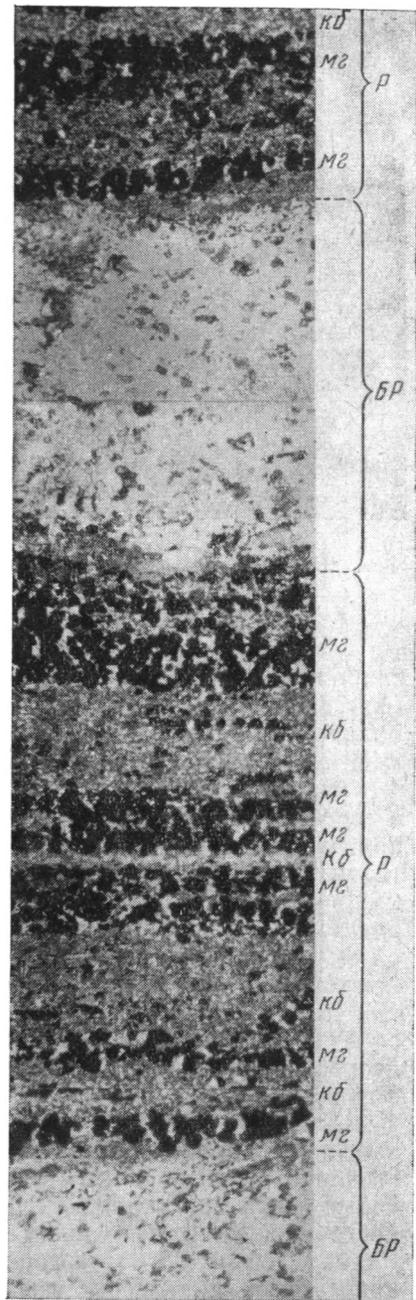
2. Белозерскую железисто-кремнисто-вулканогенно-сланцевую мощностью до 2 км. В ней выделяются две подсвиты: нижняя — кластогенных и осадочно-эффузивных пород и верхняя — железистых кварцитов и сланцев. Породы Белозерской свиты слагают Северно-Белозерское, Южно-Белозерское и Переверзевское месторождения.

3. Верхнюю метабазитовую свиту.

По геологическому строению и минералого-петрографическому составу пород, в том числе железистых кварцитов, Южно- и Северно-Белозерское месторождения могут быть сопоставлены с Криворожским типом железисто-кремнистых формаций. Западный участок, сложенный амфиболитами с подчиненными им кварцитами и сланцами, может быть отнесен к типу Чертомлык-Верховцевских аномалий. Особенность Белозерского железорудного района состоит в том, что здесь территориально сближены два типа формаций: железисто-кремнисто-вулканогенно-сланцевая и железисто-кремнисто-метабазитовая (офиолитовая).

Состав и генезис породообразующих карбонатов в указанных формациях различны. В железисто-кремнисто-вулканогенно-сланцевой свите Южно и Северно-Белозерского месторождения, где метаморфизм проявился сравнительно слабо (фация зеленых сланцев), породообразующие карбонаты представлены минералами изоморфного ряда $FeCO_3$ — $MgCO_3$ осадочно-диагенетического происхождения. В подчиненном количестве здесь же встречаются жильные карбонаты типа альпийских жил и мегасоматические гипергенные и гипогенные карбонаты также магнезиально-железистого состава. Карбонаты метабазитовой свиты, сложенной породами более высокой степени метаморфизма, относятся преимущественно к кальциту метаморфического происхождения.

Осадочно-диагенетические метаморфизованные карбонаты изоморфного ряда $FeCO_3$ — $MgCO_3$ представлены сидероплезитом, реже пистоме-

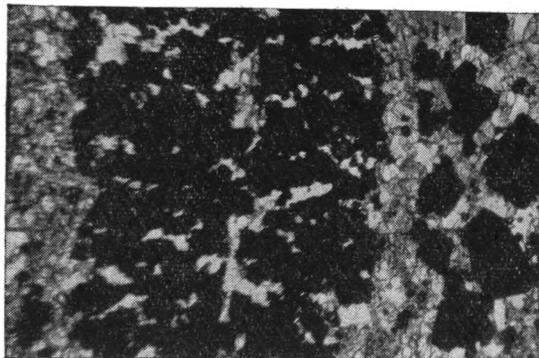


Фиг. 1. Слонополосчатая текстура в магнетит-карбонатном кварците

Рудные слои состоят из серии переслаивающихся преимущественно карбонатных (КБ) и магнетитовых (черные) слоев. Нерудный слой (КВ) сложен кварцем (белый) с вкраплениями сидероплезита (серые). Скв. 119, глуб. 433,49 м; николь один, увел. 30

зитом с изоморфной примесью CaCO_3 и MnCO_3 . В некоторых районах встречается анкерит.

В толще кварцитов максимальное содержание карбонатов наблюдается у контакта со сланцами. По направлению к средней части толщи количество карбоната постепенно уменьшается.



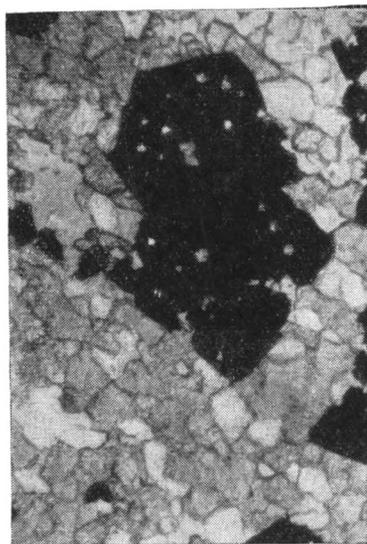
Фиг. 2. Карбонат-магнетитовый кварцит, рудный слой

Черный — магнетит, серый — сидероплезит, белый — кварц. Скви. 119, глуб. 419,96 м; николь один, увел. 90

карбонатных слойков мощностью от долей миллиметра до 1—2 мм (фиг. 1). Состав самых тонких слойков многокомпонентный: при преобладающем содержании одного из минералов всегда содержатся примеси минералов соседних слойков (фиг. 2).

Основная масса сидероплезита входит в состав рудных слойков вместе с кварцем, хлоритом (афросидеритом) и магнетитом. Структура карбонатных слойков микрогранобластовая гомео- и гетеробластовая, форма зерен изометричная, размер от 0,03 до 0,08 мм. Размеры зерен карбоната и кварца в рудных слойках близкие (фиг. 3). В отдельных прослойках наблюдается реликтовая сферолитовая и микроконкреционная текстура. Зерна карбоната обычно чистые, иногда с микровключениями, сферолиты густо запылены в центральной части микрокристалликами магнетита. В безрудных кварцевых слойках, карбонат присутствует постоянно, но в небольшом количестве. Размер зерен, не подвергавшихся перекристаллизации, здесь всегда меньше, чем у кварца (тысячные доли миллиметра). Расположен карбонат то послойно, то более или менее равномерно, независимо от границ зерен кварца.

Еще более мелкие (доли микрона) каплевидные зерна карбоната расположены внутри зерен кварца. Структуры замещения карбонатом кварца или магнетита среди сингенетических карбонатов встречаются как исключение. Ложное впечатление замещения карбонатом магнетита создается в связи с пойкилобластовой структурой последнего, образующейся при перекристаллизации магнетита в условиях метаморфизма.



Фиг. 3. Карбонат - магнетитовый кварцит

Кристаллы магнетита (черные) пойкилобластовой структуры с включениями кварца и карбоната. Скви. 174, глуб. 605,10 м; николь один, увел. 120

Показатель преломления сидероплезита *Ne* изменяется в зависимости от соотношения $MgCO_3$ и $FeCO_3$ и наличия изоморфных примесей $CaCO_3$ и $MnCO_3$ и колеблется в пределах 1,594—1,603.

Химический состав нескольких проб карбонатов железа, пересчитанный на карбонатные молекулы, приведен в таблице. Содержание $FeCO_3$

Химический состав и показатели преломления карбонатов из железистых кварцитов Белозерского района

Скв/обр.	Наименование пород, из которых выделен карбонат	Химический состав, %				<i>Ne</i>
		$FeCO_3$	$MgCO_3$	$CaCO_3$	$MnCO_3$	
76/703*	Кварцит карбонатный	82,37	15,41	1,97	0,25	1,600
111/610*	Кварцит магнетит-карбонатный	82,32	15,65	1,33	0,70	1,603
174/926*	То же	77,88	18,82	1,80	1,50	1,603
76/706*	Кварцит хлорит-магнетит карбонатный	73,90	17,40	3,80	4,90	1,597
282/930*	Кварцит хлорит-карбонат магнетитовый	79,21	18,11	1,18	1,50	1,602
115/608*	Кварцит карбонат-магнетитовый с хлоритом	78,88	18,38	1,21	1,53	1,602
115/620*	Жила карбоната в карбонат-магнетитовом кварците	80,60	14,88	1,91	2,61	1,600
76/707*	Карбонатная порода	83,40	13,09	3,00	0,51	1,604
115/600*	Сланец магнетит-карбонат-кварц-хлоритовый	70,96	22,54	1,80	4,70	1,596
92/2688**	Кварцит карбонатный	84,81	11,15	2,66	1,38	1,604
97/2577**	Кварцит хлорит-карбонатный (сидероплезит)	81,90	11,65	5,47	0,98	1,604
97/2577**	То же (анкерит+сидероплезит)	65,14	7,75	25,76	1,35	1,537
413/2658***	Кварцит кальцит-магнетит-куммингтонитовый	4,74	2,43	92,61	0,22	1,507
128/332*	Сидерит из цемента элювиальной брекчии, гипергенный (с кальцитом)	89,79	0,80	8,48	0,93	1,621
138/458*	Сидерит инфильтрационный гипергенный, с кальцитом	91,67	1,86	5,60	0,87	1,623

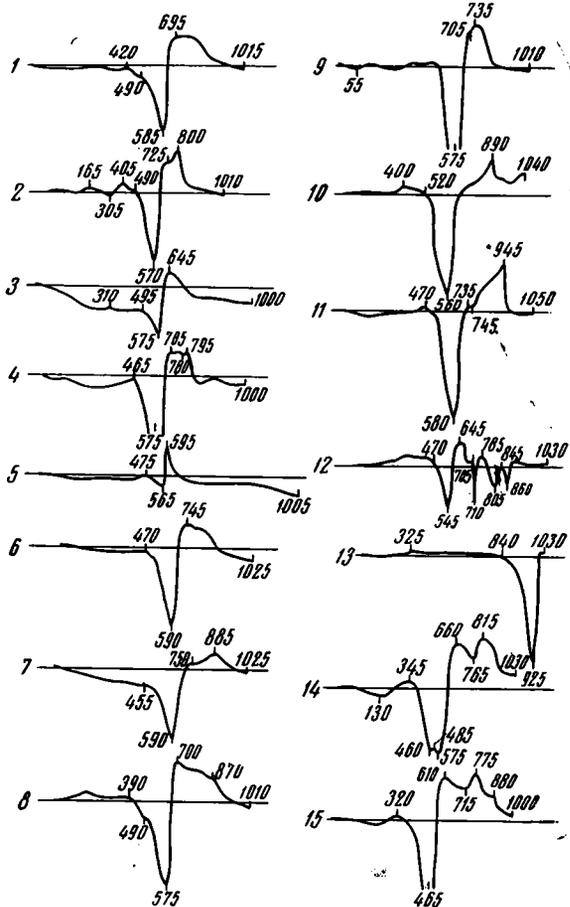
Примечание: Образцы, отмеченные одной звездочкой,—из Южно-Белозерского месторождения, двумя—из Северо-Белозерского месторождения, тремя—с Западного участка. Химические анализы выполнены в лаборатории НИИГеологии Днепропетровского гос. ун-та аналитиками Е. В. Ишковой и М. А. Дацковской.

в сидероплезите колеблется от 73,9 до 84,31% (мол.); $MgCO_3$ от 11,15 до 18,82% (мол.). Спектральный анализ показал бедность карбонатов редкими и рассеянными элементами. Установлено почти постоянное присутствие Zn (сотые и тысячные доли процента); Ni, Co, Cu, Cr (тысячные доли процента); Mo и V (десятитысячные доли); обнаружены следы Sn и V.

На термограммах карбоната железа (фиг. 4) фиксируются два резко выраженных термических эффекта: эндотермический, связанный с диссоциацией $FeCO_3$, и экзотермический, обусловленный окислением FeO. Температура диссоциации и окисления сидерита, по данным исследований различных месторождений, колеблется в широких пределах и зависит от его химического состава, структуры кристаллического агрегата, наличия минеральных примесей, генезиса и условий анализа. Термограммы сидероплезита Белозерского месторождения сходны с кривыми нагревания сидерита и сидероплезита, приведенными в литературе, но отличаются от них тем, что оба эффекта сдвинуты в область более высоких температур.

Сравнительно высокая температура диссоциации изученных карбонатов может быть обусловлена тремя причинами: химическим составом, т. е. наличием изоморфных примесей $MgCO_3$, $MnCO_3$ и $CaCO_3$, структурой и происхождением. Химический состав хотя и оказывает влияние на температуру диссоциации сидероплезитов, однако, прямая зависимость между содержанием $MgCO_3$ и других примесей и температурой

термических эффектов в пределах изменения содержания примесей наблюдается не всегда. По-видимому, в данном случае влияют и другие факторы. Так, на приведенных термограммах почти во всех случаях наблюдается зависимость температуры диссоциации от размеров зерен:



Фиг. 4. Термограммы карбоната

Номера проб соответствуют номерам в таблице. Термические анализы выполнены в лаборатории НИИ геологии Днепропетровского гос. университета Н. Н. Елаховской. Запись производилась на ФПК-5. Нагрев осуществлялся в вертикально-разъемных печах в кварцевых стаканчиках до 1020—1050°; скорость нагрева 10—12° в мин. Проба растиралась до 0,105 мм

образцы, имеющие при близком химическом составе более или менее равномернoзернистую структуру с размерами зерен не более 0,02 мм, имеют и наиболее низкую температуру эндотермического пика. Сравнительно высокая температура диссоциации сидероплезита может служить косвенным подтверждением относительно высокой температуры его перекристаллизации, т. е. в условиях метаморфизма (Рыловникова, 1936).

В связи с присутствием в карбонатах железа примесей, которые не полностью удаляются из-за микрокристаллической структуры пород и тесного сростания сидероплезита с хлоритом и магнетитом, на кривых нагревания фиксируются дополнительные термические эффекты.

Сидероплезит имеет дебаграмму с межплоскостными расстояниями, промежуточными между сидеритом и магнетитом, ближе стоящими к сидериту. С увеличением содержания в сидероплезите $MgCO_3$ межплоскостные расстояния изменя-

ются в сторону уменьшения значений $\frac{d}{n}$. Некоторое отклонение в сторону увеличения $\frac{d}{n}$, иногда превышающего $\frac{d}{n}$ сидерита, объясняется наличием примесей $MnCO_3$ и $CaCO_3$, имеющих размеры элементарной ячейки значительно большие, чем у сидерита. Межплоскостные расстояния, отвечающие чистому магнетиту или сидериту, на дебаграммах отсутствуют.

Анкерит встречается не везде и входит в состав рудных слоев вместе с сидероплезитом, образуя с ним сростание, имеет такую же, как и сидероплезит форму, близкие размеры зерен; только в отдельных образцах кристаллы анкерита чечевицеобразной формы. Выделение мономинеральной фракции анкерита затруднено. Термический анализ обогащенной анкеритом фракции, содержащей до 10% сидероплезита, при-

веден на фиг. 4 (12). Эндотермический эффект при температуре 470—545° с переходом в экзотермический при температуре 645° указывает на примесь сидерита. Следующие за этим три эндотермических эффекта отвечают анкериту. При температуре 705° происходит распад анкерита с последующей быстрой диссоциацией FeCO_3 и замедленной MgCO_3 , сопровождающейся интенсивным поглощением тепла. Этой реакции соответствует крутой перегиб кривой в эндотермический пик при температуре 710°. В связи с последующим быстрым окислением FeO кривая круто поднимается с небольшим экзотермическим превышением. Образование двукальциевого феррита (Цветков и др., 1964) обуславливает появление второй эндотермической волны с максимумом при температуре 805°. Эндотермический эффект при температуре 960° характеризует диссоциацию CaCO_3 .

Генезис породообразующих железистых карбонатов трактуется различно. Возможность их осадочного происхождения признают почти все исследователи, однако многие считают, что при метаморфизме весь первичный сидерит перешел в магнетит, а имеющиеся в кварцитах карбонаты железа являются эпигенетическими гипогенными или гипергенными образованиями. Так, П. М. Каниболоцкий (1941), не отрицающий, что первичными осадками железа были его углекислые соединения, считает, что уже в самую первую фазу метаморфизма процесс магнетитизации первичного сидерита почти целиком закончился. Затем на больших глубинах при сравнительно низкой температуре и высоком давлении сидерит метасоматически замещает все другие минералы железа, включая магнетит. Источником CO_2 , по П. М. Каниболоцкому, являлись гипогенные магматические и метаморфические растворы. Основную массу карбонатов железа к метасоматическим образованиям относит также и М. Н. Доброхотов, однако он считает этот процесс не гипогенным, а гипергенным: карбонаты железа образуются гипергенным путем при метасоматическом замещении кварца; источником CO_2 являлись поверхностные воды, обогащенные углекислотой за счет растворения карбонатов, лежащих выше осадочных пород мезо-кайнозоя (Доброхотов, 1955).

Среди сторонников осадочного происхождения карбонатов также имеются разногласия, главным образом по вопросам характера первичных осадков и фациальных условий их накопления. Ю. Г. Гершойг (1957), С. М. Точилин (1955) и др., учитывая особенности состава атмосферы в докембрии, главным образом высокое содержание CO_2 , допускают возможность образования сидерита непосредственно химически осадочным путем. На этом основании Ю. Г. Гершойг делает вывод о «реальном существовании не только окислительных, но и восстановительных седиментарных фаций в докембрии железорудной формации». Другие исследователи считают, что сидерит образовался при диагенезе путем восстановления в илах первичных железистых осадков, поступавших в водоем в виде гидроокиси Fe^{3+} (Страхов, 1960; Федорченко, 1956; Ходюш, 1962). По данным Н. М. Страхова (1960), сидеритосодержащие железистые кварциты образовались в участках, наименее удаленных от берега и обогащенных органическим веществом. С удалением в пелагическую часть моря по мере уменьшения содержания органического материала в первичных осадках степень редуцированности пород убывает: сидеритовые кварциты сменяются хлорит-сидеритовыми, сидерит-магнетитовыми и магнетитовыми и в самых глубоководных фациях — гематитовыми. Другие исследователи считают, что гематитовые кварциты образовались в условиях хорошей аэрации, при избытке кислорода и представляют собой осадки окислительной, наиболее мелководной фации (Каниболоцкий, 1941; James, 1954; Sacamoto, 1950).

Изучение условий залегания железистых кварцитов, их текстур и структур, химико-минералогического состава и т. д. на Белозерском месторождении свидетельствует о первичноосадочном диагенетическом

происхождении породообразующих карбонатов железа. Это может быть подтверждено следующими фактами.

Карбонатсодержащие железистые кварциты на всех известных железорудных месторождениях занимают определенное место в стратиграфическом разрезе толщи; содержание карбонатов закономерно увеличивается по направлению к вмещающим сланцам и алевролитам, являющимся наиболее мелководными образованиями, при этом строение железорудных толщ в общих чертах соответствует аутигенно-минералогической зональности, установленной для докембрийских железорудных формаций Н. М. Страховым. Наличие аутигенно-минералогической зональности указывает на диагенетическое, а не седиментационное происхождение главных породообразующих минералов железа в кварцитах, так как сама аутигенно-минералогическая зональность обусловлена зональным распределением в илах органического вещества, убывающего от берега в глубину моря. Как указывалось выше, на Белозерском месторождении сидеритсодержащие железистые кварциты залегают на контакте с алевролитами и сланцами или среди них и сменяются к центру разреза магнетитовыми разновидностями, иногда содержащими сингенетический гематит. Наиболее глубоководная гематитовая фация на Белозерском месторождении отсутствует, что закономерно и объясняется, по-видимому, сравнительно небольшими размерами и глубинами бассейна, в котором протекало накопление железистых осадков.

В пластах, имеющих крутое падение, с глубиной существенного изменения содержания карбонатов не устанавливается, что противоречит как гипергенной, так и гипогенной метасоматическим теориям. Метасоматические и седиментационные теории образования карбонатов не могут также удовлетворительно объяснить особенности текстуры карбонатсодержащих кварцитов, заключающейся в ритмическом переслаивании сравнительно широких рудных слоев с нерудными, в каждом из которых чередуются преимущественно карбонатные и магнетитовые слои (см. фиг. 1). Если допустить, что магнетит в рудных прослойках метасоматически замещается сидеритом, то непонятно, почему это замещение проходило послойно и ритмически; если же сидерит замещал кварцевые слои, то не ясно, почему это замещение проходило избирательно, т. е. только в кварцевых слоях рудных прослоек, не затрагивая кварц соседних безрудных прослоек. Если принять, что карбонаты железа образовались химически-осадочным путем, то образование магнетита пришлось бы также объяснить либо химическим осаждением из водных растворов, что вряд ли возможно, либо допустить образование магнетита по карбонату при метаморфизме. Однако такой ритмический выборочный метаморфизм по тонким слоечкам в породах одного и того же состава и структуры маловероятен. Это подтверждается и почти полным отсутствием структур замещения карбонатов магнетитом.

Таким образом, микрослоистость, обусловленная чередованием магнетитовых и карбонатных слоечков, могла возникнуть только диагенетическим путем при накоплении осадков с высокой первичной рудной концентрацией железа и при периодическом изменении среды в осадке. Роль диагенетических процессов сводилась к химико-минералогическим преобразованиям железистых осадков, поступавших в бассейн в виде гидроокислов трехвалентного железа, в соответствии с теми физико-химическими условиями, которые в момент накопления наблюдались в придонных иловых водах. Эти условия периодически изменялись в зависимости от поступления органического вещества, по-видимому, в годичном цикле. Периодические изменения рН и Eh среды в придонном слое приводили к образованию слоев разного состава, в которых железо приобретало различную аутигенно-минералогическую форму. При этом для образования сульфидов, карбонатов и минералов окиси железа решающее значение имело изменение Eh (Krumbein, Garels, 1952). При фор-

мировании же магнетита в условиях температуры и давления поверхности решающее значение имело изменение концентрации водородных ионов: магнетит образуется при близких к сидериту значениях Eh, но в более щелочных условиях (Huber, 1958).

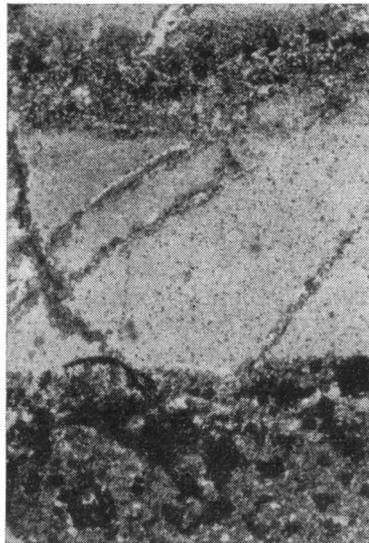
Макрополосчатость возникла в связи с периодическим поступлением в бассейн преимущественно железистых и кремнеземистых осадков в многогодичном цикле.

Кроме литогенетических и структурно-текстурных особенностей первичноосадочное происхождение породообразующих карбонатов подтверждается их химическим составом: подавляющее количество карбонатов относится к сидероплезиту, содержащему изоморфную примесь CaCO_3 и MnCO_3 .

Жильные карбонаты железа типа альпийских жил пространственно и генетически связаны с осадочно-метаморфическими карбонатами. Они образуются за счет первичного карбоната при перекристаллизации его в трещинах и пустотах. Безрудные кварцевые слои пересекаются тонкими жилками карбоната, не выходящими за пределы слоя (фиг. 5). Мощность жилок меняется на коротком расстоянии, они часто то прерываются, то образуют раздувы. Иногда тонкие жилки мощностью от 0,8 до 1,2 мм протягиваются по границе рудного и кварцевого слоя. Зерна жильного карбоната сравнительно крупные, форма их неправильная или ромбоэдрическая, структура гетеробластовая. В некоторых зернах хорошо видны трещины спайности по 1011 под углом 73° , нередко наблюдаются полисинтетические двойники по 0112. В тектонически нарушенных брекчированных зонах наблюдается замещение карбонатом кварца, иногда магнетита.

Химико-минералогический состав жильных карбонатов сходен с составом метаморфизованных осадочно-диагенетических карбонатов рудных и нерудных слоев.

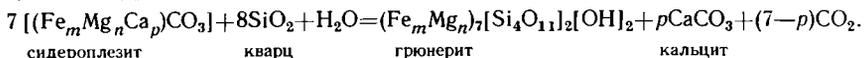
Метаморфический карбонат представлен кальцитом. Кальцитсодержащие железистые кварциты имеют преимущественно магнетит-грюнеритовый (куммингтонитовый) состав с примесью биотита, граната и других минералов. Они встречаются на западном участке, претерпевшем, как указывалось выше, более интенсивный метаморфизм. Кальцит всегда приурочен к рудным слоям, содержащим грюнерит или куммингтонит. С последними он образует тесные сростания, при этом рисунок расположения кальцит-грюнеритовых слоев аналогичен рисунку расположения сидероплезитовых слоев в менее метаморфизованных кварцитах. Размер зерен кальцита — от долей миллиметра до нескольких миллиметров. Он бурно вскипает с HCl, N_D колеблется от 1,653 до 1,659, N_e от 1,487 до 1,507. На кривых нагревания кальцита отчетливо выражен эндотермический эффект при температурах $870-905^\circ$ (см. фиг. 4). Кальцит всегда чистый, без включений, и образуется, по-видимому, из сидероплезита и анкерита при метаморфизме: при высокой температуре эти карбонаты становятся неустойчивыми, разлагаются, при этом молекулы MgCO_3 и FeCO_3 , реагируя с кремнеземом, дают куммингтонит, а освободившиеся молекулы CaCO_3 дают устойчивый в этих



Фиг. 5. Жилки сидероплезита в кварцевом слое карбонат-магнетитового кварцита

Скв. 115, глуб. 526,08 м; николь одиц, увел. 10

условиях кальцит. Схематически этот процесс может быть представлен следующим уравнением:



Гипергенные карбонаты представлены сидеритом и сидероплезитом, обычно более железистым. Содержание CaCO_3 и MgCO_3 в сидерите в сумме редко превышает 10% и входят эти компоненты не как изоморфные примеси, а как примеси кальцита и доломита (см. таблицу). К гипергенным карбонатам относится кальцит окисленных железистых кварцитов и богатых железных руд. Кальцит здесь образуется при окислении сидероплезита; при этом FeCO_3 , окисляясь, переходит в тонкодисперсный гематит, а освободившиеся молекулы CaCO_3 дают кальцит. MgCO_3 либо уходит в раствор, либо с CaCO_3 образует доломит.

Гипергенные карбонаты приурочены к зонам брекчирования и трещиноватости и расположены большей частью в верхних горизонтах толщи. Они заполняют пустоты и трещины, а также замещают все минералы железа и кварц, образуют псевдоморфозы по мартиту, железной слюдке, магнетиту. В отдельных случаях гипергенные карбонаты были встречены по зонам разлома на значительных глубинах.

Метасоматические гипогенные карбонаты развиты в местах проявления щелочного и карбонатного метасоматоза в зонах тектонических нарушений преимущественно на Северо-Белозерском месторождении. Возможно, что и здесь источником углекислоты, железа, магния и кальция являлись первичные осадочно-метаморфические карбонаты, наблюдаемые же метасоматические отношения между карбонатами железа и другими минералами — вторичные, наложенные под влиянием тектоно-метаморфических факторов. Такие породы представляют собой метасоматиты.

При окислении магнезиально-железистые карбонаты всех генетических типов переходят в тонкодисперсный гематит. Выделившийся при этом CaCO_3 образует кальцит, а MgCO_3 переходит в раствор, увеличивая его щелочность и способствуя выщелачиванию SiO_2 , т. е. оруденению. При оруденении за счет карбонатсодержащих железистых кварцитов образуются дисперсногематит-мартитовые руды, при этом пространственное положение этих руд соответствует положению карбонатсодержащих железистых кварцитов в нормальном стратиграфическом разрезе толщи.

ВЫВОДЫ

Минеральный состав железистых кварцитов, в том числе карбонатов, является результатом сложного комплекса процессов литогенеза (седиментогенеза и диагенеза) метаморфизма и гипергенеза, проявившихся на различных участках Белозерского железорудного района в различной степени.

На Южно-Белозерском, Переверзевском и большей части Северо-Белозерского месторождений, сложенных породами белозерской железорудной свиты, метаморфизм проявился относительно слабо и главная породообразующая масса карбонатов железа имеет здесь осадочно-диагенетическое происхождение. Карбонаты других генетических типов — жильный, метасоматический, гипергенный и гипогенный — имеют подчиненное, нередко локальное распространение.

Осадочно-диагенетические метаморфизованные карбонаты представлены минералами изоморфного ряда FeCO_3 — MgCO_3 , главным образом сидероплезитом, содержащим в небольшом количестве изоморфную примесь MnCO_3 и CaCO_3 . Сидероплезит возник при диагенетическом преобразовании приносимых с континента коллоидов и механической взве-

си гидратов окиси трехвалентного железа, при этом магний поступал из морской воды. При метаморфизме на низких ступенях происходила перекристаллизация карбонатов с частичным их местным перемещением по трещинам и пустотам. На более высоких ступенях метаморфизма карбонаты ряда FeCO_3 — MgCO_3 переходили в грюнерит (куммингтонит), пироксены. Магнетит, постоянно ассоциирующий с сидероплезитом, также образовался в стадию диагенеза.

Карбонатсодержащие железистые кварциты занимают определенное место в нормальном стратиграфическом разрезе железорудной толщи, при этом содержание карбоната закономерно повышается в направлении к подстилающим и покрывающим сланцам. Карбонатсодержащие кварциты образовались из железисто-кремнистых осадков, накопившихся в сравнительно небольшом удалении от берега и изобиловавших органическим веществом, при незначительном поступлении с суши терригенного материала.

При окислении и оруденении карбонаты железа переходят в тонкодисперсный гематит, а карбонатсодержащие железистые кварциты — в дисперсногематит-мартитовые и мартит-дисперсногематитовые руды. При этом пространственное положение этих руд соответствует положению карбонатсодержащих железистых кварцитов в толще.

ЛИТЕРАТУРА

- Белевцев Я. Н. Стратиграфия и тектоника Криворожского бассейна. Сов. геология, № 11, 1946.
- Белевцев Я. Н. и др. Генезис железных руд Криворожского бассейна. Изд. АН УССР, 1959.
- Гершойг Ю. Г. Петрогенезис пород Кривого Рога. Сов. геология, № 39, 1949.
- Гершойг Ю. Г. Процессы образования железорудной формации и залежей богатых руд Криворожского бассейна. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 10, 1957.
- Доброхотов М. Н. О происхождении богатых железных руд Криворожского типа по данным изучения Кременчугского месторождения. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 2, 1955.
- Калганов М. И. Железорудный бассейн Курской магнитной аномалии. Сб. «Железные руды КМА». Изд. АН СССР, 1955.
- Каниболоцкий П. М. К вопросу о генезисе руд Кривого Рога. Науч. зап. Днепропетровск., гос. ун-та, т. 27, вып. 2, 1941.
- Клагин Б. Д. О магнетито-карбонатных рудах в толще железистых кварцитов Курской магнитной аномалии. Геол. рудн. месторождений, 2, 1959.
- Рыловникова В. П. Сидериты месторождений Алапаевского типа. Сб. «Месторождения Алапаевского типа», т. II, 1936.
- Свицальский Н. И. Сидерит в рудах Кривого Рога. Вестн. Геолкома, № 6, 1927.
- Семенов Н. П. и др. Петрография железисто-кремнистых формаций Украинской ССР. Изд. АН УССР, 1956.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. II. Изд. АН СССР, 1960.
- Точилин М. С. Осадочные сидериты докембрия и их геохимическое значение. Геол. ж. АН УССР, т. XV, вып. 2, 1955.
- Федорченко В. С. Осадочные сидериты в среднем отделе криворожской свиты, их роль в образовании железистых пород и некоторых типов богатых руд. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 12, 1956.
- Ходюш Л. Я. О сидероплезите из железистых кварцитов Белозерского железорудного месторождения. Докл. АН СССР, т. 146, № 5, 1962.
- Цветков А. И., Вальяшина Е. П., Пилоян Г. О. Дифференциальный термический анализ карбонатных минералов. Изд. «Наука», 1964.
- Huber N. K. The environmental control of Sedimentary iron minerals. Econ. Geol., 2, 53, 1958.
- James Harold L. Sedimentary facies of iron-formation. Econom. Geolog., v. 49, N 3, 1954.
- Krumbein W. C., Garels R. M. Origin and classification of chemical sediments in terms of pH and oxidation-reduction potentials. Econom. Geolog., 60, N 1, 1952.
- Sacamoto Tacao. The origin of the Pre-Cambrian banded iron cres. Am. J. Sci., v. 248, N 7, 1950.

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 549.613.3 : 551.76+551.77(470)

**РАСПРОСТРАНЕНИЕ ДИСТЕНА В ОСАДКАХ МЕЗОЗОЯ И КАЙНОЗОЯ
ЕВРОПЕЙСКОЙ ЧАСТИ СССР**

В. А. ГРОССГЕЙМ

Со времени первых исследований В. П. Батурина (1928) по минералогии осадков продуктивной толщи Апшеронского п-ова дистен приобрел большое значение для палеогеографических реконструкций по терригенным компонентам. Накопился громадный фактический материал по распространению дистена в осадках бассейнов, сменявших друг друга на территории европейской части СССР, анализ которого показывает, что роль дистена для установления источников сноса и путей миграции терригенного материала еще более возросла. В настоящей статье мы попытались восстановить некоторые черты истории осадконакопления на Русской платформе и смежных геосинклиналях в течение мезозоя и кайнозоя. Статья основана на 70 000 иммерсионных анализах, принадлежащих многим десяткам авторов, перечислить которых в кратком сообщении невозможно.

Дистен в осадках представлен, как правило, вытянутыми бесцветными, реже — голубоватыми зернами с хорошо различной поперечной спайностью, в разной степени окатанными.

В осадках триаса (фиг. 1, а) дистен распределен неравномерно, и его концентрации достигают больших значений лишь севернее г. Горького (до 30% от тяжелой фракции), причем скопления дистена уменьшаются к северу. Здесь он представлен хорошо окатанными зернами. В осадках триаса Печорской синеклизы дистена мало, но он встречается постоянно. То же можно сказать и о Литовской и Днепроовско-Донецкой впадинах. В Прикаспийской впадине ясно намечается два ареала дистена (Приволжский и Приуральский), разделенных в центральной части впадины осадками, не содержащими этого минерала. В осадках южных бассейнов дистена мало.

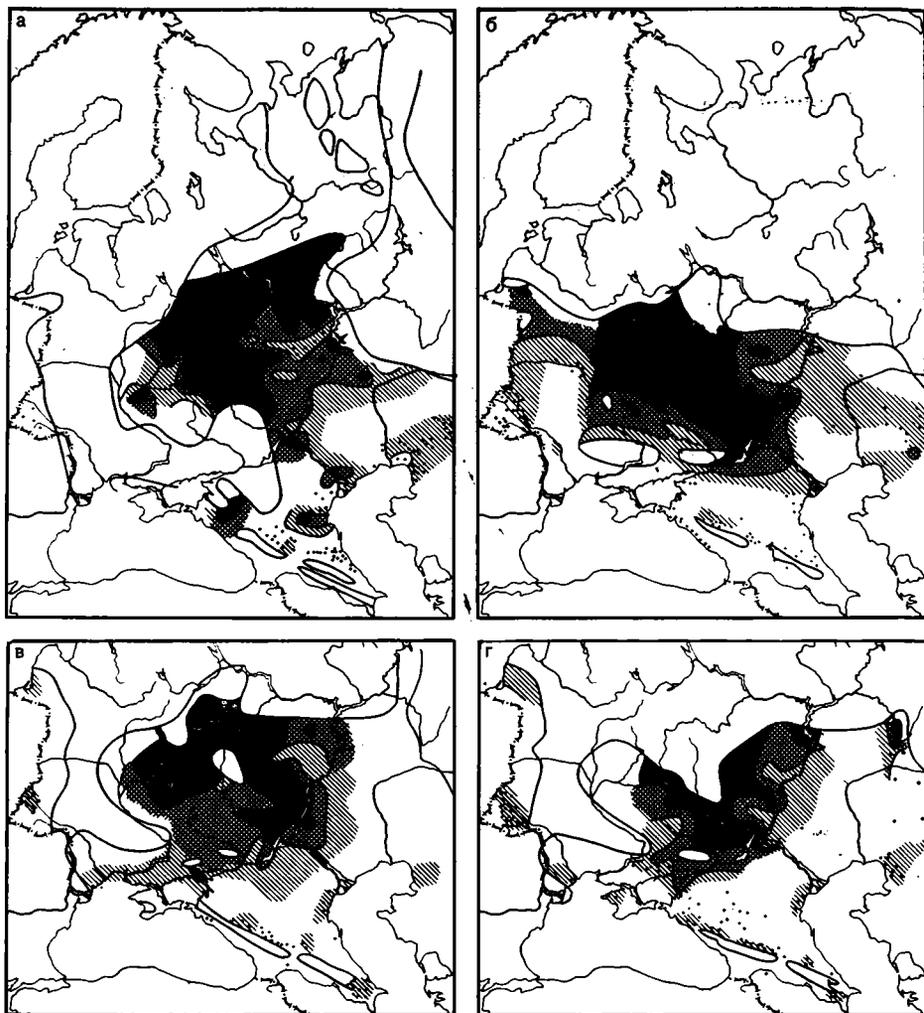
Резкая смена условий осадконакопления в лейасе привела к сокращению седиментационных бассейнов, которые сосредоточились на юге. Ближе к северным береговым линиям концентрация дистена достигает 11% в Прикаспийской и до 32% от тяжелой фракции в Днепроовско-Донецкой впадинах. К югу его количество уменьшается, и южнее устья р. Волги он встречается спорадически в виде единичных зерен. Среднеюрская трансгрессия привела к значительному расширению бассейна в северном направлении. Дистен в осадках байоса и бата (фиг. 1, б) встречается уже в больших количествах, но распределение его продолжает оставаться неравномерным. Все же общую тенденцию к постепенному уменьшению количества дистена к югу можно подметить. Интересно, что уже в байосе намечается распределение дистена в зависимости от строения дна бассейна: на возвышенностях отлагались осадки, содержащие меньше дистена, чем на их далеких склонах. Особенно хорошо это можно видеть на Токмовском своде. Вокруг него в осадках доггера дистен встречается в количествах до 36% от тяжелой фракции, в то время как на самом своде он встречается в виде единичных зерен и долей процента. В Печорском прогибе наибольшие концентрации дистена отмечены на западном борту.

В осадках верхнеюрских бассейнов устанавливается тип распределения дистена, характерный для мезозоя европейской части СССР. Появляются крупные ареалы больших концентраций дистена, занимающих определенное положение в бассейнах. Наиболее значительный ареал всегда приурочен к северо-западной части Московской синеклизы. В осадках келловоя скопления дистена достигают 20% от тяжелой фракции. В осадках оксфорда, киммериджа (фиг. 1, в) и волжских его несколько меньше, но ареал (назовем его Московским ареалом) достаточно четкий. Количество дистена уменьшается во всех направлениях. Обычно его границами служат ось Днепроовско-Донецкой впадины, Воронежская антеклиза и Токмовский свод, хотя, огибая поднятия,



Фиг. 1. Распространение дистена в осадках: а — триаса; б — байоса и бата, в — оксфорда и киммериджа, г — валанжина

Содержание дистена (% от тяжелой фракции): 1 — >5, 2 — 2–5; 3 — <2; 4 — предполагаемая береговая линия; 5 — точки наблюдений. Отсутствие штриховки у точки наблюдения означает отсутствие дистена в осадках



Фиг. 2. Распространение дистена в осадках: а — баррема, б — сеномана, в — сантона, г — кампана. Услов. обозн. см. на фиг. 1

дистеноносные осадки проникают далеко на юг. В Литовской впадине дистена больше всего на западе, меньше — к северу и востоку.

Окатанность дистена в Московском ареале выше, чем в Литовской и Днепровско-Донецкой впадинах. На Северном Кавказе дистен представлен (редкие зерна не во всех разрезах) значительно разрушенными неправильной формы зернами со следами окатывания.

В осадках неокома (фиг. 1, г, 2, а) и апта распределение дистена выражено еще четче. Московский ареал, связанный с развитием песчаных фаций, прослеживается от яруса к ярусу, упираясь и огибая Токмовский свод и Воронежскую антеклизу, и достигает центральной части Днепровско-Донецкой впадины. Для него характерны очень высокие содержания дистена (до 47%). Восточнее Волги, в Прикаспийской впадине, наблюдается зона, в которой дистен отсутствует, а еще восточнее он появляется вновь, но в небольших количествах (до 1% от тяжелой фракции). Лишь в валанжине фиксируется ареал повышенных концентраций дистена между реками Урал и Эмба (нижнее течение) (до 12% от тяжелой фракции). В апте количество дистена также несколько увеличивается.

На Северном Кавказе (фиг. 2, а) отмечается появление дистена в довольно значительных количествах (особенно много его — до 11% — отмечено в осадках баррема и апта в междуречье Лаба — Белая). Восточнее он, как и раньше, встречается редко. На Карпатах и в Крыму в осадках нижнего мела дистен наблюдается очень редко в виде единичных зерен. В Печорской впадине осадки нижнего мела изучены лишь в одном пункте (Нарьян-Мар). Здесь он присутствует постоянно в малых количествах.

Сходная картина наблюдается и в альбе. Московский ареал (до 37%) имеет почти те же границы. Дистен проникает к западному борту Прикаспийской впадины между Токмовским сводом и Воронежской антеклизой. В Прикаспийской впадине его или нет (запад), или мало (восток). На Скифской платформе дистен в осадках альба практически отсутствует, и лишь в предгорьях северо-западного Кавказа появляются осадки, обогащенные этим минералом (до 5%). Довольно часто, иногда в повышенных концентрациях (до 7,2%), встречается дистен в осадках альба Литовской синеклизы.

Нижнемеловой дистен Московского ареала характеризуется низкой степенью окатанности. Несколько чаще полуокатанные зерна встречаются в Днепровско-Донецкой впадине и в районе к северу от г. Горького. Слабо окатанными и угловатыми зернами представлен дистен в Литовской впадине. На северо-западном Кавказе зерна дистена обычно сравнительно свежие и реже — более выветрелые зерна меньшего размера (Пшеха).

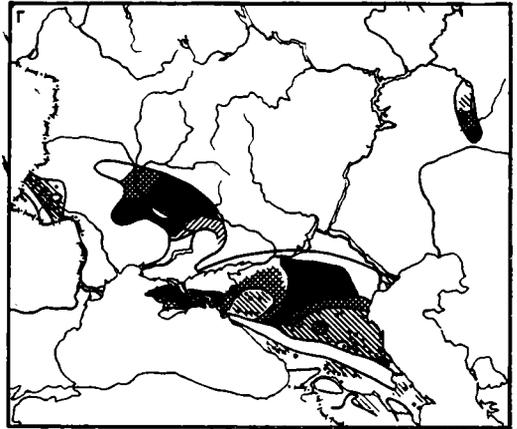
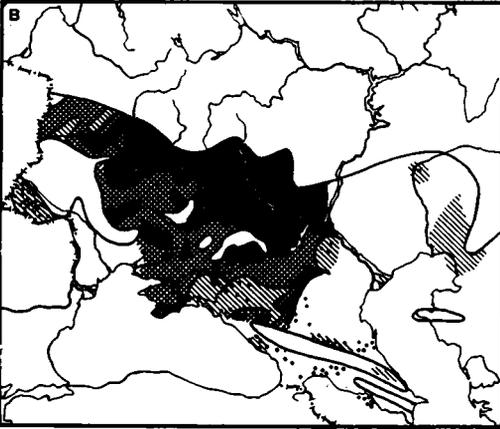
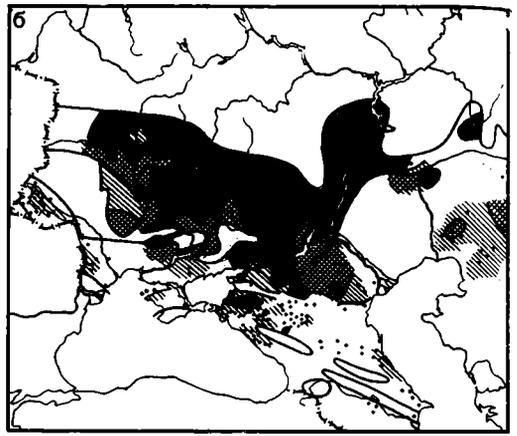
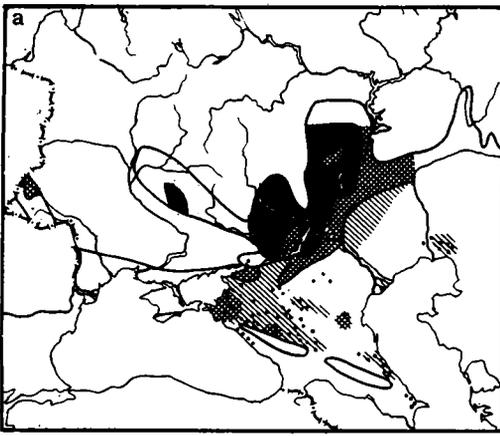
В осадках сеномана (см. фиг. 2, б) распределение дистена очень сходно с тем, которое мы наблюдали в альбе. Несмотря на то, что осадки тулона — кампана в значительной мере представлены карбонатными породами и в иммерсионных препаратах изучались главным образом нерастворимые остатки, тип распределения дистена почти не отличается от описанного выше для нижнего мела (см. фиг. 2, в, г). По-прежнему Московский ареал распространения дистена (до 20%) отчетливо фиксируется в пределах Московской синеклизы, распространяясь до северного борта Днепровской-Донецкой впадины и склонов Воронежской антеклизы и Токмовского свода. В Прикаспийской впадине зона отсутствия дистена в осадках значительно увеличилась, обнимая почти всю впадину. Лишь на ее юго-восточном борту отмечается дистен в небольших количествах (доли процента). На Скифской платформе дистен практически отсутствует, а в полосе выходов верхнего мела на Северном Кавказе он встречается спорадически, образуя небольшие ареалы на Северо-Западном Кавказе. В небольшом количестве (доли процента) дистен встречается на Карпатах (лишь в сантоне в районе Добромилля отмечено скопление его до 7% от тяжелой фракции), в Белоруссии и Литовской синеклизе. Несмотря на то, что осадки маастрихта имеют более терригенный характер, Московский ареал характеризуется меньшими скоплениями дистена (редко до 14%), хотя ареал очерчивается достаточно отчетливо на той же площади, что и в кампанский век. Более часто и в больших количествах (до 8%) встречается дистен на северо-западном Кавказе. По-прежнему он отделен от северного зоной отсутствия дистена в осадках. Отложения датского возраста изучены в минералогическом отношении очень плохо. В центральных частях платформы дистен представлен почти неокатанными зернами, реже — со слабыми следами окатанности. Также угловатыми и неокатанными зернами представлен дистен в Молдавии и Белоруссии. В Литовской синеклизе часто встречаются полуокатанные зерна. На Кавказе дистен имеет разную степень сохранности. На Адыгейском поднятии часто отмечаются зазубренные края у мелких корродированных зерен. В то время как во флишевом бассейне зерна дистена более свежие.

В тяжелых фракциях осадков палеоцена (фиг. 3, а) наибольшие концентрации дистена приурочены к склонам Воронежской антеклизы и к средней части долины р. Волги (у Самарской луки дистена до 30% от тяжелой фракции; к югу — меньше). Значительные скопления наблюдаются также в Днепровско-Донецкой впадине. Во все стороны от этого ареала количество дистена резко уменьшается, а на большей части Прикаспийской впадины и частично на Скифской платформе он отсутствует. На северо-западном Кавказе дистен в осадках палеоцена образует небольшой ареал (свита горячего ключа). В Крыму, Молдавии и на Карпатах дистен также отсутствует. Исключения составляют Добромильские Карпаты, где в ямненских песчаниках зафиксированы устойчивые скопления дистена (до 4% от тяжелой фракции).

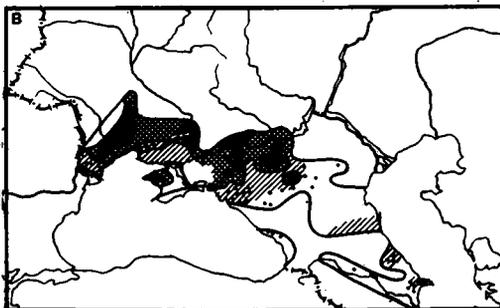
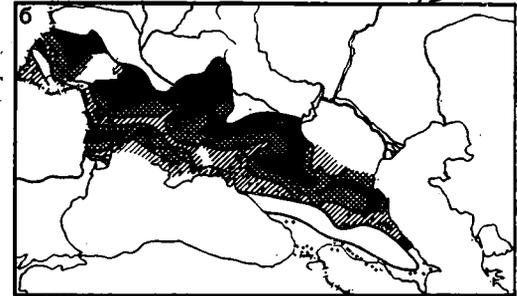
Осадки эоцена распространены шире (фиг. 3, б). Ареал крупных концентраций дистена в тяжелых фракциях изученных пород с севера примыкает к северной береговой линии, а на юге имеет извилистую границу, совпадающую приблизительно с осевой частью Днепровско-Донецкой впадины и линией Волгоград — Ростов. Кроме того, средневожский залив эоценового моря также выполнен дистеносными осадками. Много дистена в осадках эоцена в полосе Уральск — Оренбург. К югу и к востоку количество дистена уменьшается. В центральной части Прикаспийской впадины дистен не обнаружен совсем, и лишь в юго-восточной ее окраине он вновь появляется в осадках.

Значительно большее распространение имеет дистен на Скифской платформе, хотя прикавказский ареал все же отделен полосой эоценовых осадков, в которых дистен отсутствует. В Литовской синеклизе дистен обнаруживается в осадках верхнего эоцена до 7%. На Карпатах, в Молдавии, в Крыму он в виде единичных зерен встречается изредка в отдельных образцах.

В пределах Московского ареала дистен представлен в осадках палеоцена и эоцена призматическими и угловато-округлыми зернами. В Днепровско-Донецкой впадине встречаются очень часто округленные короткопризматические зерна наряду с менее окатанными призматическими. На Карпатах дистен представлен угловатыми призматическими зернами. В Молдавии зафиксированы наряду с призматическими и угло-



Фиг. 3. Распространение дистена в осадках: а — нижнего палеоцена, б — нижнего и среднего эоцена, в — нижнего олигоцена, г — нижнего миоцена. Условн. обозн. см. на фиг. 1



Фиг. 4. Распространение дистена в осадках: а — чокрака и нижнего тортона, б — сармата, в — понта, г — апшерона. Условн. обозн. см. на фиг. 1

вато-окатанные зерна. На Скифской платформе дистен представлен хорошо сохранившимися удлиненными кристаллами, реже — обломками неправильной формы с зубчатыми краями и еще реже — мелкими игольчатыми кристаллами. В южных частях Скифской платформы (Песчанокопская), наряду со свежими, отмечены и корродированные изогнутые зерна. На Западной Кубани зерна дистена часто имеют пыльчатые зубчатые края, редко хорошей сохранности, чаще в той или иной степени разрушенные. На Восточной Кубани зерна дистена обычно плохой сохранности, корродированы.

В олигоцене характер распространения дистена сохраняется (см. фиг. 3, в). Московский ареал очерчивается примерно в тех же границах, что и в эоцене. По-прежнему много дистена в Белоруссии и в Московской синеклизе и очень мало на Карпатах. Несколько большие количества дистена фиксируются в Молдавии и Крыму. На Северном Кавказе отмечается повышенное содержание дистена в полосе выходов майкопа на дневную поверхность, и хотя зона отсутствия этого минерала в Предкавказских прогибах сократилась, для нее характерно минимальное количество дистена. В районе Приазовья обозначается ареал максимальных содержаний дистена (до 12%). Проникновение с севера осадков, содержащих дистен, в район Ставрополя (хадумские пески и алевролиты) очень ясно отражается на карте. К востоку от полосы максимумов дистен отсутствует, а к западу количество его уменьшается. В Прикаспийской впадине дистен отсутствует, за исключением ее юго-восточной части. В раннемиоценовое время бассейн начал интенсивно сокращаться, в связи с чем главный ареал дистена сместился еще более к югу (Днепровско-Донецкая впадина, Крым, Ставрополье) (см. фиг. 3, г). На Карпатах дистена мало. Значительные его количества фиксируются в осадках нижнего миоцена Южной Башкирии. В центральных районах дистен представлен призматическими и угловатоокатанными, реже — окатанными (р. Десна) зернами. На Карпатах преобладают призматические и угловатые зерна. В районе Волгограда отмечены крупные удлиненнопризматические окатанные зерна дистена. Южнее (Артезиан) зафиксированы угловатые зерна. На Северном Кавказе зерна дистена чаще разрушенные, корродированные, с сетью мелких трещин, иногда окатанные.

Северные береговые линии среднемиоценовых бассейнов продвинулись еще далее на юг (фиг. 4, а). В связи с этим главный ареал дистена также мигрировал на юг. Практически в Восточном Предкавказье дистеноносные пески достигали южного (Кавказского) берега, и лишь на западе и в Крыму в осадках среднего миоцена дистена мало. В Подольи осадки тортонского бассейна также сильно обогащены дистеном (до 20%). В Восточном Предкавказье дистен представлен призматическими, реже — полуокатанными и окатанными зернами. Окатанный дистен на Кавказе несколько выше, чем в Подольи, хотя в районе Львова встречаются совершенно окатанные зерна, имеющие форму почти правильного шара.

Сарматский бассейн расширился к северу, и в связи с этим ареал наибольших концентраций дистена также сместился к северу (см. фиг. 4, б). Наибольшие скопления этого минерала фиксируются в виде широкой полосы, примыкающей к северному берегу бассейна. К югу от нее количество дистена в осадках закономерно уменьшается, и новый ареал максимальных содержаний дистена мы находим только в южной части Молдавии (до 12%).

В меотический век площадь бассейна вновь резко сократилась, и ареал максимальных содержаний дистена опять передвинулся к югу. Наибольшие скопления этого минерала мы находим в Западном Предкавказье (Скифская платформа) и в Побужье. В остальной части бассейна количество его незначительно или он отсутствует совсем. Сходная картина наблюдается и в понтическом бассейне. Здесь максимумы содержания дистена приходятся на полосу, примыкающую к северному берегу бассейна.

Дистен в осадках верхнего миоцена и понта (см. фиг. 4, в) представлен в Молдавии призматическими зернами, иногда со следами окатанности, а в Предкавказье зерна дистена на северо-западе, как правило, имеют округленные края, реже — неправильную форму или кристаллическую огранку. Южнее дистен менее окатан, удлиненнопризматической формы. В Подольи зерна дистена часто значительно окатаны.

Новое крупное сокращение величины бассейна произошло в среднеплиоценовый век. При этом ареал максимального содержания дистена раздвоился. Один из них приходится на киммерийский бассейн (до 30%), а другой — на балаханский (до 15%). Причем надо подчеркнуть, что никогда ранее большие скопления дистена не наблюдались так далеко на юге (Апшеронский п-ов). Последней крупной трансгрессией явилась ачкагыльская: ачкагыльский бассейн занимал всю Прикаспийскую впадину и многочисленными заливами вдавался в понижения рельефа Русской платформы. Это привело к изменению в распределении дистена в осадках. Наибольшие его скопления (до 39%) наблюдаются в Ергенинском заливе ачкагыльского моря. Несколько меньшие концентрации (до 10%) зафиксированы в узкой полосе, примыкающей к западному берегу бассейна (Среднее Поволжье). К востоку и югу количества дистена в осадках постепенно убывает. Некоторое увеличение процентного содержания дистена (до 5%) отмечено на востоке Прикаспийской впадины. Апшеронский бассейн меньше ачкагыльского. Наиболее крупные скопления дистена (до 15%) наблюдаются в треугольнике Ростов — Волгоград — Элиста (см. фиг. 4, г). Во все стороны от этого ареала количество дистена уменьшается. В продуктивной толще Апшеронского п-ова дистен представлен главным образом крупными окатанными и полуокатанными зер-

нами, а также удлиненно-призматическими кристаллами и мелкими разрушенными зернами различной формы с поверхностью, покрытой трещинами и царапинами.

Из этого краткого обзора распространения дистена можно сделать некоторые выводы. Приведенные выше данные с убедительностью свидетельствуют о северном происхождении дистена. Рассмотрение последовательной серии карт распространения дистена показывает, что каждый раз крупные ареалы наиболее значительных концентраций дистена локализируются у северных берегов наиболее северных бассейнов Русской платформы. Южная граница этого главного ареала бывает, как мы видели выше, довольно прихотлива, и отдельные языки дистеноносных пород вытягиваются далеко на юг (готерив — баррем на северо-западе Кавказа, хадум в Ставрополье, средний плиоцен на Апшеронском п-ове). Такое постоянное северное положение главного ареала дистена ясно указывает на северное его происхождение. Не вдаваясь в детали, укажем, что это подтверждается многими другими фактами — наибольшим количеством неокатанных зерен в пределах главного ареала, результатами изучения ориентировки косослойчатых текстур, указывающими на миграцию терригенного материала с севера на юг, убыванием гранулометрического состава осадков в том же направлении и т. д. Действительно богатые дистеном (кианитом) первичные породы имеют широкое распространение в пределах Балтийского щита.

Именно Балтийский щит и был постоянным источником питания дистеном бассейнов, существовавших на Русской платформе. Иначе трудно объяснить особенности его распространения в осадках. Путь дистена с севера на юг был сложен. По-видимому, большое значение имело переотложение этого минерала из осадков более древних морей в осадки более молодых водоемов; это можно предположить на основании того, что вместе со свежими угловатыми зернами дистена в осадках мы всегда встречаем полуокатанные и окатанные зерна. Больше того, в более молодых осадках процентное содержание зерен со следами окатывания выше, чем в более древних, что лишним раз подчеркивает значение переотложения в общем процессе осадконакопления. Наиболее южное положение главного ареала дистена всегда занимал в тех случаях, когда Русская платформа была сушей, а северные береговые линии бассейнов были отодвинуты далеко на юг (например, чокракский и балаханский бассейны).

Переотложение осуществлялось не только с севера на юг, но в некоторых случаях и с юга на север, несколько замедляя общий процесс миграции осадков, богатых дистеном, на юг. Так, например, на Северо-Западном Кавказе дистен появился в неокоме с севера. Однако в альбе между главным и северокавказским его ареалами отмечается зона, в которой дистен почти отсутствует (Западное Предкавказье). Это объясняется тем, что причленившись к кавказской суше породы неокома сами стали источником дистена в ближайшей к Кавказу части бассейна (Гроссгейм, 1961). Вероятно, такое переотложение имело место и в районе Воронежской синеклизы, иногда покрывавшейся осадками, а в другие отрезки времени являвшейся областью размыва. Однако не во всех случаях можно объяснить особенности распространения осадков явлениями переотложения. Это касается в первую очередь довольно устойчивого ареала распространения дистена в восточной части Прикаспийской впадины. Этот ареал почти всегда был изолированным и, судя по тому что он примыкал к Южному Уралу и Мугоджарам, питался продуктами размыва метаморфических толщ Урала. Возможно, что в Южной Молдавии существовал самостоятельный источник дистена (Добруджа), проявлявшийся в эоцене, олигоцене, сармате и т. д. Известно, что и на Кавказе есть самостоятельные незначительные источники дистена (Гроссгейм, 1961). Возможно, что этим не ограничивается перечень дополнительных источников дистена, однако надо отметить, что они все весьма незначительны и не образуют сколько-нибудь устойчивых ареалов со значительным содержанием этого минерала в осадках. Главным его источником был Балтийский щит, и крупные скопления дистена на Русской платформе являются индикаторами северного происхождения осадков.

Резюмируя, можно сказать, что особенности распространения дистена в осадках мезозоя и кайнозоя Русской платформы порождены различием в характере движений земной коры — постоянным и устойчивым воздыманием Балтийского щита и таким же постоянным и неуклонным прогибанием области Тетиса. Сама Русская платформа была главным образом областью транзита северного материала в сторону южных областей прогибания.

ЛИТЕРАТУРА

- Батурин В. П. О присутствии дистена в песках продуктивной толщи. Изв. Азерб. политехн. ин-та, т. 4—5, 1928.
- Батурин В. П. О дистене в осадочных породах европейской части СССР. Докл. АН СССР, т. 44, № 3, 1944.
- Гроссгейм В. А. Дистен в осадках мезозоя — кайнозоя Северного Кавказа и Предкавказья. Геол. нефти и газа, № 12, 1957.
- Гроссгейм В. А. История терригенных минералов в мезозое и кайнозое Северного Кавказа и Предкавказья. Тр. ВНИГРИ, вып. 180, 1961.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ МИНЕРАЛОВ ГРУППЫ АМФИБОЛОВ В МЕЗОЗОЙСКИХ И КАЙНОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ НИЗМЕННОСТИ

Т. Д. БАЗАНОВА

В настоящей статье приводится характеристика распространения минералов группы амфиболов в мезозойских и кайнозойских отложениях Западно-Сибирской низменности, основанная на большом фактическом материале, принадлежащем многим исследователям. Описание типоморфных особенностей минералов группы амфиболов взято из работ Б. Ф. Бузулуцкого, Т. И. Гуровой, Н. К. Миргородской, Т. И. Осыко, А. Г. Пода, В. А. Плуман, З. З. Ронкиной, З. Я. Сердюк, В. И. Савченко и др.

Минералы группы амфиболов довольно широко распространены в осадках мезозойско-кайнозойского чехла Западно-Сибирской низменности, образуя иногда значительные скопления. К сожалению, мы не имеем возможности проследить поведение каждого минерального вида в отдельности на рассматриваемой территории, так как большинство петрографов определяют амфиболы совместно, хотя в некоторых более детальных работах мы находим описание каждого в отдельности минерала, входящего в группу амфиболов.

В этой группе существенно преобладает обыкновенная роговая обманка, повышенные содержания которой отмечаются в песчаных породах целого ряда стратиграфических горизонтов. Чаше всего она встречается в виде призматических и неправильных, полуокатанных зерен с зазубренными ограничениями. Цвет ее темно- и желтовато-зеленый с плеохроизмом различной интенсивности.

Базальтическая роговая обманка представлена зернами призматической и удлиненно-неправильной формы, полуокатанными и угловатыми, бурой и темно-бурой, почти черной окраски, иногда с плеохроизмом и включениями непрозрачных рудных минералов. Реже наблюдаются зерна актинолита и тремолита.

Актинолит фиксируется в виде призматических или неправильных зерен, иногда шестоватых, часто с неправильными ограничениями и с плеохроизмом от желтого до бледно-зеленого цвета. Отмечаются непрозрачные включения.

Тремолит встречается в виде призматических, удлиненнопризматических и неправильной формы зерен иногда с волокнистым строением и с зазубренными ограничениями. Зерна бесцветные, желтые и редко бледно-зеленые.

Совсем редко, в единичных зернах, в небольшом количестве образцов был обнаружен глаукофан в виде угловатоокатанных зерен с характерным сильным плеохроизмом от зеленовато-желтого или синеваато-зеленого до синего и буровато-синего.

В ниже- и среднеюрских осадках амфиболы распространены почти на всей территории Западно-Сибирской низменности (фиг. 1), но значительные скопления наблюдаются лишь на северо-востоке низменности (до 12—17%), вблизи некоторых внутренних поднятий, наметившихся вдоль широтного течения р. Оби (до 12—22%) и к северу от Петропавловска (до 19—27%), а также в районе Катасьминской депрессии (до 40%). Преимущественное развитие имеет обыкновенная роговая обманка. Все остальные минеральные виды (актинолит, тремолит, глаукофан, щелочная роговая обманка) присутствуют в очень незначительных количествах (не более 1%).

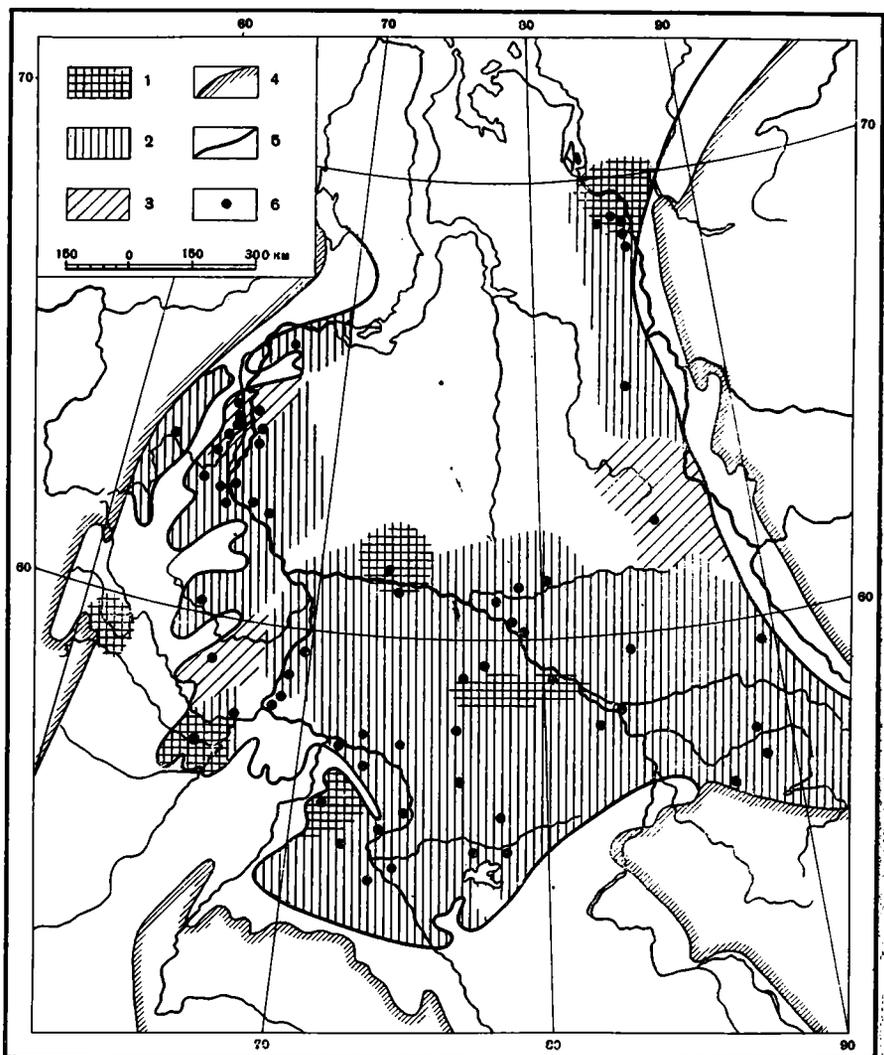
В ниже-среднеюрское время в районе Катасьминской депрессии и к северу от Петропавловска наряду с амфиболами отмечаются и повышенные содержания пироксенов (до 33—37%), сфена (до 7—9%), минералов группы эпидота (до 70%). Такой богатый минеральный состав осадков объясняется тем, что размыту подвергался довольно сложный комплекс изверженных и метаморфических пород. Основным источником сноса терригенного материала был Урал, но не исключена возможность, что снос происходил и с местных поднятий, расположенных, по всей вероятности, к югу от рассматриваемой территории.

Значительное скопление амфиболов вдоль широтного течения р. Оби обязано участкам суши, расположенным к северу от этой территории, где размывались изверженные и метаморфические породы. Существование этого внутреннего источника сноса подтверждается высоким содержанием, кроме амфиболов, минералов группы эпидота, дистена, корунда, рутила, магнетита и ильменита, количество которых закономерно уменьшается к югу от широтного отрезка р. Оби.

Минералы группы амфиболов прикосились также на территорию Западно-Сибирской низменности в нижней и средней юре с востока, из области развития траппов Средне-Сибирского плоскогорья, пироксенов, магнетита и ильменита на площади, расположенной в устье р. Енисея.

Максимальные содержания амфиболов в тяжелых фракциях верхнеюрских осадков отмечены на Чебулинской площади (до 19%) и вдоль течения р. Оби от Усть-Сильгинской площади на юге до Амбарской на севере (до 12—21%).

Значительные скопления амфиболов вдоль среднего течения р. Оби связаны, вероятно, с внутренними источниками сноса, наметившимися к северу от ее широтного течения. Состав группы амфиболов остается таким же, как и в нижней и средней юре,



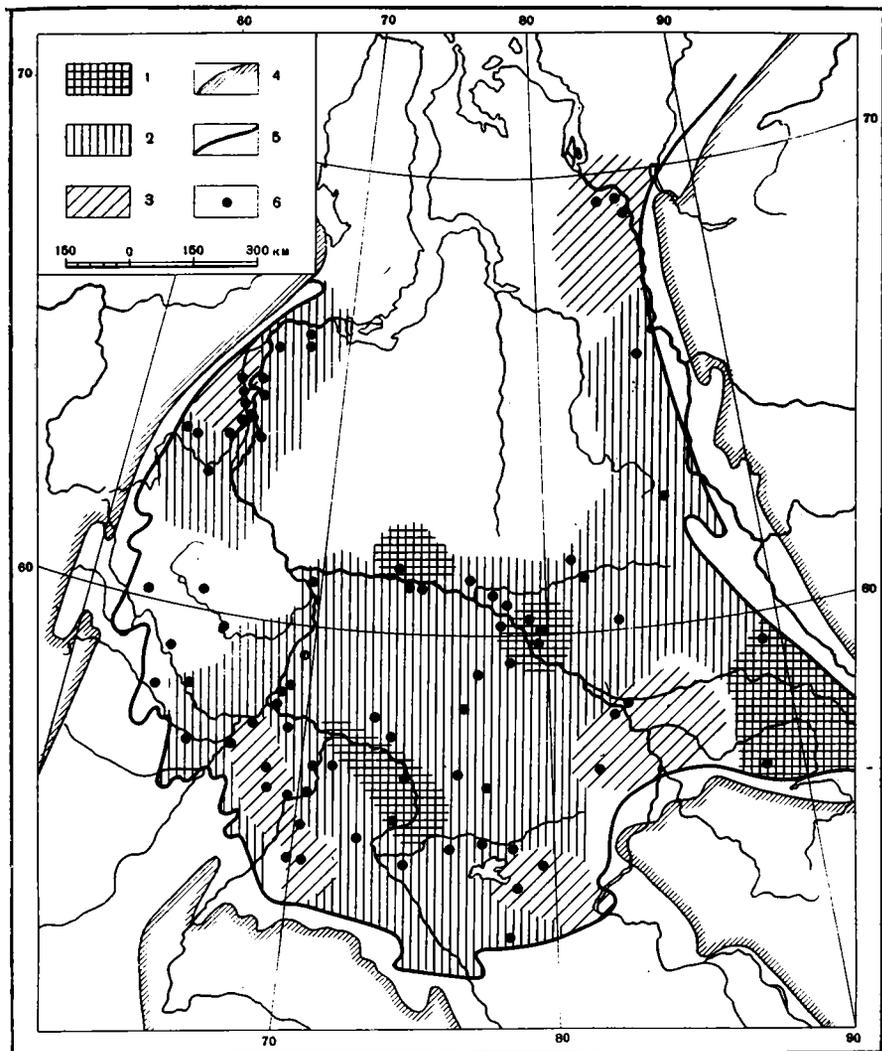
Фиг. 1. Распределение амфиболов в осадках нижней и средней юры
 Содержание (%): 1 — >10; 2 — 10; 3 — <10; 4 — граница выходов палеозойских пород; 5 — граница распределения осадков; 6 — изученные разрезы

т. е. преобладает обыкновенная роговая обманка и в очень незначительных количествах присутствуют остальные минеральные виды. Такой состав амфиболов вообще характерен для всех отложений мезозоя и кайнозоя Западно-Сибирской низменности.

В северо-восточной части низменности роговая обманка большей частью встречается в виде округлых или немного вытянутых угловатоокатанных зерен зеленого или желто-зеленого цвета. Совсем редко, в единичных зернах небольшого количества образцов, был обнаружен глаукофан в виде угловатоокатанных зерен.

На Амбарской площади роговая обманка имеет неправильную призматическую форму и окрашена в блеклые и яркие зеленые тона с желтым и буроватым оттенком. На Александровской площади наряду с обыкновенной роговой обманкой наблюдаются зерна глаукофана и тремолита.

В тяжелых фракциях осадков валанжина содержание минералов группы амфиболов несколько увеличивается. Значительные концентрации их (до 50%) наблюдаются в юго-восточной части Западно-Сибирской низменности (фиг. 2). Здесь же вместе с амфиболами присутствует большое количество минералов группы эпидота, сфена, граната, турмалина, магнетита и ильменита. Богатая ассоциация терригенных минералов, включающая много малоустойчивых минеральных видов, преобладание в разрезе песчаного материала на юго-востоке низменности — все это свидетельствует о том, что основным поставщиком терригенного материала являлась суша, располо-



Фиг. 2. Распределение амфиболов в осадках валанжина

Условн. обозн. см. на фиг. 1

женная вблизи изученных разрезов. Основной питающей провинцией был Енисейский край, где размывались в основном метаморфические породы.

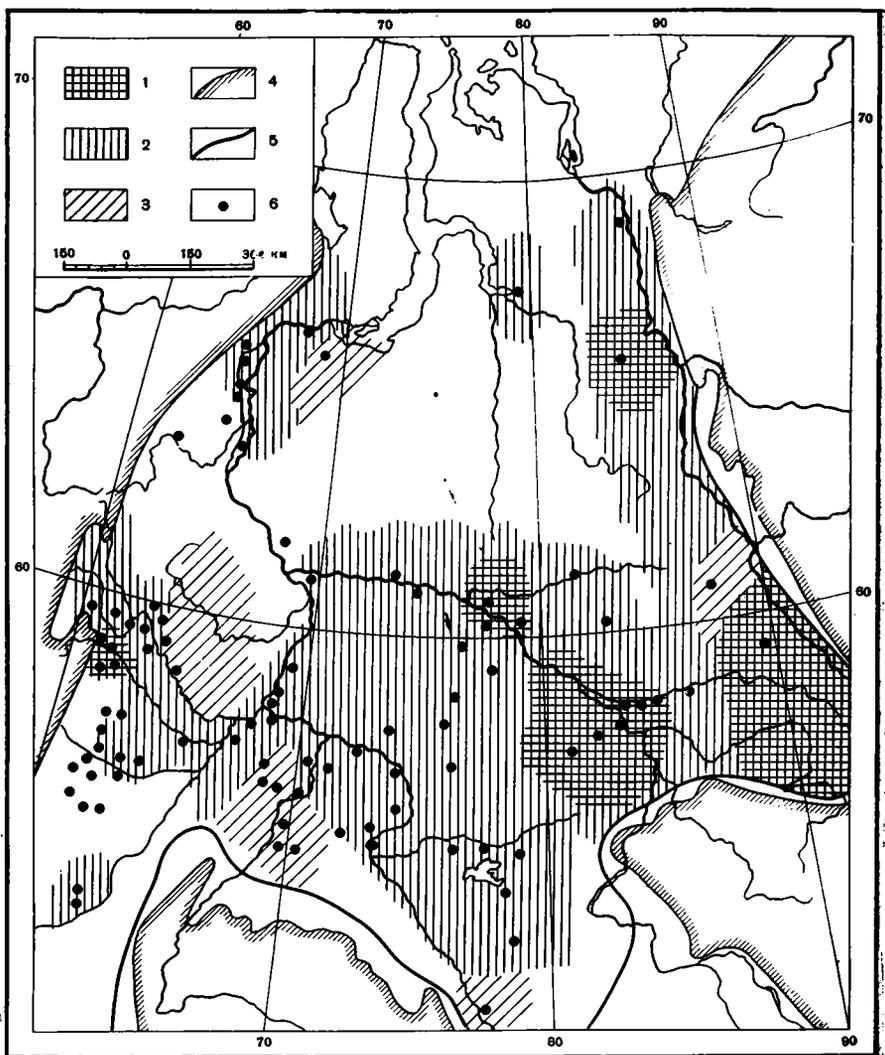
Немалую роль в формировании осадков валанжина юго-восточной части низменности играли и Саяно-Алтайские горные сооружения.

Как и в более ранние эпохи, повышенные содержания амфиболов наблюдаются вдоль широтного течения р. Оби (до 12—26%); они связаны, по-видимому, с размывом метаморфических и изверженных пород местного источника сноса, который довольно часто прослеживается в нижней и средней юре к северу от широтного течения р. Оби. Влияние этого источника, возможно, было и на территорию, расположенную вдоль среднего течения р. Иртыша, где амфиболы образуют значительные скопления (до 11—16%).

В западной части низменности минералы рассматриваемой группы присутствуют в очень незначительных количествах, а в некоторых районах вообще отсутствуют.

В осадках готерив-баррема роль амфиболов несколько возрастает за счет относительного увеличения их содержания в разрезах Елогуйской (до 20%) и Омской (до 33%) площадей. На остальной территории низменности распределение их остается почти таким же, как и в валанжине.

Обращает на себя внимание ассоциация амфиболов с пироксенами на Омской площади, которая скорее всего связана с размывом изверженных пород на севере Казахской складчатой страны. Амфиболы продолжают поступать с Енисейского края



Фиг. 3. Распределение амфиболов в осадках апт-альб-сеномана
Условн. обозн. см. на фиг. 1

жа, Саяно-Алтайских горных сооружений и местного поднятия к северу от широтного течения р. Оби, где преимущественно размывались метаморфические породы.

На Амбарской площади в готерив-барреме зерна роговой обманки имеют призматическую форму, часто со спайностью, параллельной призме.

В северо-восточной части низменности, как и в юрское время, роговая обманка встречается в виде округлых или немного вытянутых угловатоокатанных зерен зеленого или желто-зеленого цвета.

В осадках апт-сеномана в южной части Западно-Сибирской низменности амфиболов меньше, чем было ранее, зато на юго-востоке их гораздо больше за счет увеличения площади распространения значительных количеств минералов этой группы (фиг. 3). В рассматриваемый период впервые повышенное содержание амфиболов наблюдается в западной части низменности, в верховьях р. Туры (до 12%). По всей вероятности, они связаны с размывом метаморфических пород Урала. Увеличивается количество амфиболов на северо-востоке, на Туруханской площади (до 13%). Здесь они встречаются совместно с пироксенами, магнетитом и ильменитом, что указывает на размыв траппов Средне-Сибирского плоскогорья. Возможно, амфиболы частично приносились и с Таймыра. Они продолжают поступать и с внутреннего поднятия, расположенного к северу от широтного течения р. Оби, а также с Енисейского кряжа и Саяно-Алтайских горных сооружений.

В тяжелых фракциях осадков турона количество амфиболов резко увеличивается вдоль восточного борта низменности, где содержание их местами доходит до 50%

и более, но на всей остальной территории амфиболы присутствуют в небольших количествах, исключая Васюганскую (до 25%) и Мужы-Тильтимскую (до 17%) площади. На последней наряду с большим количеством амфиболов наблюдается обилие минералов группы эпидота, количество которых закономерно уменьшается от обрамления низменности на юго-восток. Исходя из этого, можно говорить о существовании источника сноса, расположенного в пределах Уральских гор, где размыты подвергался комплекс изверженных и метаморфических пород. На востоке амфиболы поступают со стороны Енисейского кряжа, где размывались метаморфические породы. В этой части низменности развита преимущественно роговая обманка, зерна которой имеют удлиненную призматическую форму с неровными контурами. Обогащение тяжелых фракций осадков турона Усть-Енисейской впадины амфиболами и минералами группы эпидота связано с размывом метаморфических пород (амфиболовых гнейсов и кристаллических сланцев) на Таймыре.

В осадках коньяка — кампана минералы группы амфиболов существенную роль играют только в восточной части Западно-Сибирской низменности, образуя значительные скопления (до 30% и более) вдоль восточного борта низменности и в бассейне р. Оби от Парбигской площади и на юге до Нарымской на севере.

Минеральный состав осадков на территории, расположенной вдоль восточного борта Западно-Сибирской низменности от устья р. Енисея на севере до Елогуйской площади на юге, очень богат и разнообразен. Никогда ранее для этой территории мы не наблюдали такой богатой ассоциации минералов. Здесь, кроме амфиболов, в значительных количествах присутствуют минералы группы эпидота, пироксены, сфен, турмалин, гранат, магнетит и ильменит. Наличие такой ассоциации минералов, включающей много малоустойчивых видов, указывает на то, что источники сноса располагались вблизи изученных разрезов. Часть терригенного материала поступала с Енисейского кряжа, где продолжали размываться метаморфические породы. Значительную роль играл разрыв траппов Средне-Сибирского плоскогорья (высокое содержание амфиболов, пироксенов, ильменитов и магнетита). Присутствие в осадках Усть-Енисейской впадины в значительных количествах амфиболов, минералов группы эпидота и сфена свидетельствует о размыве метаморфических пород на Таймыре. Для осадков Усть-Енисейской впадины в коньяке — кампана, как и для всего верхнего мела, характерны угловатые, вытянутые зерна роговой обманки с зазубренными краями. Цвет ее темно-зеленый, оливковый, желто-зеленый. В этих отложениях реже встречаются угловатые зерна с зазубренными краями, окрашенные в бледные голубовато-зеленые тона, или бесцветные, относимые к актинолиту и тремолиту.

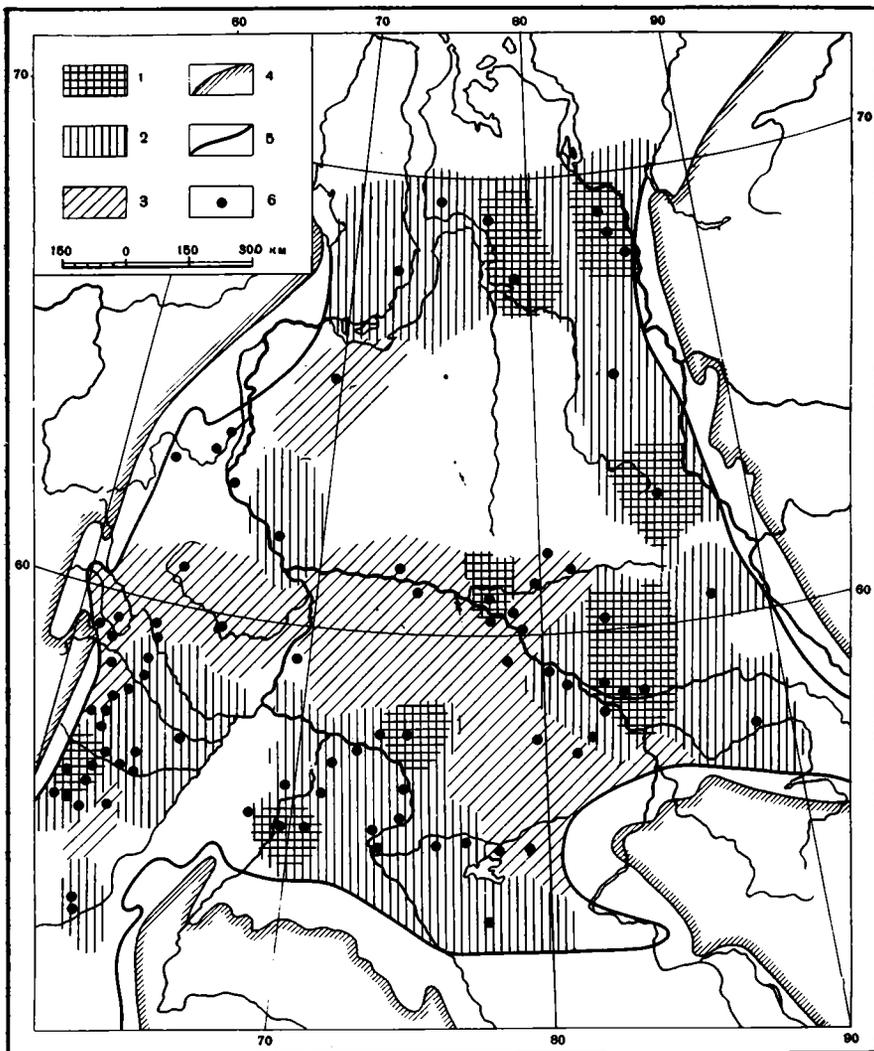
В маастрихт-датское время амфиболы преимущественно скапливаются в восточной и северной частях низменности (фиг. 4). На севере максимальное содержание их доходит до 30%, на востоке — до 55% (Елогуйская площадь). Кроме того, наблюдаются отдельные участки повышенного содержания амфибола (Уйская, Яковлевская площади). На востоке низменности амфиболы продолжают поступать в осадки при размыве метаморфических пород Енисейского кряжа. Здесь преобладают зерна роговой обманки темно-зеленого цвета призматической формы с зазубренными краями. Высокое содержание в осадках Елогуйской скважины наряду с амфиболами пироксенов, магнетита и ильменита указывает на продолжающийся разрыв траппов Средне-Сибирского плоскогорья. Значительные скопления амфиболов на севере Западно-Сибирской низменности связаны с интенсивным размывом метаморфических пород Таймыра. В западной части низменности, как и в предшествующие эпохи, отмечается низкое содержание рассматриваемой группы минералов. Лишь в осадках Окатовского участка они образуют значительные скопления (до 10%) вместе с дистеном, ставролитом и гранатом. Такая ассоциация минералов указывает на разрыв метаморфических толщ Урала. Амфиболы частично выносились и при разрушении метаморфических пород Казахской складчатой страны.

В осадках палеоцена амфиболов меньше по сравнению с предшествующими эпохами. Повышенное содержание их наблюдается лишь на отдельных участках в восточной и юго-западной частях Западно-Сибирской низменности.

Примерно такая же картина наблюдается в эоцене и нижнем олигоцене с той только разницей, что наиболее четко выделяется зона повышенного содержания амфиболов на юго-западе низменности. Это указывает на то, что интенсивно размываться начинают породы Уральских гор, содержащие минералы группы амфиболов.

На юго-востоке Западно-Сибирской низменности амфиболы встречаются в очень малых количествах и представлены тремолитом и очень редко — актинолитом. Тремолит образует призматические зерна. Иногда отмечаются бесцветные игольчатые кристаллы. Актинолит образует мелкие призматические зерна со слабо заметной спайностью. Роговая обманка не характерна для нижнеолигоценовых отложений рассматриваемой территории.

В среднем и верхнем олигоцене роль амфиболов в осадках значительно возрастает. Они образуют значительные скопления вдоль среднего и нижнего течения р. Оби от Парбигской площади на юге до Мало-Атлымской на севере, в среднем течении р. Иртыша, в районе г. Тюмени и в бассейне р. Аят. Почти везде содержание минералов группы амфиболов не превышает 30%, лишь к северу от Ханты-Мансийска и на Шадринском участке оно достигает 50%.



Фиг. 4. Распределение амфиболов в осадках маастрихт-дата
Условн. обозн. см. на фиг. 1

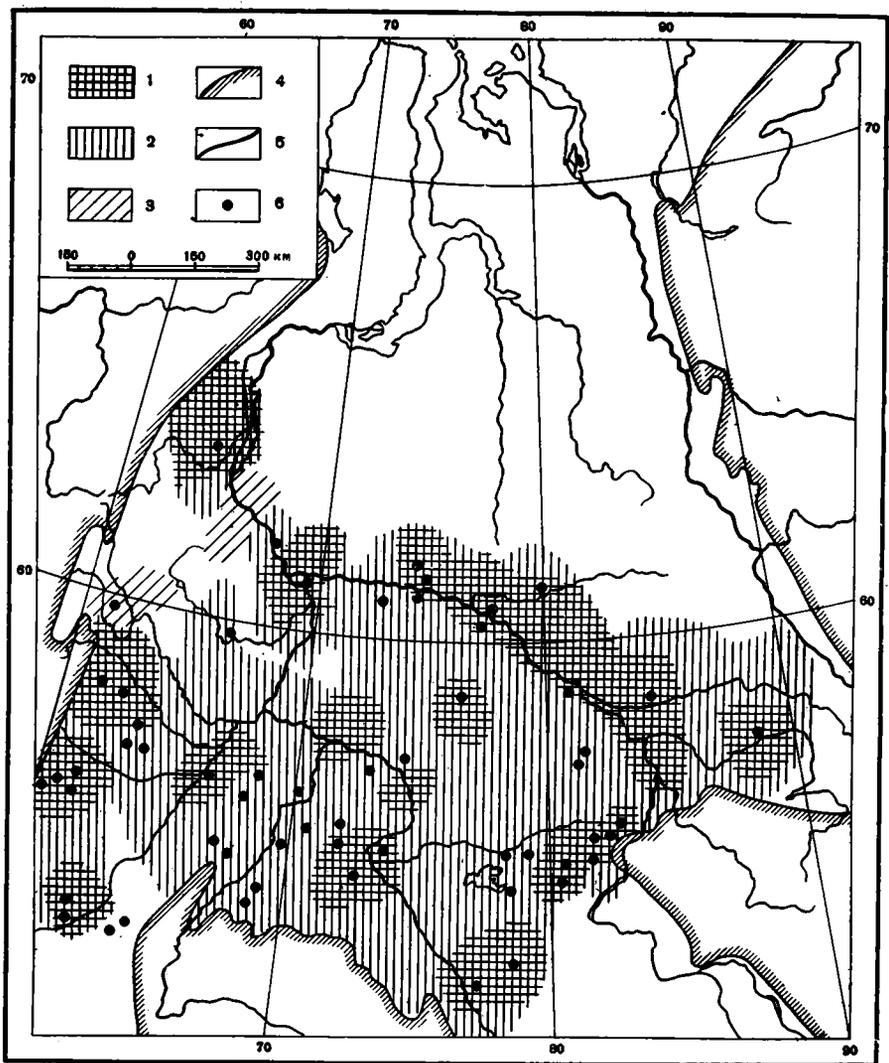
Наибольшее распространение амфиболы имеют в осадках неогена, но большие скопления образуют лишь к северу от Челябинска (до 67%). На всей остальной территории Западно-Сибирской низменности содержание их не превышает 30% (фиг. 5).

Из изложенного материала следует, что амфиболы являются довольно распространенными минералами в мезозойско-кайнозойских осадках Западно-Сибирской низменности, причем наиболее часто и в наибольших количествах встречается обыкновенная роговая обманка, остальные амфиболы наблюдаются реже.

Основная масса минералов группы амфиболов была принесена с северо-востока и востока — со стороны Таймыра и Енисейского кряжа, а также с юго-востока — из пределов Саяно-Алтайских горных сооружений. Это подтверждается расположением ареалов максимальных скоплений амфиболов в восточной и юго-восточной частях Западно-Сибирской низменности.

Впервые с Таймыра амфиболы в значительном количестве стали поступать в нижней — средней юре, о чем свидетельствует высокое скопление их в осадках Усть-Енисейской впадины. Однако уже в верхней юре количество минералов группы амфиболов, сносимых с Таймыра, резко снизилось и продолжало оставаться минимальным в течение всего нижнего мела. Лишь, начиная с турона и на протяжении всего верхнего мела, мы опять наблюдаем значительные скопления амфиболов в Усть-Енисейской впадине.

В пределах Енисейского кряжа породы, содержащие минералы группы амфиболов, интенсивно размывались на протяжении почти всего геологического развития Западно-Сибирской низменности, начиная с валанжина.



Фиг. 5. Распределение амфиболов в осадках неогена
Условн. обозн. см. на фиг. 1

То же можно сказать и о Саяно-Алтайских горных сооружениях, которые, начиная с валанжина, более или менее регулярно поставляли в пределы Западно-Сибирской низменности продукты разрушения амфиболсодержащих пород.

Заметное количество амфиболов поставлялось в отдельные эпохи (нижняя — средняя юра, апт — альб — сенман, коньяк — сантон — кампан, маастрихт — дат) при разрушении траппов Средне-Сибирского плоскогорья.

С запада, со стороны Уральских гор, минералы группы амфиболов в значительных количествах стали поступать лишь в апт-альб-сенманское время, а затем, начиная с эоцена, в продолжение всего последующего геологического развития низменности.

Немалая роль в распределении амфиболов на территории Западно-Сибирской низменности принадлежала и внутренним поднятиям. В этом отношении интересны поднятия, расположенные к северу от широтного отрезка р. Оби и, возможно, в верховьях рек Пура и Таза, выявленные нами на основании изучения минерального состава пород. По всей вероятности, ареалы максимальных скоплений минералов группы амфиболов, хорошо прослеженные в юре и неокоме в районе Сургутской, Ларьякской, Нарымской и других площадей, обязаны именно этим источникам сноса.

Всесоюзный нефтяной
научно-исследовательский
геологоразведочный институт
Ленинград

Дата поступления
20.V.1965

КОНКРЕЦИИ ТРИАСОВЫХ ОТЛОЖЕНИИ ЮЖНОГО ПРИМОРЬЯ

М. Е. КАЙЛАН

Триас в Южном Приморье представлен всеми отделами и ярусами, за исключением рэтского. Отложения имеют существенно терригенный состав, достигают мощности около 3000 м и включают различные конкреционные образования.

Последние представлены пиритовыми, кальцитовыми и глинисто-кремнистыми конкрециями и конкрециями смешанного состава различной формы и строения. Приурочены они к нижне- и среднетриасовым отложениям (Корж, 1958). Кроме того, были встречены глинисто-глинистые образования, напоминающие по форме конкреционные стяжения.

Среди конкреций резко преобладают конкреционные тела преимущественно кальцитового состава размером чаще всего 0,1—0,3, изредка 1—2 м. В алевролитах и аргиллитах обычно лепешковидные, уплощенные, четковидно расположенные по наслоению разновидности, иногда образующие конкреционные прослои. В песчаниках почти всегда развиты немногочисленные мелкие шаровые очень правильные конкреции, группирующиеся внутри слоя.

Внутреннее строение конкреций массивное, иногда со следами реликтовой слоистости, изредка концентрическое, обусловленное присутствием трещины сокращения или

Состав карбонатов конкреций и вмещающих пород в триасовых отложениях Южного Приморья, %

Геологический возраст и местонахождение	CaCO ₃	MgCO ₃	FeCO ₃	MnCO ₃	Сумма карбонатов	P ₂ O ₅
Конкреции*						
Морские отложения						
Индский ярус (о. Русский)	33,43	1,65	1,21	0,65	36,94	0,13
Оленекский ярус (мыс Ком-Пихо-Сахо)	44,62	0,40	0,55	0,53	46,10	0,11
Анизийский ярус (мыс Ком-Пихо-Сахо)	74,70	2,29	0,87	2,22	80,08	0,15
Морские (опресненные) отложения						
Ладинский ярус (р. Лянчихэ)	53,26	1,18	1,58	1,64	57,66	0,15
Прибрежные отложения						
Ладинский ярус** (там же)	0,75	3,64	33,58	Не опр.	37,97	0,15
Континентальные отложения						
Верхний триас (ручей Обрывистый)	1,96	3,21	8,53	*	13,70	0,28
Вмещающие породы***						
Морские отложения						
Индский ярус (мыс Ком-Пихо-Сахо)	29,54	—	—	—	29,54	0,14
Анизийский ярус (там же)	6,12	—	—	—	6,12	0,14
Анизийский ярус (там же)	5,55	—	—	—	5,55	0,16
Морские (опресненные) отложения						
Ладинский ярус (р. Лянчихэ)	4,82	0,57	0,77	0,13	6,05	0,15
Прибрежные отложения						
Ладинский (?) ярус	0,75	1,73	4,66	0,05	7,19	0,05
Континентальные отложения						
Верхний триас	5,75	3,78	13,23	0,21	17,22	0,15
Монгугайское месторождение						

* Типичные определения из 16 анализов.

** 1,90% CaSO₄.

*** Типичные определения из 43 анализов.

центрального ядра — раковины или обломка породы. Нередко наблюдается септариевое строение, свойственное конкреционным стяжениям алевролитов и аргиллитов.

Конкреции сложены карбонатом тонко- и мелкозернистой структуры (в песчаных породах — крупнозернистой), составляющим от 20 до 50—60% их объема. Обычно присутствует значительная терригенная примесь: тонкорассеянный пирит, немного буроватого органического вещества, раковинный детрит, камеры фораминифер, спикулы губок, изредка фосфатизованные остатки рыб (?).

Оптические, химические¹ (таблица) и термические определения свидетельствуют о преимущественно кальцитовом составе этих конкреций. Всегда присутствуют в виде изоморфной примеси небольшие количества Mg, Fe и Mn.

Конкреции смешанного состава состоят из сидерита, анкеритов, магносидеритов и развиты в верхнекарибских и верхнетриасовых прибрежных и континентальных отложениях. Они образуют маломощные обохранные конкреционные прослои и уплотненные по слоистости стяжения размером до 0,2—0,3 м массивного, изредка концентрического строения, обусловленного неравномерным выветриванием. Септарий среди них не наблюдалось.

Как показывает микроскопическое изучение, эти конкреции сложены тонко- и коллоиднозернистыми карбонатами и включают обычно значительное количество терригенных частиц и обрывков углефицированного органического вещества. Химическими анализами в них обнаружена примесь сульфатов. Карбонаты, по данным комплексных определений, представлены преимущественно железистыми разновидностями, среди которых существенную роль играет сидерит, подчиненную — магносидериты и анкериты.

Пиритовые конкреции распространены довольно широко, размеры их от долей сантиметров до 10 см. Большая их часть связана с алевролитами и аргиллитами, значительно реже они наблюдаются в песчаниках. При микроскопическом изучении видно, что пирит образует резко коррозионный базальный цемент, в котором плавают терригенные частицы и слюдяные выделения. Спектральные анализы показывают присутствие в них примеси сульфидов свинца, цинка и меди.

Глинисто-кремнистые конкреции отмечены лишь в верхней части угленосной толщи Монгуайского месторождения, включающей заметную примесь пирокластического материала. Они залегают одним горизонтом внутри пласта совершенно рыхлого, выветрелого алевролита и представляют собой шаровидные и слегка уплотненные стяжения диаметром до 0,4 м темно-серого и черного цвета, плотные, твердые, массивного сложения с раковистым и занозистым изломом. Под микроскопом наблюдается заметная терригенная минеральная примесь алевритовой размерности, углистые частицы, оплавленные кристаллики кислых каолинизированных плагиоклазов и кварца пирокластического происхождения, сцементированные очень тонким каолинито-кремнистым (кварцевым и, возможно, халцедоно-кварцевым) низкодвупреломляющим материалом, составляющим 30—60% объема конкреций. Отмечается также присутствие 10—15% коллоиднозернистых густок анкеритов и магносидеритов (см. таблицу).

Слюдисто-глинистые образования локализованы в узком стратиграфическом интервале, в алевролитах и аргиллитах средней части морских верхнекарибских отложений на севере и северо-западе территории, в разрезах у дер. Або и по р. Супутинке. Они ориентированы перпендикулярно наслоению, обладают обычно стеблевидной формой или состоят из ряда шаровидных или овальных сочленяющихся тел. В некоторых из них присутствует центральный канал, выполненный песчаным материалом и концентрически облекаемый, как показывает изучение шлифов и шлифовок, слюдисто-глинистой массой с заметной примесью обломочных алевритовых частиц.

Опробование слюдисто-глинистых тел на фосфор выявило присутствие P_2O_5 в количестве от 0,08 (у дер. Або) до 0,11—0,74% (р. Супутинка). Химический анализ одного из них (разрез у дер. Або) показал следующий состав (в %): SiO_2 72,84; Fe_2O_3 4,23; Al_2O_3 11,89; TiO_2 0,56; P_2O_5 0,08; CaO 0,57; Mg 0,91; п. п. 3,99, что подтверждает его существенно терригенный характер и отсутствие типичного хемогенного конкрецееобразователя — карбонатного или фосфатного. Это обстоятельство, а также специфическая форма, текстурные признаки и соотношения со слоистостью указывают, очевидно, на биогенное происхождение слюдисто-глинистых образований.

Фосфатные конкреционные стяжения известны в карнибских отложениях к северу от территории изучаемого района (Гиммельфарб, 1959). Г. И. Бушинский (личное сообщение) в 1939 г. в районе между Спасском и Владивостоком производил качественное опробование триасовых пород на фосфор, но фосфоритов не обнаружил. В 1950 г. при качественном опробовании коллекции триасовых пород с о. Русского, собранной П. В. Виттенбургом, Г. И. Бушинский нашел в некоторых образцах песчаников повышенные содержания фосфатов. Однако в просмотренных им шлифах из этих образцов оказались только весьма редкорассеянные или единичные фосфатные зерна.

Количественное опробование на фосфор, проведенное нами (50 определений), показало, что содержание P_2O_5 в триасовых отложениях составляет обычно 0,1—0,2% и лишь в слюдисто-глинистых образованиях карнибского яруса и в основании аннизийских отложений (о. Русский) достигает 0,7—0,8%. При этом фосфаты в слюдисто-глинистых телах присутствуют в тонкорассеянной форме, в то время как в нижнеаннизийских отложениях о. Русского наблюдаются фосфатные зерна обычно в парагенезисе с глауконитом и лептохлоритами.

Таким образом, триасовые породы, по-видимому, обеднены фосфором. При дальнейших исследованиях в этом направлении интерес могут, видимо, представлять нижнеаннизийские и морские верхнетриасовые отложения.

Карбонатные конкреции сформировались в пластичном осадке. Об этом свидетельствует облекание конкреций слоистостью («раздвигание» слоистости) и септарное

¹ Пересчеты на углекислые соли производились по способу, изложенному в «Методах изучения осадочных пород» (1957).

строение, возникшее при дегидратации сильно обводненного вещества конкреций. На раннее образование конкреций указывает присутствие в них довольно обильных органических остатков, обычно в большем количестве, чем во вмещающих породах, где они растворены в процессе диагенеза и эпигенеза.

Наличие в качестве конкрециеобразователей минералов с двухвалентным железом и марганцем свидетельствует о возникновении конкреций в восстановительных условиях, по-видимому, в самой толще, но не на поверхности осадка. Таким образом, формирование конкреций происходило, очевидно, на ранних стадиях диагенеза.

Возникновение пиритовых конкреций также, видимо, связано с диагенетической стадией, в течение которой перераспределяется основная масса сульфидов железа (Страхов, 1960).

Не исключено, что формирование некоторых пиритовых и глинисто-кремнистых конкреций охватывало и часть стадии эпигенеза. Биогенные слюдисто-глинистые образования возникали практически одновременно с осадком.

Среди факторов, оказывающих определяющее влияние на формирование конкреций, следует отметить прежде всего петрографический состав осадка, а также состав и количество конкрециеобразователя во вмещающих породах.

Влияние петрографического типа осадка проявляется, как правило, чрезвычайно резко. В то время как в песчаниках отмечается незначительное количество мелких шаровых конкреций, в алевролитах и аргиллитах содержатся обычно обильные резко уплощенные, нередко крупные конкреционные стяжения.

Не менее отчетливо сказывается также влияние состава и количества конкрециеобразователя. В осадках с кальциевым типом рассеянных карбонатов возникают кальцитовые конкреции, в толщах со смешанным типом карбонатов образуются конкреции смешанного состава (см. таблицу). Как правило, с максимумами накопления карбонатов² (см. фигуру) и сульфидов связаны максимумы карбонатной и пиритной конкрециеносности (в одинаковых литологических разностях). Глинисто-кремнистые конкреции встречаются в толще, обогащенной легкоподвижной кремнекислотой из пирокластической примеси.

Имеются сведения о значительном влиянии на конкрециеносность количества захороненного органического вещества (Македонов, 1957; Тимофеева, 1959 и др.). По нашим данным (см. фиг.), какой-либо положительной корреляции для кривых средних содержаний $C_{орг}$ и конкрециеносности не наблюдается. Однако, как уже отмечалось, на содержание конкреций весьма существенное влияние оказывает одновременно целый ряд факторов (содержание конкрециеобразователя во вмещающей среде, физические свойства пород и т. д.), что сильно затрудняет интерпретацию полученных результатов. Поэтому окончательное решение вопроса о связи конкрециеносности с содержанием органического материала в изучаемых отложениях требует дальнейших исследований.

Перечисленные факторы, зависящие в конечном итоге от фашиального и петрографического типа осадконакопления, определяют и распределение конкреций по разрезу триасовых отложений Южного Приморья.

Отложения нижнего отдела формировались в нормальной морской обстановке; они обогащены карбонатами, преимущественно кальцитом, сульфидом железа и содержат максимальное количество карбонатных (кальцитовых) и значительное количество пиритовых конкреций. При этом максимум конкрециеносности связан с алевроито-глинистой толщей оленевского яруса, в песчано-конгломератовых индских отложениях содержится небольшое число конкреций.

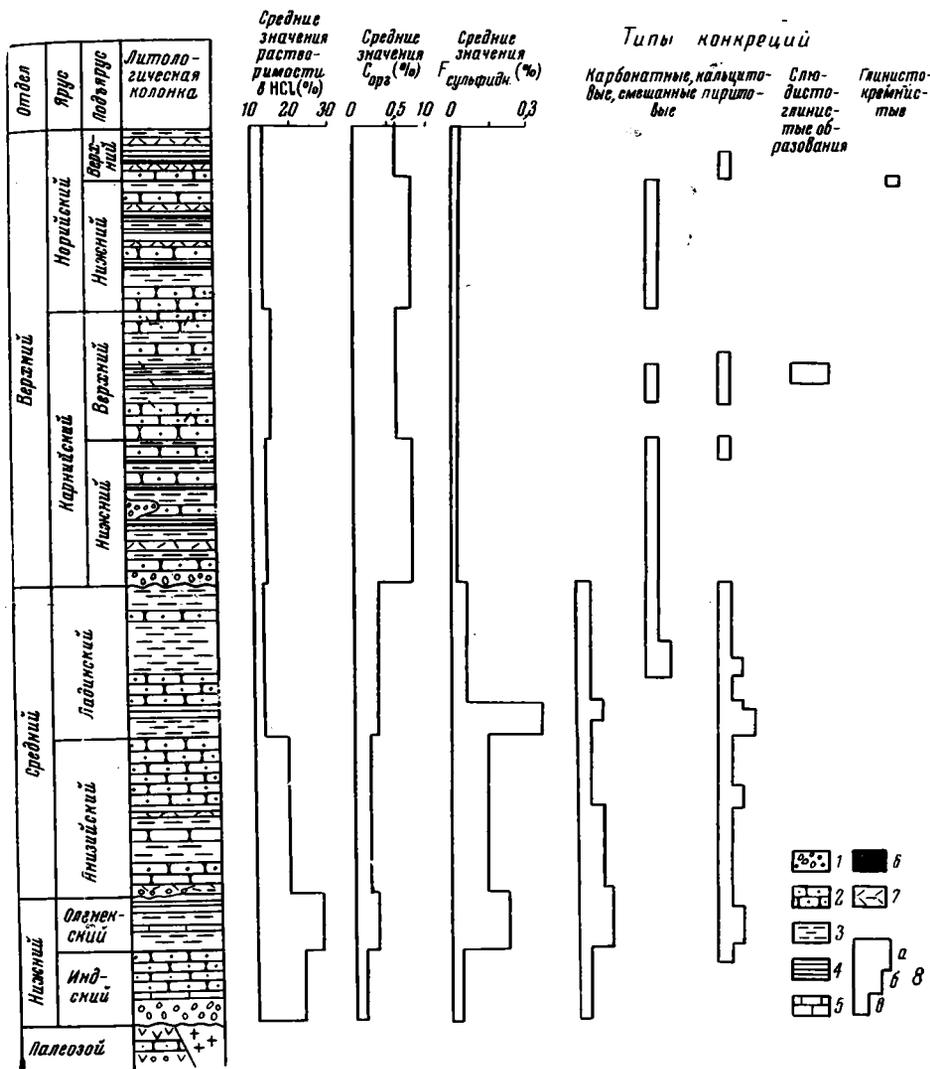
Накопление среднетриасовых отложений происходило в условиях прогрессивно опресняющегося морского бассейна. Содержание карбонатов здесь заметно падает при сохранении их кальцевого типа. Содержание сульфидов железа несколько возрастает. Это отражается и в распределении карбонатных (кальцитовых) и сульфидных конкреций (см. фиг.).

Верхняя часть ладинских отложений и осадки верхнего отдела формировались в прибрежно-лагунных, прибрежно-морских и континентальных субаквальных условиях, содержат небольшое количество карбонатов смешанного состава с заметным содержанием железистых разностей и незначительное количество сульфидов железа. В этих условиях возникают преимущественно карбонатные конкреции смешанного состава. Пиритовые конкреции мало характерны и развиты спорадически. Присутствием пирокластической примеси обусловлено возникновение кое-где глинисто-кремнистых стяжений.

В заключение коротко остановимся на вопросе о геохимической подвижности некоторых элементов в изучаемых отложениях.

Степень геохимической подвижности можно определить, сравнивая содержания элементов в конкрециях с содержанием элементов во вмещающих конкреции породах (Страхов, 1960).

² Средние значения растворимости в HCl получены более чем по 500 определениям. Как показывает сравнение с результатами выборочных определений CO_2 в аппарате типа Фрезениуса, кривая изменения растворимости в HCl грубо отражает изменение общей карбонатности по разрезу триасовых отложений. При вычислении средних значений $C_{орг}$ использовано около 550 определений, для $Fe_{сульфидн.}$ — около 50 определений.



Распределение конкреций, средних содержаний $C_{орг} \cdot Fe_{сульфидн}$ и растворимости в HCl (%) по разрезу триасовых отложений Южного Приморья

1 — конгломераты; 2 — песчаники; 3 — алевролиты; 4 — аргиллиты; 5 — известняки; 6 — угли; 7 — туфы, туффиты и пирокластическая примесь; 8 — содержание конкреций (a — обильное, б — среднее, в — низкое)

Для изучаемых отложений наблюдаются следующие ряды геохимической подвижности³:

Морские отложения	Mn ⁺²	Ca	P	Mg	Fe ⁺²
	16,5	12,6	0,8	0,6	0,4
Морские (опресненные) отложения	Ca	Mn ⁺²	P	Mg	Fe ⁺²
	20,2	13,0	1,3	1,0	0,5
Прибрежные отложения	Fe ⁺²	P	Mg	Ca	
	14,6	3,0	1,9	1,1	
Континентальные отложения	P	Fe ⁺²	Mg	Ca	
	3,1	1,9	1,6	1,1	

³ Для расчета разных рядов использованы результаты от 1 до 10 параллельных определений элементов в конкрециях и вмещающих породах.

Таким образом, степень геохимической подвижности различных элементов различна в разных фашиальных условиях. В нормально морских и лагунных отложениях значительной подвижностью обладают Са и Мп, а степень подвижности остальных элементов близка к нулевой. Существенно иная картина наблюдается в прибрежных и континентальных отложениях. Здесь наиболее подвижными оказываются фосфор и железо, возрастает также подвижность Mg, а концентрация Са в конкрециях оказывается минимальной. Можно принять, что от морских к лагунным, прибрежным и континентальным отложениям степень подвижности Са и Мп падает, а Fe, Mg и P — возрастает. Это явление связано с уменьшением pH и щелочного резерва иловых вод от морской к континентальной фашиальной обстановке (Страхов, 1960; Зарицкий, 1959).

Накопление малых элементов (Ba, V, Cr, Ni, Ti, Zr, Be), по данным 5 параллельных количественных спектральных анализов конкреций и вмещающих пород, в конкрециях обычно не наблюдается, за исключением стронция и марганца, связанных с кальцием, и отчасти свинца, цинка и меди, мигрирующих в виде сульфидов и связанных с пиритными конкрециями.

Таким образом, изучение конкреций позволило выявить степень геохимической подвижности элементов в различных фашиальных группах отложений, определить геохимическую обстановку триасового осадконакопления, исследовать состав рассеянных карбонатов триасовой толщи. Наконец, для изучаемых отложений конкреции имеют также определенное стратиграфическое значение. Смена типа карбонатонакопления и конкреций от кальцитового к смешанному происходит в верхнеладинских отложениях различных разрезов приблизительно на одном уровне в узком стратиграфическом интервале, в пакке мощностью около 30 м. Это обстоятельство, особенно учитывая отсутствие в этой части разреза органических остатков, можно использовать в целях корреляции. То же относится и к биогенным слюдисто-глинистым образованиям, развитым в узком стратиграфическом интервале в средней части карнийского яруса.

ЛИТЕРАТУРА

- Гиммельфарб Б. М. Основные геологические закономерности размещения фосфоритовых месторождений СССР. Геология месторождений горючих химических сырья. Тр. Гос. н.-и. ин-та горно-хим. сырья, вып. 5, 1959.
- Зарицкий П. В. Конкреции угленосных отложений Донецкого бассейна. Харьков, 1959.
- Корж М. В. Конкреции и конкреционные образования триасовых отложений Южного Приморья. Тр. Ин-та нефти АН СССР, т. IX, 1958.
- Македонов А. В. Парагенезис углей и конкреций воркутинской серии Печорского бассейна. Изв. АН СССР, сер. геол., № 8, 1957.
- Методы изучения осадочных пород, т. II. Госгеолтехиздат, 1957.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. Изд. АН СССР, 1960.
- Тимофеева З. В. Конкрециеобразование в карбоне Донецкого бассейна. К познанию диагенеза осадков. Изв. АН СССР, 1959.

Всесоюзный нефтяной
научно-исследовательский
геологоразведочный институт
Ленинград

Дата поступления
19.IV.1965

УДК 549.514.71 : 551.72

МОРФОЛОГИЯ ДОФИНЕЙСКИХ ДВОЙНИКОВ КВАРЦА В КВАРЦИТО-ПЕСЧАНИКАХ ШОКШИНСКОЙ СВИТЫ (КАРЕЛИЯ)

И. М. СИМАНОВИЧ

ВВЕДЕНИЕ

Двойникование кварца является одним из наиболее интересных свойств этого чрезвычайно распространенного в горных породах минерала. Для природного кварца различается несколько законов двойникования: дофинейский, бразильский, японский, третий Лейдольта и ряд других. Наибольшее внимание исследователей привлекает дофинейское двойникование кварца. Дофинейские двойники, в противоположность двойникам других законов, относительно легко меняют конфигурацию своих границ под действием механических напряжений. Двойники этого типа воспроизведены искусственно (Цинзерлинг, Шубников, 1933). Было показано, что дофинейское двойникование является специфической формой пластичности кварца; которая, по мнению Е. В. Цинзерлинг (1961), должна осуществляться не только экспериментально, но и в

природе: «Образование двойников кварца в лабораторных условиях (при механическом воздействии) позволяет сделать предположение, что в природных условиях двойникование кварца по дофинейскому закону происходило иногда в результате тектонических процессов» (стр. 4).

Однако петрографическое изучение морфологии и гезезиса дофинейских двойников в кварце горных пород не проводилось. Объясняется это прежде всего тем, что дофинейские двойники оптически неразличимы в поляризованном свете — вращают плоскость поляризации в одном направлении¹. Нами разработана методика изучения дофинейских² двойников кварца горных пород в прозрачных полированно-травленных шлифах (Симанович, 1966), заключающаяся в попеременном наблюдении изучаемых объектов то в проходящем поляризованном, то в отраженном свете.

Возникающий при травлении плавниковой кислотой полированных поверхностей кварца рельеф позволяет отчетливо различать двойники при наблюдении в отраженном свете. В то же время этот рельеф почти не мешает просмотру шлифов в поляризованном свете. Изучение кварцевых пород в отраженном и проходящем поляризованном свете позволяет связать двойникование с различными свойствами кварца, наблюдаемыми кристаллооптически, — анизотропией, структурными дефектами и т. д.

Основной задачей настоящего исследования являлось выяснение связи двойникового строения кварца шокшинских кварцито-песчаников с различными проявлениями постседиментационного преобразования этих пород. Эпигенез и начальный метаморфизм шокшинских кварцито-песчаников нами подробно изучены и освещены в ряде статей (Копелювич, Симанович, 1963, 1965; Симанович, 1964), а также в подготовленной к печати монографии. Здесь приводятся лишь краткие сведения относительно петрографии и постседиментационных преобразований шокшинских кварцито-песчаников.

ЭПИГЕНЕЗ И НАЧАЛЬНЫЙ МЕТАМОРФИЗМ ШОКШИНСКИХ КВАРЦИТО-ПЕСЧАНИКОВ

Породы шокшинской свиты венчают разрез иотнийской серии Прионежья. Иотнийские отложения образуют пологую синклинали, заметно вытянутую в северо-западном направлении. Породы северо-восточного крыла синклинали имеют преимущественно юго-западное падение с углами, не превышающими 10—15°. Породы западного борта структуры (с. Кашканы) характеризуются крутым восточным погружением слоев (угол падения 65—70°). В осевой части синклинали огмечается горизонтальное залегание слоев. Простая синклиальная структура осложнена мелкими и пологими брахиформами, а также многочисленными разрывными нарушениями, преимущественно северо-западного и северо-восточного простирания. Толща иотнийских пород прорвана слеллами габбро-диабазов.

Породы шокшинской свиты представлены в основном практически мономинеральными красными, розовыми и малиновыми кварцито-песчаниками. Основным процессом, сформировавшим современный облик шокшинских кварцито-песчаников, был глубокий эпигенез. Кварцитовидность пород и их высокая механическая прочность обусловлены массовым развитием структур растворения под давлением и сопряженной с ними регенерации кварца без участия каких-либо гипотетических кремневых растворов. Эпигенез проявился регионально, равномерно на всей площади развития пород шокшинской свиты.

Динамометаморфические процессы, воздействовавшие на уже сформированные, эпигенетически преобразованные породы шокшинской свиты вызвали дальнейшее структурное преобразование кварцито-песчаников. Отмечается несколько типов структур, возникших в стадии динамометаморфизма: 1) бластические рекристаллизационно-грануляционные, 2) структуры дифференциального скольжения, 3) бластомилонитовые, 4) структуры пластической деформации обломочного и аутигенного кварца, 5) катаклатические структуры. Перечисленные структуры развиты в породах шокшинской свиты неравномерно и зависят от местных тектонических условий проявлений динамометаморфизма. Так, например, рекристаллизационно-грануляционный бластез интенсивно развит лишь в породах крутопадающего западного крыла синклинали, а интенсивная пластическая деформация кварца, напротив, характерна для пологозалегающих пород.

На пластической деформации кварца, ранее описанной нами как структура «смятия» кварца, следует остановиться особо. Американскими исследователями Н. Л. Картером, Дж. М. Христи и Д. П. Григгсом (Carter, Christie and Griggs, 1964) пластическая деформация кварца в монокрystalлах и кварцитах воспроизведена экспериментально. Ими установлен дислокационный механизм пластической деформации кварца (Christie, Griggs, Carter, 1964).

Картер и другие выделяют три основных типа пластической деформации кварца: 1) деформационную пластинчатость, представляющую собой следы скольжения по

¹ Бразильское, японское и другое двойникование в поляризованном свете без точной идентификации плоскостей срastания в ксеноморфных зернах неотлично от мозаичного строения кварца.

² Далее в статье речь будет идти только о дофинейских двойниках, которые для краткости будут именоваться просто двойниками.

плоскости (0001); 2) деформационные полосы, обычно ориентированные нормально к деформационной пластинчатости, образующиеся в результате изгибания плоскостей скольжения; 3) волнистое угасание кварца.

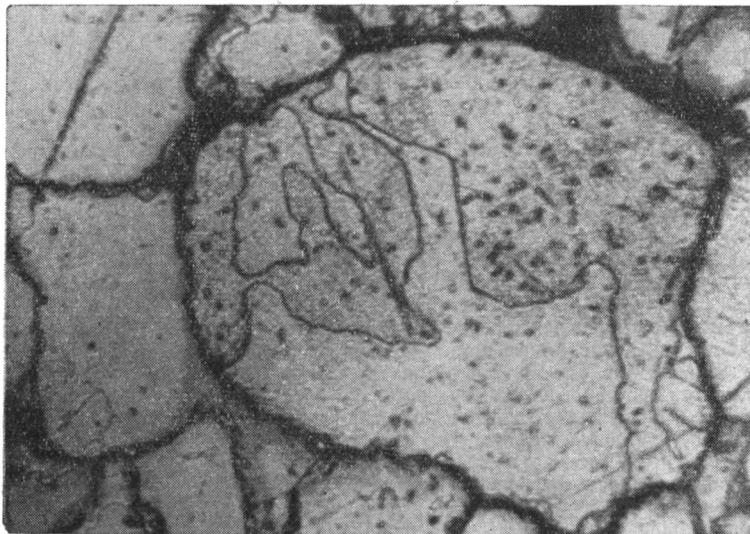
Согласно нашим исследованиям, все три типа структур пластической деформации кварца присутствуют в шокшинских кварцито-песчаниках (см. фиг. 6, 8). Наряду с ними широко представлены структуры более сложного облика и, по-видимому, генезиса. Здесь необходимо отметить, что большая часть имеет параллельно-линейное строение и характеризуется значительной плотностью дислокаций, т. е. повышенной энергией. Параллельно-линейные структуры типа деформационной пластинчатости нередко переходят в так называемые полосы Бема, представляющие собой ряды расположенных в плоскости мельчайших пузырьков жидкости.

Локальное контактное воздействие интрузии габбро-диабазов вызвало интенсивную рекристаллизацию кварцито-песчаников, механизм которой освещен нами в специальной статье (Копелиович, Симанович, 1965). Кроме того, в приконтактных кварцитах интенсивно развита пластическая деформация кварца.

Таким образом, в нашем распоряжении имеется больший набор однородных по первичному составу и эпигенетическому преобразованию, но разнородных по проявлению надолженного метаморфизма типов кварцито-песчаников шокшинской свиты. Это позволило подойти к выяснению морфологии вторичных³ двойников в сравнении с изученными петрографическими типами метаморфогенного преобразования кварцито-песчаников.

МОРФОЛОГИЯ ДВОЙНИКОВ

Для решения поставленной задачи прежде всего необходимо было выяснить морфологические типы и частоту встречаемости двойников в неизменных обломочных зернах. Для этой цели изучены некоторые образцы кварцито-песчаников из Шокшинского карьера, в которых полностью отсутствуют видимые проявления метаморфогенного преобразования обломочного и аутигенного кварца. Статистические подсчеты показали, что удвойниковано около 50% всех обломочных зерен, частота встречаемости двойников почти не зависит от типов структурных дефектов зерен — блочности, волнистого угасания и т. д.



Фиг. 1. Дофрейнейские двойники в неизменных обломочных зернах кварца

Отраженный свет, увел. 133

Как известно, способность кварца к удвойникованию в наибольшей степени зависит от наличия в нем структурных примесей (Цинзерлинг, 1961). По-видимому, именно наличие структурных примесей предотвратило развитие двойников в части обломочных зерен.

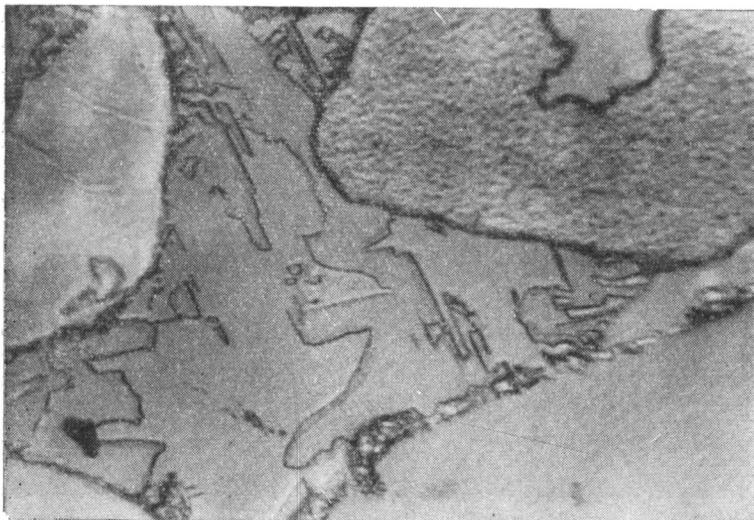
Различаются три морфологических типа первичных двойников в обломочных зернах кварца.

³ Вторичными двойниками мы будем называть двойники, возникающие *in situ*, в отличие от первичных, возникших в кварцевых зернах еще до разрушения материнских пород.

1. Крупные двойниковые индивиды с неправильными, сильно изрезанными контурами, иногда участками прямолинейными (фиг. 1). Этот тип наиболее распространен и характерен для зерен, лишенных кристаллооптических дефектов, а также зерен с волнистым угасанием.

2. Сравнительно немногочисленные и мелкие с неправильными контурами двойнички, приуроченные к границам блоков в зернах, имеющих блочное строение, а также иногда к микроскопическим включениям посторонних минералов.

3. В единичных зернах отмечается «полисинтетическое» двойникование — узкие, прямолинейные, параллельные между собой двойники, не обнаруживающие видимой связи с анизотропией и дефектами зерен кварца.



Фиг. 2. Дофинейские двойники в аутигенном кварце
Отраженный свет, увел. 300

Нередко наблюдаются разновидности двойников, являющихся промежуточными между описанными типами. Постседиментационное преобразование обломочного кварца могло приводить как к формированию новообразованных вторичных двойников, так и к изменению границ первичных двойников. Обычно же невозможно отличить новообразованные двойники от трансформированных, а вторичная природа тех и других в каждом конкретном случае доказывается соотношением с преобразованием структуры кварца, устанавливаемым кристаллооптически.

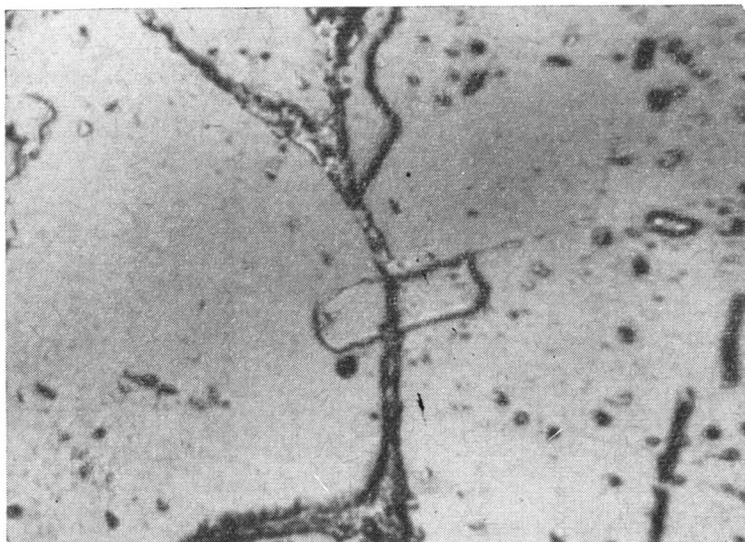
Есть все основания полагать, что эпигенетическое преобразование обломочных зерен кварца, проявившееся в развитии структур растворения под давлением, не сопровождалось двойникованием. Даже в таких участках интенсивного растворения, какими являются микростилолитовые швы, новообразованные двойники отсутствуют. Напротив, шипы микростилолитов «секут» первичные двойники обломочных зерен.

Очень интересно двойникование аутигенного кварца, регенерирующего в эпигенезе обломочные зерна кварца. Известно, что различные структурные дефекты кварца (например, блочность, мозаичность), наблюдаемые в скрещенных николях, обычно переходят в регенерационные каемки кварца (Копелювич, 1965). Границы же двойников обломочных зерен не пересекают контуры обломочного зерна, отделяющего его от регенерационной каймы. В кварце, регенерирующем сдвойникованные обломочные зерна, двойники нередко отсутствуют. Но еще чаще наблюдается двойникование аутигенного кварца, регенерирующего несдвойникованные обломочные зерна. При этом образуются мелкие двойнички со сложными контурами, но характеризующиеся явной анизотропией и прямолинейными очертаниями границ (фиг. 2). Иногда отчетливо видно, что отдельные двойнички начинаются на микровключениях, отделяющих обломочное зерно от его регенерационной каймы. Это позволяет предположить, что двойники аутигенного кварца являются двойниками роста.

В то время как в породе ряда разрезов (Шокшинский карьер, дер. Кривое Колено) двойникование аутигенного кварца развито чрезвычайно интенсивно, в кварцито-песчаниках некоторых разрезов (оз. Лососиное) регенерационный кварц не сдвойникован. Это, по-видимому, свидетельствует о различных условиях кристаллизации аутигенного кварца. В чем состоит это различие, сказать пока, к сожалению, невозможно.

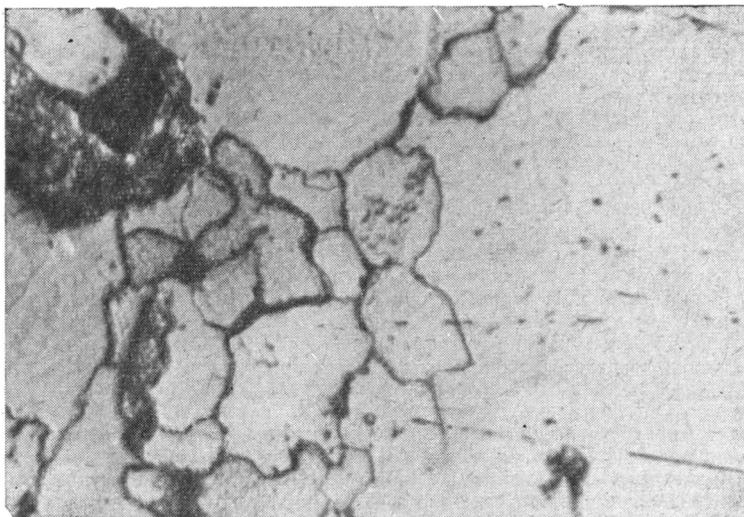
Стресс, воздействовавший на кварцито-песчаники в стадию начального метаморфизма, вызвал наиболее высокие напряжения на контактах обломочных зерен, что выражалось в появлении в точках соприкосновения зерен мелких двойничков «давле-

ния». Эти двойнички не всегда можно отличить от мелких первичных двойничков, случайно оказавшихся на периферийной части зерна. Наиболее убедительно реальность двойничков «давления» доказывается возникновением в точках высоких напряжений на контактах зерен парных двойничков (фиг. 3), т. е. двойникованием обоих контактирующих зерен. Двойнички «давления» часто присутствуют также в точках высоких напряжений, различающихся в поляризованном свете по появлению аномального дву- преломления.



Фиг. 3. Парные двойнички «давления» на контактах обломочных зерен

Отраженный свет, увел. 333

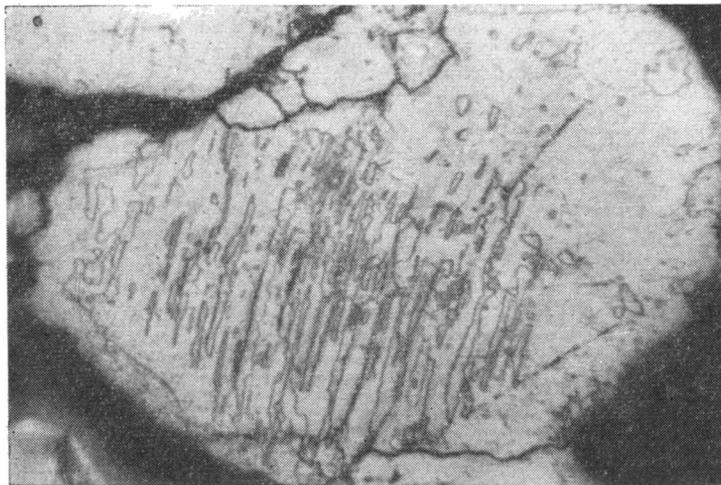


Фиг. 4. Двойники, ассоциирующие с рекристаллизационно-грануляционным бластическим контактом зерен кварца

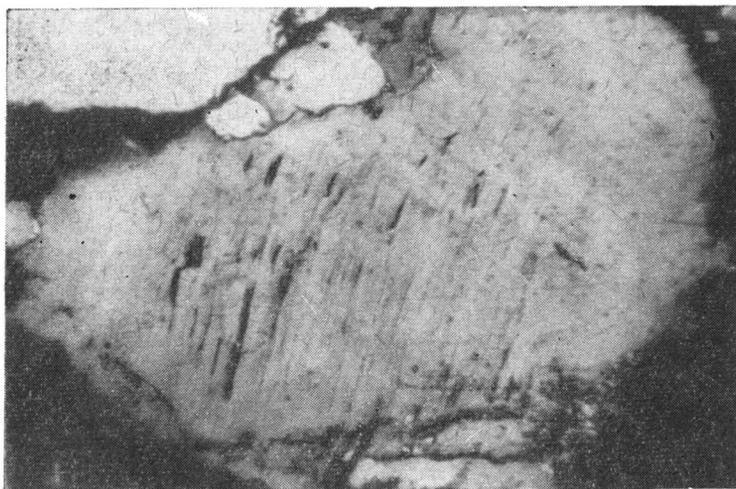
Отраженный свет, увел. 333

Двойники «давления» характерны для кварцито-песчаников, в которых в результате динамометаморфизма сформировались различные типы структур, но наиболее типично они представлены в сильно дислоцированных породах западного крыла Прионежской синклинали. Здесь они тесно ассоциируют с рекристаллизационно-грануляционным бластезом периферийных частей обломочных зерен кварца. Двойнички «дав-

ления», так же как и новообразования рекристаллизованного кварца, развиты в участках высоких напряжений в приконтактных частях зерен. Так же как и новообразования мелких зерен кварца, они имеют изометричные очертания и размеры порядка 0,01 мм (фиг. 4). От новообразований кварца вторичные двойнички отличаются лишь в скрещенных николях по отсутствию изменения оптической ориентировки кварца. Как



Фиг. 5. Анизотропные субпараллельные двойнички, связанные с деформационной пластинчатостью
Отраженный свет, увел. 133



Фиг. 6. Тот же участок. Деформационная пластинчатость
Николи +, увел. 133

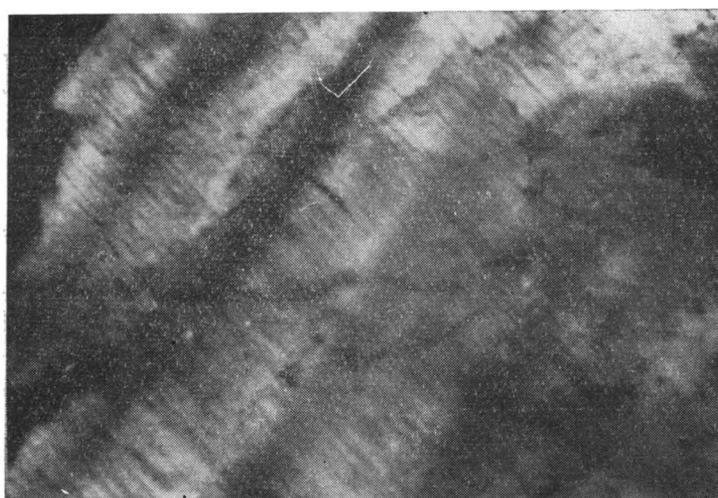
уже указывалось, пластическая деформация зерен кварца в породах западного крыла синклинали выразилась лишь в появлении несколько более интенсивного волнистого угасания кварца. В соответствии с этим вторичное двойникование внутренних частей зерен обычно отсутствует.

В образцах кварцито-песчаников, отобранных из экзоконтакта интрузии габбро-диабазов, в том случае, если зерна кварца в них не затронуты пластической деформацией, наблюдаются чрезвычайно характерные мелкие островные двойнички инверсии. Морфология двойников инверсии (т. е. двойников, формирующихся в результате α - β -перехода кварца при температуре 573°С), экспериментально полученных в лабораторных условиях, детально изучена Е. В. Цинзерлинг (1961). Следует отметить, что природные двойнички инверсии в шокшинских кварцито-песчаниках принципиально ничем

не отличаются от описанных ею экспериментальных двойников инверсии. Двойники инверсии в кварцито-песчаниках из экзоконтакта сформировались далеко не во всех обломочных зернах, что лишний раз подтверждает избирательную способность кварца к двойникованию.



Фиг. 7. Ряды мельчайших двойничков, связанных с полосами деформации
Отраженный свет, увел. 333



Фиг. 8. Тот же участок. Деформационные пояса, пересекаемые пластинчатостью
Николи +, увел. 333

Наличие двойников инверсии в кварце кварцито-песчаников свидетельствует, что они прогревались под воздействием тепла интрузии, до температуры выше 573°C ⁴. С другой стороны, присутствие двойников инверсии кварца позволяет установить мощность экзоконтактового ореола, в пределах которого температура возрастала выше 573°C . Например, на контакте с интрузией габбро-диабазов в районе дер. Педасельга изограда 573°C проходит в кварцито-песчаниках на расстоянии более 30 м (по мощности) от контакта с габбро-диабазами.

⁴ Температура точки инверсии кварца зависит от давления очень незначительно (Цинзерлинг, 1961).

Наиболее тесную связь двойникование обнаруживает с пластической деформацией кварца. Вторичные двойники чаще всего ассоциируют со структурами типа деформационной пластинчатости и обнаруживаются по явной анизотропии в направлении пластинкования и субпараллельной ориентации (фиг. 5, 6).

Двойникование, связанное с пластической деформацией кварца, очень интенсивно развито в породах из экзоконтакта с габбро-диабазами. Здесь чрезвычайно мелкие двойники (порядка 0,005—0,01 мм в ширину), имеющие, по-видимому, сложное происхождение (инверсия кварца + пластическая деформация), характеризуются значительной удлиненностью и строгой приуроченностью к границам отдельных пластинок. В участках развития деформационных полос также наблюдается скопление чрезвычайно мелких двойничков, анизотропия которых выходится в тесной связи с направлением деформационной пластинчатости, пересекающей обычно полосы деформации под прямым углом (фиг. 7, 8).

Согласно работам американских исследователей (Christie, Griggs and Carter, 1964), участки развития деформационной пластинчатости и полос деформации характеризуются высокой плотностью дислокаций и, следовательно, повышенной энергией.

Таким образом, дофинейское двойникование кварца, имеющее, как известно, не дислокационную природу (Классен-Неклюдова, 1960), обнаруживает косвенную связь с распределением и плотностью дислокаций в кристаллах кварца.

ВЫВОДЫ

1. В неметаморфизованных кварцито-песчаниках сдвойникована приблизительно половина обломочных зерен. Морфология первичных двойников и частота встречаемости их могут служить дополнительными коррелятивными признаками обломочных зерен кварца.

2. Двойникование аутигенного кварца не связано с двойниками регенерируемых обломочных зерен. Двойники аутигенного кварца, по-видимому, являются двойниками роста, и их формирование зависит от условий кристаллизации регенерационных краев.

3. Двойники «давления» являются наиболее характерным проявлением напряжений на контактах обломочных зерен и могут быть использованы как чуткий индикатор стресса.

4. Двойники инверсии могут использоваться в качестве геологического термометра при определении мощности контактового ореола, связанного с воздействием интрузивного тепла на кварцевые песчаные породы.

5. Дофинейское двойникование, являющееся одной из форм пластической деформации кварца, обнаруживает теснейшую связь с другими проявлениями пластической деформации кварца — пластинкованием, деформационными полосами и т. д.

ЛИТЕРАТУРА

- Классен-Неклюдова М. В. Механическое двойникование кристаллов. Изд. АН СССР, 1960.
- Копелиович А. В. Процессы эпигенеза на примере древних песчаных толщ Приднестровья. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 121, 1965.
- Копелиович А. В., Симанович И. М. Структуры дифференциального скольжения в кварцито-песчаниках иотнийских толщ Прионежья. Докл. АН СССР, т. 151, № 3, 1963.
- Копелиович А. В., Симанович И. М. Бластические структуры в некоторых типах метаморфизованных песчаных пород. Литология и полезн. ископ., № 1, 1966.
- Симанович И. М. О постседиментационных преобразованиях шокшинских кварцито-песчаников (Карелия). Литология и полезн. ископ., № 1, 1964.
- Симанович И. М. О методике изучения двойников и дислокаций кварца в петрографических шлифах. Литология и полезн. ископ., № 2, 1966.
- Цинзерлинг Е. В., Шубников А. В. О пластичности кварца. Тр. Ломоносовского ин-та АН СССР, вып. 3, 67, 1933.
- Цинзерлинг Е. В. Искусственное двойникование кварца. Изд. АН СССР, 1961.
- Carter N. L., Christie J. M., Griggs D. T. Experimental deformation and recrystallization of quartz. J. Geol., v. 72, No. 6, 1964.
- Christie J. M., Griggs D. T., Carter N. L. Experimental evidence of basal slip in quartz. J. Geol., v. 72, No. 6, 1964.

Геологический институт
АН СССР
Москва

Дата поступления
7.VI.1965

НАХОДКА СИДЕРИТА В БАХМУТСКОЙ СЕРИИ

В. Д. КОГАН

Бахмутская серия — соленосная толща нижней перми Днепровско-Донецкой впадины — объединяет три свиты: никитовскую, славянскую и краматорскую. Как по характеру пород, слагающих ее, так и по всем другим признакам эта серия является типичным представителем формации внутриконтинентальных солеродных морских водоемов.

Литология бахмутской серии изучена достаточно подробно, в частности, установлено постепенное уменьшение вверх по разрезу количества терригенных пород и увеличение соленасыщенности разреза, что происходит ритмично. Это позволило выделить в бахмутской серии ряд ритмопачек, имеющих определенное стратиграфическое значение (Коган, 1964). Помимо каменной соли, в разрезе существенную роль играют пласты глин, карбонатных пород и ангидритов.

Карбонатные породы на протяжении многих десятков лет являются объектом промышленной разработки и различных специальных исследований. Установлено, что они сложены в основном известковыми доломитами и в меньшей степени — известняками. Нередко, особенно в нижней половине пласта, они содержат значительное количество терригенной примеси. Другие карбонатные минералы до сих пор в их составе не были известны. В связи с этим интерес представляет находка в одном из таких карбонатных горизонтов прослоя сидерита.

Сидерит обнаружен в керне скважины № 6985 треста «Артемгеология» (фиг. 1), расположенной на северной окраине Мечбиловского поднятия (фиг. 2), где среди известковых доломитов горизонта S_3 на глубине 818—823 м залегает 10-сантиметровый прослой желтовато-бурой породы с сахаровидным изломом, не вскипающей с соляной кислотой. Макроскопически порода однородна. Микротекстура характеризуется зачатками слоистости и параллельности, обусловленными фракционированием терригенных зерен (составляющих около трети породы) по крупности и ориентированным расположением удлинённых частиц. Форма обломочных зерен угловатая, почти без всяких следов окатанности. Их гранулометрический состав весьма однообразен.

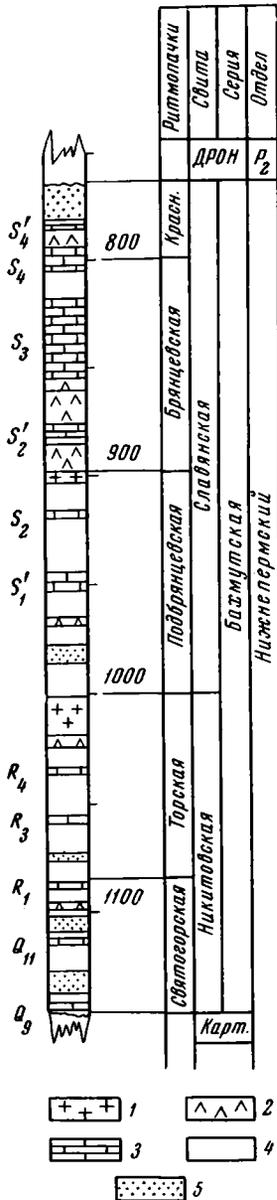
Размер зерен в (мм)	0,5—0,1	0,1—0,05	0,05—0,01
Содержание (%)	91	7	2

Средний размер мелкосаммитовой фракции 0,17 мм, максимальный размер 0,40 мм.

Минеральный состав обломочных зерен следующий: кварц 69; полевые шпаты 19; кварциты 7; хлориты 5. Очень редко встречаются регенерированные зерна кварца, но почти все зерна корродированы в большей или меньшей степени.

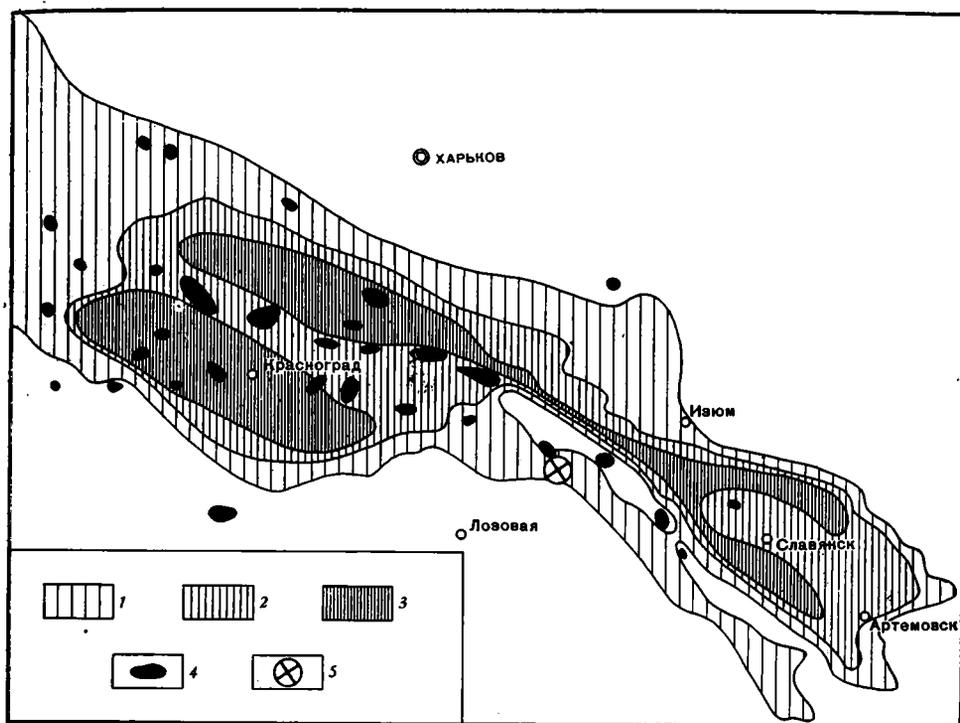
Цемент базальный, участками базально-поровый, средне- и мелкозернистый (0,2—0,3 мм), переходящий в пойкилитовый. По составу он является марганцовистым сидеритом, что подтверждается результатами химического (табл. 1), термического (фиг. 3) и рентгеноструктурного (табл. 2) анализов.

Обнаружение сидерита в породах бахмутской серии представляет интерес, потому что раньше он в них не встречался. Вообще в литературе о хемогенных породах и формациях сидерит почти не упоминается.

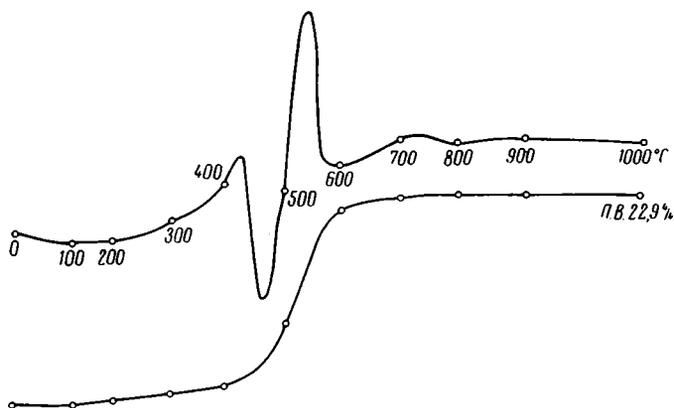


Фиг. 1. Разрез скв. № 6985

1 — каменная соль; 2 — ангидриты; 3 — карбонатные породы; 4 — глины; 5 — алевриты и песчаники



Фиг. 2. Местонахождение сидерита в бахмутской серии
 Мощность бахмутской серии (м): 1 — от 0 до 400; 2 — от 400 до 1000; 3 — более 1000; 4 — штоки девонской соли; 5 — местоположение скв. № 6985



Фиг. 3. Термограмма образца сидерита из скв. № 6985. ПВ — потеря веса
 Анализ сделан на кафедре минералогии и петрографии Харьковского гос. ун-та

Можно объяснить генезис «бахмутского» сидерита, исходя из закономерности, отмеченной Н. М. Страховым (1962), который указывает, что повышение глинистой примеси в терригенно-галогенных породах неизменно сопровождается повышением содержания железа, марганца и других элементов. В диагенезе окисное железо и перекись марганца редуцируются и появляются FeCO_3 и MnCO_3 . В рассматриваемом случае сидерит не содержит примеси глинистого вещества, но обилие терригенных зерен псаммитовой размерности при отсутствии алевритовых зерен указывает на значительную динамическую активность среды осадконакопления. Источником железа могла быть взвесь гидроокислов или других соединений железа, которые приносились с суши тем

Химический анализ сидерита
(аналитик А. Н. Рудинская)

Скважина	Глубина (м)	MgO	FeO	CaO	MnO	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃
6985	818—823	0,43	36,80	2,80	—	—	—
»	»	0,40	36,28	3,09	1,87	1,16	2,13
R ₂ O ₃	SiO ₂	SO ₃	Cl	Na	CO ₂	H ₂ O	Сумма
7,03	0,56	Сл.	0,37	0,24	25,84	25,70	99,77
—	0,48	0,12	0,37	0,24	25,21	27,60	98,86
Пересчет химического анализа на минеральный состав							
Галит	Ангидрит	Доломит	Кальцит	Сидерит	Терригенные	Сумма	
Сл.	Сл.	—	—	65,3	32,7	98,0	
Сл.	Сл.	—	—	67,8	31,4	99,2	

же потоком, что и зерна кварца. Прилегающая суша была сложена в основном каменноугольными отложениями, содержащими конкреции сидерита (Тимофеева, 1956). Менее вероятно, что какая-то часть железа могла поступать в бассейн за счет дренирования грунтовых вод. В процессе диагенеза могло произойти замещение гидроксильного и других ионов карбонатным. Это естественно, если учесть, что прослой сидерита залегает внутри мощного карбонатного горизонта.

Таблица 2

Рентгенограмма сидерита

№№ пп	hkl	I	$\frac{d\alpha}{n}$	$\frac{d\beta}{n}$	
1	110	2	3,6072	2,7623	Кварц
2		3	3,3074		
3	112 β	1			
4	112	10	2,7677		
5	222	1	2,5814		
6	0,11	2	2,3453	1,727	Сидерит, кварц
7	102	2	2,1264		
8	002	2	1,9638		
9	{ 213 β 323 β	2			
10	202	2	1,7997		
11	{ 213 323	10	1,7293		
12		1	1,6531		
13		1	1,5399		
14	112	2	1,5044		
15	103	2	1,4313		
16	203	1	1,3796		
17	112	2	1,3546	Кварц	
18	444	1	1,2823		
19		1	1,2586		
20	424	1	1,2271	Сидерит, кварц	
21	{ 312 104	3	1,1983		
22	022	1	1,1741		
23		1	1,1510	Кварц	
24	122	1	1,1281		

Примечание: Рентгенограмма снята М. Б. Куцыкович на установке УРС-60, трубка БСВ-4Fe, экспозиция 2 часа.

Обнаружение сидерита в бахмутской серии заставляет более внимательно изучать минеральный состав ее пород, особенно карбонатных, поскольку, по-видимому, данная находка не является исключительной. Представляется также весьма интересным высказать, может ли сидерит в соленосных формациях давать и более крупные скопления, или же он присутствует в них в лучшем случае как акцессорная порода?

Тонко реагируя на изменения физико-химических условий, сидерит может служить хорошим индикатором палеогеографической обстановки (например, указывать на близость береговой линии), а в случае широкого площадного распространения приобретать значение маркирующего горизонта.

Пользуюсь случаем выразить мою признательность М. Л. Левенштейну и Э. К. Родиной за помощь в сборе каменного материала.

ЛИТЕРАТУРА

Коган В. Д. Основные ритмы хемогенной толщи донецкой перми. Сов. геология, № 9, 1964.

Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. III. Изд. АН СССР, 1962.

Тимофеева З. В. Карбонатные конкреции среднего карбона Донбасса и их значение для изучения фациального состава угленосной толщи. Изв. АН СССР, серия геолог., № 10, 1956.

Геологоразведочная экспедиция
Харьков

Дата поступления
4.VIII.1965

УДК 558.43 : 551.763 (575.3)

ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ МЕДНОГО ОРУДЕНЕНИЯ В МЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ЮЖНОГО СКЛОНА АЛАЙСКОГО ХРЕБТА

Э. Б. БАЙСУЛАТОВ, М. К. САРТБАЕВ

Медное оруденение в меловых отложениях южного склона Алайского хребта приурочено к северо-восточному продолжению Южно-Тяньшанского осадочного медно-рудного пояса, выделенного В. И. Поповым и др. (1964). Южно-Тяньшанский осадочный меднорудный пояс прослеживается в широтном направлении на протяжении примерно 2000 км, от хребта Кугитанг (отроги Гиссарского хребта) на восток через северную часть Южно-Таджикской депрессии, далее вдоль южного склона Алайского хребта он уходит на территорию Китая.

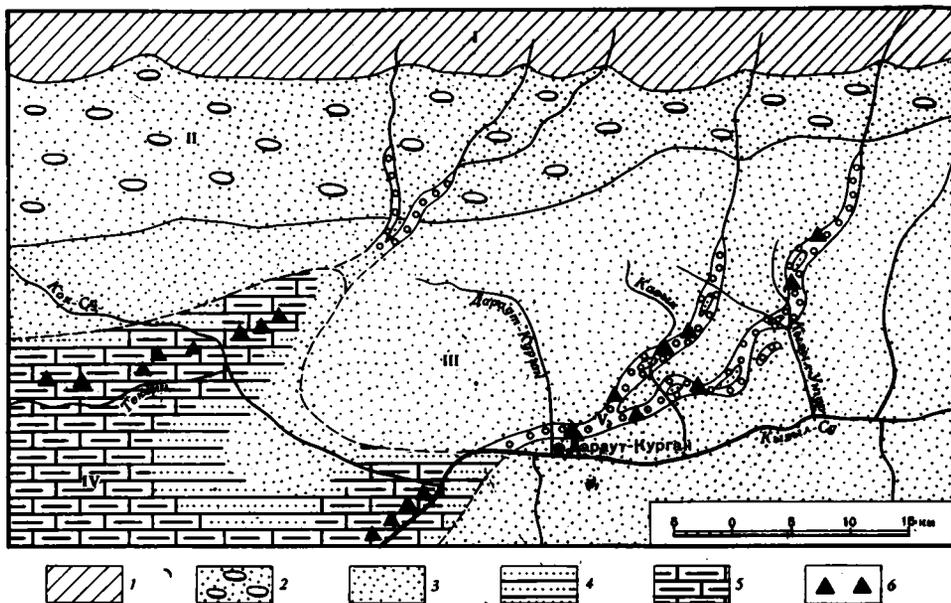
Выявление закономерностей распределения медного оруденения в меловых отложениях южного склона Алайского хребта позволит выяснить перспективы этой площади на медь, кроме того, это может быть использовано для поисков медных месторождений в ряде других районов, имеющих сходное геологическое строение.

В геологическом строении южного склона Алайского хребта принимают участие осадочно-метаморфические толщи палеозоя, сложенные известняками, доломитами, кварцитами, песчаниками, различными сланцами и прерванные местами интрузиями гранитоидов. Палеозойские отложения с размывом и резким угловым несогласием перекрываются породами юрского возраста, которые в свою очередь с угловым несогласием залегают непосредственно на породах палеозоя.

Меловые отложения расчленены на две толщи: нижнюю, соответствующую по своему возрасту нижнему мелу и сложенную исключительно континентальными породами, и верхнюю — верхнемеловую, представленную комплексом пород в основном морского происхождения. В связи с тем что медное оруденение приурочено к нижнемеловым отложениям и почти не встречается в верхнемеловых, в дальнейшем мы более детально остановимся на нижнемеловых отложениях, не касаясь верхнемеловых.

В основании нижнемеловых отложений залегают пачка красноцветных, местами буроцветных фангломератов с линзами и прослоями гравелитов и грубозернистых песчаников. Мощность ее с запада на восток довольно быстро сокращается. Так, если вблизи рек Текелик и Кок-су она составляет 150—170 м, то примерно в 70 км восточнее пачка полностью выклинивается.

На фангломератах залегают фаналевритовые отложения, обладающие аэроморфной окраской. В верхней их части появляются серо-зеленые разности пород в виде отдельных пятен или маломощных горизонтов с неровными извилистыми контактами. Завершается толща двумя горизонтами глинистых комковатых известняков с приуроченным к ним медным оруденением. Известняки, разделенные косо слоистыми русловыми красноцветными песчаниками мощностью около 15 м, встречаются лишь в западной части рассматриваемого района. Восточнее, около пос. Дараут-Курган, они сменяются русловыми линейнопоточковыми отложениями, представленными сероцветными гравелитами и песчаниками, несущими медное оруденение. Горизонты вышеотмеченных рудоносных известняков, а также рудоносные гравелиты и песчаники одновозрастны.



Фациально-палеогеографическая схема верхнего альба южного склона Алайского хребта

I — область сноса; *II* — веернообломочная фациальная зона; *III* — веерномелкоземистая фациальная зона; *IV* — веернозастойная фациальная зона; *V* — русловые отложения.
1 — область сноса; *2* — фангломераты; *3* — алевролиты и песчаники; *4* — глины песчаные; *5* — глинистые известняки; *6* — выходы медных руд

Медное оруденение южного склона Алайского хребта представлено двумя типами, отличающимися характером вмещающих пород, минеральным составом руд и их структурно-текстурными особенностями, морфологией рудных тел и фациальным положением.

Первый тип оруденения приурочен к горизонтам комковатых глинистых известняков, залегающих в верхней части красноцветной фаналевритовой толщи.

Оруденение здесь строго приурочено к нижней части двух горизонтов комковатых глинистых известняков, прослеживающихся по простиранию на 15—17 км, и имеет пластовый характер. В известняках оруденение распределено довольно неравномерно и представлено в основном пылевидно рассеянной вкрапленностью, мало-мощными прожилками, гнездами и кальцито-халькозиновыми конкрециями размером около 3—4 см в поперечнике, оруденение в них наблюдается в большинстве случаев к центральной части, но иногда в конкрециях оно представлено кольцевой каймой в массе кальцита. В основном это халькозин, борнит, галенит и пирит, последние три минерала встречаются в ничтожных количествах.

Из вторичных медных минералов здесь наиболее распространен малахит.

Второй тип оруденения — медистые песчаники, приуроченные к сероцветным гравелитам и песчаникам руслового характера, залегающие в верхней части нижнемеловых отложений и соответствующие по возрасту времени отложения горизонтов комковатых глинистых известняков с медным оруденением.

В литологическом отношении рудоносные гравелиты являются плотной сероцветной породой с прекрасно окатанным обломочным материалом, сцементированной карбонатным цементом. Грубообломочный материал в них представлен известняками, песчаниками, кварцитами, кварцем, алевролитами. Изредка встречается редкие хорошо окатанные обломки изверженных пород. Размеры гравийного материала в среднем около 7—8 мм.

В отличие от гравелитов рудоносные сероцветные песчаники представлены относительно слабо сцементированной разностью олигомиктового состава с ясно выраженной косою слоистостью. Мощность русловых отложений незначительна и составляет в среднем около 10 м, при этом около 80% мощности приходится на серые песчаники и лишь 20% — на гравелиты.

Как в гравелитах, так и в сероцветных песчаниках наблюдаются многочисленные углефицированные остатки древней растительности — обломки древесных стволов, сучьев, коры. Встречаются отдельные углефицированные обломки костей животных мелового возраста. Местами в русловых отложениях имеются участки, очень похожие на старицы, в которых концентрируется значительное количество органических веществ. Последние в большинстве случаев сохраняют первичную форму с характерной

структурой древесины. Оруденение в гравелитах и песчаниках приурочено к местам скопления углефицированных растительных остатков. В таких участках рудные минералы образуют плотные корочки и стяжения вокруг различных органических остатков, иногда наблюдаются псевдоморфозы халькозина по древесине. Рудный материал часто образует цемент в гравелитах и песчаниках, а также отдельные конкреции, но во всех случаях оруденение строго контролируется органическим веществом. Так, в сероцветных гравелитах и песчаниках, не несущих органических остатков, оруденение, как правило, отсутствует.

В минералогическом отношении медное оруденение представлено в основном халькозином, в незначительном количестве присутствуют халькопирит и борнит. Вторичные медные минералы — малахит и азурит.

Помимо вышеотмеченных минералов широко распространен пирит, встречающийся здесь как в виде пылевидно рассеянных глобулярных зерен в массе органического вещества, так и в виде медких конкреций в песчаниках, обогащенных органическим веществом. В весьма незначительном количестве в органическом веществе присутствуют галенит и сфалерит.

Руды в гравелитах и песчаниках представлены небольшими линзами с высоким содержанием меди. В целом же рудные тела, приуроченные к русловым отложениям, имеют ленточную форму.

Типы оруденения являются осадочно-диагенетическими образованиями, связанными с молассовыми формациями.

В фациальном отношении, как это можно видеть на фациально-палеогеографической схеме (см. фигуру), рудоносные горизонты комковатых глинистых известняков являются озерными отложениями веернозастойной фациальной зоны подгорноверного фациального пояса. Что же касается медистых песчаников, то они являются русловыми образованиями веерномелкоземистой фациальной зоны подгорноверного фациального пояса.

Из всего сказанного можно сделать следующие выводы:

1. Медное оруденение приурочено к нижнемеловым отложениям, представленным молассовой формацией. В вышележащих верхнемеловых отложениях медное оруденение встречается лишь в виде примазок медной зелени. В связи с этим наиболее перспективными являются нижнемеловые континентальные отложения.

2. В пределах нижнемеловой молассовой формации медное оруденение связано с озерным и глинистыми известняками веернозастойной фациальной зоны подгорноверного пояса и с сероцветными русловыми отложениями, представленными гравелитами и песчаниками веерномелкоземистой зоны подгорноверного фациального пояса, где оруденение строго контролируется органическим веществом.

3. Медное оруденение в нижнемеловых отложениях является осадочно-диагенетическим образованием.

ЛИТЕРАТУРА

Попов А. И., Попов В. И., Филиппов А. А., Капустянский И. Д. Южно-Тяньшанский меловый меденосный пояс. Рудоносность осадочных формаций и рудная зональность артезианских нефтегазоносных бассейнов Средней Азии. Тр. Пробл. лабор. осад. формаций и осад. руд, вып. III, 1964.

Институт геологии
АН Киргизской ССР
Фрунзе

Дата поступления
24.VII.1965

УДК 552.581(479.22)

ТУФО-ДИАТОМИТОВЫЕ ПОРОДЫ В ПРОДУКТИВНОЙ ТОЛЩЕ КИСАТИБСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ДИАТОМИТА

Э. С. ЛЕБАНИДЗЕ

При литолого-петрографическом исследовании продуктивной толщи Кисатибского месторождения диатомита (Грузинская ССР) наше внимание привлекли своеобразные, трудно отличимые от типичных диатомитов, белые шероховатые на ощупь и мажущие руки диатомитоподобные образования, характеризующиеся значительной гигроскопичностью, небольшим удельным весом и довольно высоким содержанием кремнекислоты. Некоторыми исследователями они были приняты за диатомит и ошибочно включались в баланс запасов. Эти диатомитоподобные слои расположены в верхней части продуктивной толщи, и поэтому содержащая их часть толщи была выделена под названием «верхних пластов».

Настоящая статья касается результатов изучения именно диатомитоподобных пород, состав которых оказался смешанным — туфо-диатомитовым.

Кисатибское месторождение диатомита расположено в 20 км к юго-востоку от г. Ахалцихе Грузинской ССР в окрестностях с. Кисатиби.

В основании стратиграфического разреза месторождения залегает комплекс вулканогенно-осадочных образований верхнего эоцена, представленный туфобрекчиями, туфами, псаммитолитами, пелитолитами, мергелями и пластовыми жилами тешинитов, мончикинов, камптонитов, диабазов и диабаз-порфиритов. Выше со стратиграфическим несогласием залегает кисатибская свита верхнемиоценово-нижнеплиоценового возраста. Последняя, характеризуясь сложным строением, начинается долеритовыми покровами суммарной мощности около 300 м. Они сменяются толщей, представленной различными туфами, туфобрекчиями, туфоконгломератами и реже суббентонитовыми глинами. К ним приурочены пласты диатомита, благодаря чему часть кисатибской свиты именуется продуктивной толщей. Мощность ее колеблется в пределах 120—360 м.

Продуктивная толща перекрывается лавами андезито-дацитового состава, в связи с чем залежь кисатибского диатомита относится к подлавовому типу. При этом основной пласт диатомита наблюдается в низах продуктивной толщи, в верхней же части отмечены лишь туфо-диатомитовые породы.

На основании литолого-петрографического изучения материала 30 буровых скважин Кисатибского месторождения продуктивная толща нами подразделена на пять горизонтов (фиг. 1).

I горизонт — серые и фиолетово-серые алевроитовые и псаммитовые яснослоистые туфы с редкими прослоями мелкообломочных туфобрекчий и туфоконгломератов андезитового состава.

Туфы состоят из обломков кристаллов андезина, пироксена с небольшой примесью роговой обманки; они являются маркирующими, так как подстилают рабочие пласты диатомита.

Мощность горизонта 25—40 м.

II горизонт — диатомит с пластом лигнита в кровле. Пласт диатомита сложен четырьмя разновидностями: 1) тонкополосчатым, 2) серым, 3) темно-серым и 4) белым. Первые три после сушки становятся белыми. Однако тонкополосчатый диатомит и при белой окраске сохраняет полосчатое строение. Лигнит по петрографическому составу сходен с углем типа кларена.

Мощность горизонта от 2 до 15 м.

III горизонт — зеленовато-серые и белесоватые андезитовые кристалло- и литокристаллокладчатые туфы и туфобрекчии смешанного гранулометрического состава с многочисленными линзовидными прослоями слабо сцементированных конгломератов и гравелитов. Галька последних хорошо окатана и относится в основном к роговообманковому и частично авгитовым андезитам.

Мощность горизонта 30—150 м.

IV горизонт — красновато-бурые и серые крупнообломочные глыбовые туфобрекчии авгит-гиперстеновых и роговообманковых андезитов.

Мощность горизонта 15—40 м.

V горизонт — светло-серые и кремовые с розоватым оттенком пелитовые туфы, часто измененные, с маломощными редкими прослоями зеленых суббентонитовых глин и мелкообломочных туфов андезитового состава, с еще реже встречающимися линзовидными прослоями гравелитов.

Литологическая колонка	Краткая характеристика пород
	Андезито-дациты
	V горизонт пелитовых туфов с редкими прослоями мелкообломочных туфов и туфо-диатомитовых пород 30—110 м
	IV горизонт крупнообломочных и глыбовых туфобрекчий, авгит-гиперстеновых и роговообманковых андезитов 15—40 м
	III горизонт литокристалло- и кристаллолитокластические туфы с линзовидными прослоями рыхлых туфо-конгломератов, гравелитов и туфобрекчий 30—150 м
	II горизонт диатомит с пластом лигнита в кровле 2—15 м
	I горизонт алевроитовых яснослоистых туфов андезитового состава 25—40 м
	Долериты

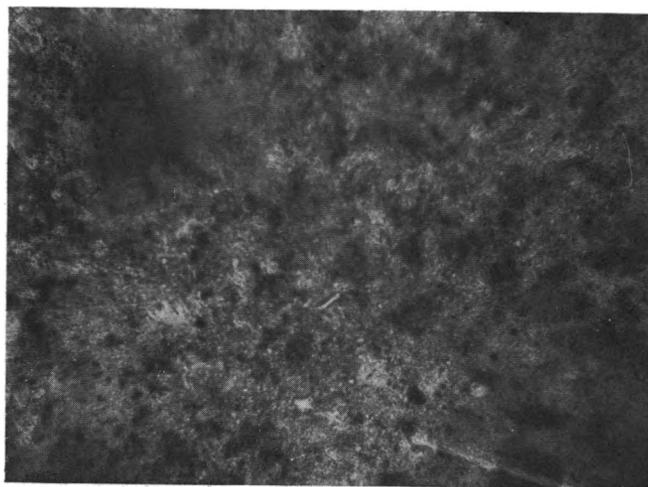
Фиг. 1. Нормальная колонка продуктивной толщи кисатибской свиты

К этой части разреза, венчающей продуктивную толщу, приурочены туфо-диатомиты, которые ранее принимали за верхние пласты диатомита.

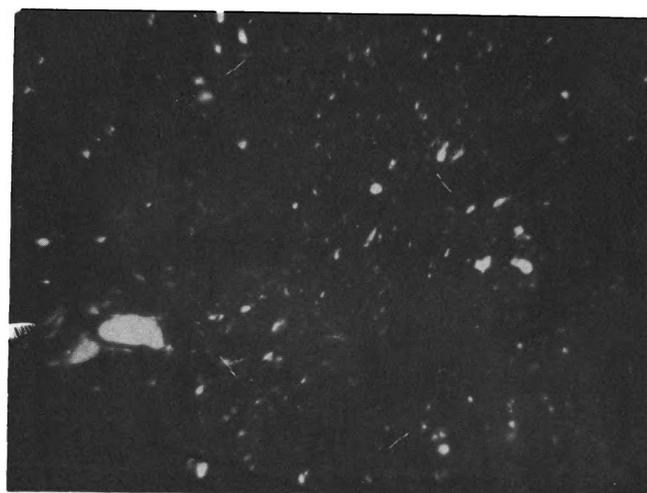
Мощность горизонта 30—110 м.

Детальное минерало-петрографическое изучение V горизонта, включающего туфо-диатомитовые породы, показало, что в зависимости от процентного содержания диатомовых, а также по соотношению диатомовых и туфового материала среди них можно выделить следующие типы:

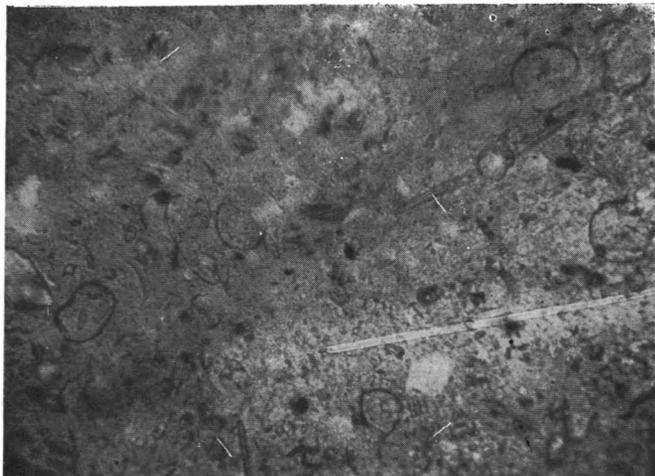
1. Пелитовые туфы — легкие, слабо уплотненные, розовато-зеленоватые и кремово-белые породы, состоящие из многочисленных мельчайших обломков плагнокла-



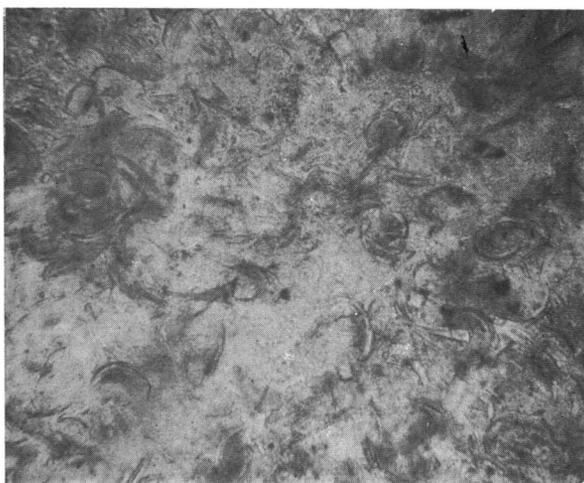
Фиг. 2. Пелитовый туф
Николь один, увел. 111.



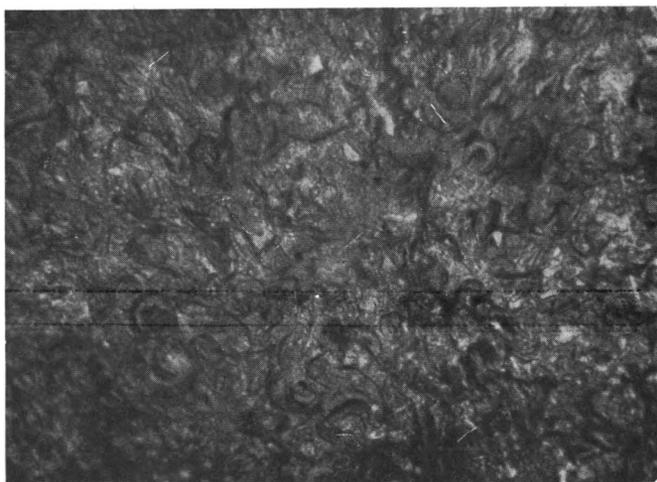
Фиг. 3. Пелитовый туф
Николи +, увел. 111.



**Фиг. 4. Диатомитистый
туф**
Николь один, увел. 111,



**Фиг. 5. Диатомитовый
туф**
Николь один, увел. 111,



**Фиг. 6. Туфовый диато-
мит**
Николь один, увел. 111,

зов андезинового ряда, цветных минералов, представленных авгитом и роговой обманкой и грязно-серого изотропного туфового пелитового цемента с показателем преломления $n = 1,515$ и $n \leq 1,492$ (фиг. 2 и 3).

2. Диатомитистые пелитовые туфы — легкие, менее плотные, чем породы предыдущего типа, грязно-белые и сероватые с зеленоватой и розоватой окраской (фиг. 4). Под микроскопом хорошо различается зеленоватая, грязно-серая пелитовая туфовая изотропная масса с показателем преломления $n \leq 1,501$ и $n \leq 1,480$. Пелитовая туфовая масса частично замещена тонковолокнистым пластинчатым гидрослюдистым минералом с высоким двупреломлением и показателем преломления, колеблющимся от 1,501 до 1,516. В небольшом количестве присутствуют обломки кристаллов плагиоклазов (в основном андезин), авгита, роговой обманки и андезитов. В туфовой массе беспорядочно разбросаны мелкие и реже крупные панцири. Большая часть их имеет сферическую форму, сетчато-ячеистое строение и относится к представителям рода *Coscinodiscus*. Размер их 0,04—0,08 мм. Наряду с ними встречаются также мелкие единичные цепочки *Melosir* и опаловые коробочки *Navicula*, длинные стороны которых достигают 0,12 мм. Встречаются также единичные спикулы губок. Среди диатомовых господствуют *Coscinodiscus*. Общее количество диатомовых составляет 10—12%.

3. Диатомитовые туфы — легкие, марающие руки, белые и грязно-белые, изредка с розоватым оттенком, породы. Состоят из грязно-зеленой туфовой массы, почти целиком замещенной глинисто-гидрослюдистым высокоинтерферирующим минералом. Небольшие участки сложены опаловым веществом (фиг. 5). Для некоторых прослоев характерно наличие обломков кристаллов андезина, цветных минералов и угловатых обломков андезитов. В цементе наблюдается много чрезвычайно тонких и мелких нитевидных панцирей диатомовых, расположенных как бы взаимно параллельно. В большом количестве встречаются также и сферические формы с сетчато-ячеистым строением, относимые к *Coscinodiscus*. Попадают также мелкие цепочки *Melosir*. Общее количество диатомовых в породе составляет 25—30%.

4. Туфовые диатомиты — белые, сильно марающие руки породы с землистым изломом. Состоят из крупных и мелких панцирей диатомовых, хорошо сохранившихся и перебитых (фиг. 6). В одних случаях породообразующими формами являются крупные (размером 0,08—0,1 мм) сфероидальные панцири *Coscinodiscus*, в других — мелкие (размером 0,05—0,08 мм) панцири *Melosir*. Общее количество диатомовых составляет 65—75%.

Цемент имеется в незначительном количестве и представлен туфовым веществом с показателем преломления $n \geq 1,492$, которое, как правило, почти всегда замещено высокоинтерферирующим глинисто-гидрослюдистым минералом. Изредка цементом является опал.

Состав смешанных туфо-диатомитовых пород, %

№ пп	№ образца	№ скважины	Наименование породы	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	H ₂ O
1	5	41	Пелитовый туф	56,92	23,77	2,83	5,54
2	150	33	То же	59,2	17,73	3,27	—
3	190	27	»	51,84	19,12	4,58	—
4	9	45	Диатомитистый туф	57,84	—	6,30	7,78
5	12	42	То же	58,98	15,32	5,32	9,00
6	13	40	»	57,48	17,22	5,18	6,68
7	143	33	»	58,16	14,62	5,76	6,58
8	152	33	»	54,08	15,96	6,54	—
9	2	44	Диатомитовый туф	59,48	—	4,90	5,80
10	4	48	То же	61,12	—	5,35	8,62
11	18	41	»	58,52	15,37	4,83	6,80
12	7	37	»	60,60	13,26	4,22	—
13	12	43	»	57,16	15,29	6,51	8,60
14	36	34	»	61,92	15,21	4,32	6,84
15	9	36	»	61,78	11,71	5,52	8,75
16	141	33	»	60,85	—	4,56	—
17	255	35	»	62,92	11,77	4,23	9,74
18	3	38	Туфовый диатомит	75,02	8,28	1,75	7,97
19	6	47	То же	77,56	7,57	1,43	6,90
20	5	40	»	69,88	12,23	2,35	5,79
21	38	34	»	70,80	—	3,2	7,96
22	11	38	»	69,40	11,56	2,48	8,64
23	15	48	»	74,36	—	3,55	—
24	21	38	Диатомит белый	85,52	1,93	1,12	—
25	23	48	Диатомит серый	79,00	2,41	1,55	—
26	24	48	Диатомит тонкополосчатый	82,80	1,45	1,35	—

Среди перечисленных типов смешанных пород преобладают первые три. Что касается четвертого типа, т. е. туфовых диатомитов, то они встречаются в весьма подчиненном количестве.

Как видно из детального описания верхнего (V) горизонта продуктивной толщи, он в основном сложен пелитовыми туфами с частыми прослоями смешанных туфо-диатомитовых пород. Роль же крупнообломочного материала здесь незначительна.

Анализируя весь имеющийся в нашем распоряжении каменный материал (из 30 скв.), можно прийти к выводу, что количество диатомовых возрастает в разрезе снизу вверх и совпадает с уменьшением размера зерен туфового материала. Следует отметить, что описанные типы смешанных туфо-диатомитовых пород в виде единичных маломощных прослоев наблюдаются и в средней части продуктивной толщи, среди туфов и туфобрекчий различного гранулометрического состава. Как отмечается В. С. Порецким (1937), в Кисатибском месторождении главная масса диатомовых представлена планктонными формами, которые при своей жизни являлись обитателями прибрежной части опресненного мелководного бассейна, где отлагался более крупный материал. Разделяя мнение Н. М. Страхова (1962), можно предположить, что нахождение диатомовых с тонкозернистыми породами — пелитовыми туфами — объясняется разнесением легких скелетов после отмирания диатомовых в более глубоководные части бассейна и захоронением их вместе с глубоководными илистыми отложениями.

С целью выяснения состава и оценки промышленных свойств смешанных туфо-диатомитовых пород были выполнены их химические анализы¹. В таблице для сравнения приведены основные химические показатели рабочих пластов диатомита и смешанных туфо-диатомитовых пород.

В таблице видно, что количество кремнекислоты от пелитовых туфов к туфовым диатомитам постепенно возрастает, содержание глинозема заметно уменьшается.

Средние показатели по основным компонентам следующие:

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃
Пелитовые туфы	55,98	20,2	3,5
Диатомитистые туфы	57,30	15,78	5,8
Диатомитовые туфы	60,48	13,76	4,9
Туфовые диатомиты	72,83	9,96	2,42

Туфовые диатомиты по содержанию основных химических показателей приближаются к чистым диатомитам этого месторождения, остальные же три типа пород по своему составу не могут быть отнесены к диатомитам и являются типичными смешанными породами.

Таким образом, выделенные нами микроскопические типы туфо-диатомитовых пород соответствуют их химическому составу, и увеличение количества скелетов диатомовых отображается в соответственном увеличении количества кремнекислоты.

Резюмируя результаты наших исследований, приходим к заключению, что принимаемые ранее за диатомит «верхних пластов» породы в действительности являются смешанными туфо-диатомитами. По-видимому, они образовались в несколько иных, чем диатомит, но в основном сходных с ними физико-химических и биохимических условиях.

Как уже отмечалось, диатомитовые слои всюду перекрываются грубообломочными туфами, почти не содержащими диатомовую флору (см. фиг. 1).

Следовательно, озерный режим с оптимально благоприятными условиями, способствующими максимальному развитию диатомовой флоры, существовавший в период отложения диатомового пласта, выше нарушается, и отлагаются грубообломочные туфы, почти совершенно не содержащие диатомовых. Далее за грубообломочными туфами следуют пелитовые туфы, в нижних частях которых изредка наблюдаются единичные формы диатомовых; выше, на протяжении 30—40 м по мощности, количество последних постепенно возрастает, и наблюдается следующая последовательность пород: пелитовые туфы, диатомитистые туфы, диатомитовые туфы и туфовые диатомиты. Последние снова перекрываются туфами, не содержащими диатомовую флору; стратиграфически выше во всем разрезе диатомовые совершенно не встречаются.

Обсуждая вопрос генезиса туфо-диатомитовых пород, следует отметить следующее. Как известно, развитие диатомовой флоры происходит при обилии кремнезема в бассейне. При этом источником кремнекислоты в вулканических областях некоторые исследователи (Рождова и Горецкий, 1945) считают богатые кремнеземом гидротермы, другие же (Потонье, 1920; Богачев, 1930; Taliaferro, 1933; Ogniben, 1955) связывают скопление кремнекислоты с процессами разложения туфового материала.

В результате наших исследований приходим к выводу, что туфо-диатомитовые породы образовались за счет разложения туфового материала и накопления значи-

¹ Химические анализы выполнены Центральной химической лабораторией треста «Грузуглерудразведка».

тельного количества высвободившейся свободной кремнекислоты, способствовавшей развитию диатомовой флоры. Основанием для этого служит присутствие в значительном количестве глинистых и глинисто-гидрослюдистых минералов в смешанных туфо-диатомитовых породах.

ЛИТЕРАТУРА

- Богачев В. В. Материалы к геологии Восточно-Закавказской низменности. Азерб. нефт. х-во, № 2, 1930.
- Горещкий Ю. К. Кремневые отложения озер вулканического ландшафта в Армении. Изд. по делам геол. при СНК СССР, 1945.
- Порещкий В. С. Диатомовые Кисатибского месторождения диатомита. Тр. ЦНИГРИ, 1937.
- Потонье Г. Сапропелиты. Пер. с франц., Петроград, 1920.
- Рождкова Е. В., Горещкий Ю. К. Происхождение и классификация кремневых опаловых пород, т. I. Госгеолтехиздат, 1945.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. II. Изд. АН СССР, 1962.
- Ogniben. Relazioni fra Tpinoli della Serie Solfifera Siciliana e Vulcanismo. Bull. serv. Geol. Italia, v. 77, No. 1, 1955.
- Taliaferro. The relation of Volcanism to diatomaceous and associated Siliceous sediments. Univ. California. Publ. Bull. Geol. Sci., v. 23, No. 1, 1933.

Трест «Грузуглерудразведка»
Тбилиси

Дата поступления
16.VI.1965

УДК 551.490

ФОРМИРОВАНИЕ ПОДЗЕМНЫХ ВОД И ТЕОРИЯ ЛИТОГЕНЕЗА

В. Н. ОСТРОВСКИЙ

Изучение закономерностей формирования подземных вод — основная теоретическая проблема гидрогеологии. Последние десятилетия ею занимались многие исследователи, в числе которых в первую очередь следует назвать Г. Н. Каменского (1958), О. К. Ланге (1947, 1958), Б. Л. Личкова (1958, 1959), Ф. А. Макаренко (1958), У. М. Ахмедсафина (1964), М. Е. Альтовского (1959), А. М. Овчинникова (1958), В. А. Приклонского (1948), Н. И. Толстихина (1941), И. К. Зайцева (1962), Б. И. Куделина (1960). Однако, несмотря на значительные успехи, мы еще далеки от выявления истинной картины формирования подземных вод нашей планеты.

Б. Л. Личков отмечал: «Совершенной теории формирования подземных вод еще нет. Мы имеем дело с огромной суммой фактов, которые надо осмыслить в определенном направлении» (1958, стр. 28). Эти слова вполне справедливы и в настоящее время.

Большинство ученых считает, что проблему формирования подземных вод необходимо решать исходя из учения В. И. Вернадского о единой водной оболочке Земли (1960). Известно также, что природные воды — один из важнейших факторов осадкообразования; поэтому учение о формировании подземных вод должно соприкасаться с теорией литогенеза, основы которой разработал академик Н. М. Страхов (1960—1962).

Согласно Н. М. Страхову (1960—1962; 1963), седиментогенез осуществляется по следующей общей схеме: мобилизация веществ выветриванием или каким-либо другим способом — перенос осадочного материала и частичное его отложение — поступление осадков в конечные водоемы стока → преобразование осадков в породы.

Подземные воды принимают участие во всех стадиях литогенеза. Особенно велика их роль в мобилизации веществ выветриванием и переносе осадочного материала. Площади, где происходят те или иные стадии литогенеза, очень часто соответствуют определенным гидрогеологическим или гидродинамическим зонам. Так, водосборы, где протекает мобилизация веществ, обычно отвечают областям питания подземных вод, перенос осадочного материала осуществляется в областях транзита подземного стока и т. д.

Одним из важнейших положений теории осадочного процесса является идея Н. М. Страхова о типах литогенеза. Их выделяется четыре: гумидный, аридный, ледовый и вулканогенно-осадочный. Первые три типа определяются климатическими условиями нашей планеты, главным образом температурой и балансом влаги. Эти же критерии положены в основу ряда классификаций зональности подземных вод преимущественно грунтового типа, например классификации О. К. Ланге (1947, 1958), который различает подземные воды областей вечной мерзлоты, достаточного и недостаточного увлажнения, соответствующие площадям развития ледового, гумидного

и аридного типов литогенеза. Г. Н. Каменский (1958) по условиям формирования делит грунтовые воды территории СССР с отсутствием многолетней мерзлоты на две крупные зоны — выщелачивания и континентального засоления, также совпадающие с областями гумидного и аридного литогенеза Н. М. Страхова.

Весьма специфичны процессы формирования подземных вод и в областях современного вулканизма, что отметили многие исследователи, начиная с Э. Зюсса.

Таким образом, принципы, положенные рядом гидрогеологов в основу районирования подземных вод по типам их формирования, в общих чертах соответствуют принципам выделения типов литогенеза. Поэтому вполне естественно использовать основные положения теории литогенеза в учении о формировании подземных вод. Вопрос этот для гидрогеологии не новый. В тесной связи с литогенезом рассматривали формирование подземных вод в осадочных отложениях А. П. Виноградов (1944), Г. Н. Каменский (1958), А. Н. Бунеев (1944) и другие ученые. Однако указанные работы касались главным образом формирования подземных вод в глубоко погруженных горизонтах артезианских бассейнов или процессов захоронения в осадках морских вод.

Работы, охватывающие весь цикл формирования подземных вод в его взаимосвязи с литогенезом, отсутствуют, и тема эта еще ждет исследования.

По нашему глубокому убеждению, использование в гидрогеологии идей теории литогенеза позволит по-новому взглянуть на многие закономерности формирования подземных вод.

В качестве примера рассмотрим вопрос об источниках засоления подземных вод в областях их питания в аридной зоне.

Как известно, формирование солевого состава подземных вод здесь осуществляется под активным воздействием испарительной концентрации и других процессов, вызванных засушливостью климата (Приклонский, 1948; Плотников, 1955), но в начальной стадии формирования воды весьма часто имеют невысокую минерализацию (Гидрогеол. районир..., 1964; Силин-Бекчурин, 1962). В ряде случаев источники их питания располагаются в смежных гумидных областях (Плотников, 1955). Однако формирование подземных вод в аридных условиях происходит и благодаря инфильтрации атмосферных осадков на местных областях питания, например в эоловых песках или островных возвышенностях, сложенных скальными породами (Гидрогеол. районир., 1964; Гидрол. и гидрогеол., 1955; Силин-Бекчурин, 1962). Относительно источников минерализации этих вод еще нет однозначного мнения. Большинство исследователей считает, что солевой состав местных инфильтрационных вод пустыни начальной стадии формирования образовался в результате взаимодействия атмосферных осадков с водоносными породами, т. е. в процессе развития современной химической коры выветривания (Бродский, 1964; Белякова, 1964). Другая, пока немногочисленная группа исследователей полагает, что одним из главных источников засоления подземных вод в областях питания в пустынных районах является приток солей эоловым путем (Арш, 1961; Давыдов и др., 1964).

Как можно оценить указанные взгляды с точки зрения теории литогенеза? Одной из характерных особенностей аридного седиментогенеза является чрезвычайно слабое проявление химического разрушения пород и минералов (Страхов, 1960—1962, 1963).

Если считать, что поступление солей в местные воды аридной зоны первоначально происходит в основном из водовмещающих пород, то можно а priori сделать заключение о чрезвычайно слабой минерализованности этих вод. Во всяком случае рассматриваемые воды должны быть значительно менее минерализованы, чем в гумидной зоне, где процессы химического выветривания протекают несравненно активнее. Но это не соответствует наблюдающимся закономерностям, ибо минерализация подземных вод в областях питания в аридной зоне более высокая, чем в гумидной. Указанное противоречие нельзя объяснить и наличием растворимых солей на участках формирования подземных вод пустынь, так как при существующих темпах химической денудации эти соли были бы вынесены за геологически короткий промежуток времени. Кстати сказать, скорость выноса солей водами в аридной зоне не так мала, как можно было бы ожидать, учитывая интенсивность химического выветривания (Алекин и др., 1964; Максимович, 1955). Устранить отмеченное противоречие можно лишь допустив наличие эолового притока солей, в значительной мере обеспечивающего наблюдающийся вынос солей подземным и поверхностным стоком. Это предположение находит свое объяснение и в особенностях аридного осадкообразования. Отличительной его чертой является энергичная ветровая деятельность (Страхов, 1960—1962). Н. М. Страхов (1960—1962, 1963) неоднократно цитирует слова И. Вальтера о том, что «каждая пустыня — центр бурь». Громадное количество растворимых солей сдувается ветром с почвы и, главным образом, с поверхности пересыхающих озер и солончаков и вновь выпадает с атмосферными осадками, минерализация которых часто в десятки раз выше, чем в гумидной зоне (Арш, 1961; Давыдов и др., 1964).

Таким образом, с точки зрения теории литогенеза предположение ряда ученых о существенном значении эоловых солей как источника засоления подземных вод начальной стадии формирования в аридной зоне является достаточно обоснованным.

Закономерности миграции в подземных водах микроэлементов также являются предметом совместного изучения теории литогенеза в гидрогеологии.

Как отмечает Н. М. Страхов (1963), к областям проявления различных типов литогенеза приурочены определенные рудные месторождения. В этом смысле весьма характерны так называемые рудные триады — гумидная (Fe, Al, Mn) и аридная (Cu, Pb, Zn). Благодаря поискам полезных ископаемых гидрохимическим методом получен обширный фактический материал по содержанию в подземных водах микроэлементов. Правильная интерпретация гидрохимических данных невозможна без знания закономерностей формирования осадочных рудных месторождений, учение о которых входит как составная часть в теорию литогенеза.

Большой интерес в научном отношении представляет вопрос об изменении гидрогеологических условий в связи с эволюцией в геологической истории типов литогенеза (Страхов, 1963). К сожалению, в настоящее время все палеогидрогеологические построения базируются на принципе чистого актуализма, что нельзя признать верным.

Наконец, тесно связан с литогенезом и генезис природных вод. Заслуживает внимания следующее указание Н. М. Страхова о дегидратации гидратированных минералов в зоне катагенеза: «именно он (этот процесс,— В. О.), а не вулканизм уже давно поддерживает массы гидросферы и CO₂ в атмосфере и позволяет длиться явлениям выветривания и осадочного минералообразования в течение колоссальных промежутков времени» (1963).

Проблема баланса подземных вод в глубоких горизонтах земной коры рано или поздно встанет перед гидрогеологами и решать ее придется, по-видимому, главным образом путем анализа кругооборота осадочного материала, т. е. опять-таки с позиций литогенеза.

Из краткого рассмотрения некоторых вопросов формирования подземных вод, соприкасающихся с осадкообразованием, видно, что теория литогенеза дает возможность нового подхода к решению ряда теоретических проблем гидрогеологии. Поскольку стройную теорию осадочного процесса удалось создать лишь на основе идеи о типах литогенеза, возникает мысль использовать эту идею и в гидрогеологии, выделив типы формирования подземных вод. Их также будет четыре: гумидный, аридный, ледовый и термальный. Гумидный тип формирования подземных вод характерен для областей избыточного увлажнения — зоны выщелачивания грунтовых вод по Г. Н. Каменскому (1958). Следует сказать, что термин «воды выщелачивания» часто употребляются для общей характеристики генезиса подземных вод неглубокого залегания в гумидной зоне. Но этот термин не полностью вскрывает существо происходящих здесь процессов формирования подземных вод, так как акцентирует внимание на источниках происхождения солевого состава вод, оставляя в стороне такой важный вопрос, как образование самой водной массы. Для целей классификации процессов формирования подземных вод термин «гумидный тип формирования» более удобен, ибо он отражает природную обстановку, в которой образуются подземные воды хорошо увлажненных территорий. Аридный тип формирования свойствен областям засушливого климата — зоне континентального засоления Г. Н. Каменского. По аналогичным причинам процессы формирования подземных вод в областях недостаточного увлажнения целесообразнее именовать аридным типом формирования подземных вод.

Ледовый тип формирования подземных вод протекает в областях распространения мощной толщи многолетнемерзлых пород, где значительная часть подземных вод находится в твердой фазе (Пономарев, 1960; Толстихин, 1944). И, наконец, термальный тип формирования подземных вод наблюдается в областях развития современного вулканизма, где решающую роль приобретает земное тепло (Иванов, 1958, 1960).

В каждом из типов процессы формирования целесообразно рассматривать отдельно в областях питания, транзита, разгрузки и аккумуляции подземных вод различных гидрогеологических структур, на фоне их общей динамики.

Из сказанного выше не следует, что автор проводит полную аналогию между литогенезом и формированием подземных вод. Природные, в том числе и подземные воды, как наиболее динамичный компонент ландшафта, чутко реагируют и на такие изменения природной обстановки, которые совершенно не фиксируются в осадках.

Климатические типы формирования подземных вод будут проявляться наиболее ярко в зоне активного водообмена, где воздействие экзогенных факторов осуществляется в полной мере. В зоне замедленного водообмена климатические типы формирования подземных вод выражены менее контрастно. Наконец, процессы формирования подземных вод нижней гидрогеологической зоны в различных климатических условиях довольно однотипны. Влияние климатических условий уступает здесь место воздействию внутреннего тепла Земли и различных физико-химических явлений. Но и здесь климат воздействует на формирование подземных вод достаточно определенно.

Так, по мнению ряда исследователей (Зайцев, 1962; Токарев, 1964), высокоминерализованные рассолы в зоне весьма замедленного водообмена представляют собой погребенные воды древних морских лагун и озер аридной зоны. В гумидных условиях, где процессы захоронения вод с осадками происходят в обстановке активного промывания пород при отсутствии значительного испарения, условия для образования рассолов указанным путем мало благоприятны.

На первый взгляд формирование подземных вод в глубоководных частях артезианских бассейнов путем отжатия поровых растворов из глинистых пород в процессе диагенеза осадков не зависит от климатических факторов (Бабинец, 1961; Каменский, 1958). Однако, как показывает теория литогенеза, глинистые породы в большинстве своем тяготеют к гумидной зоне, где химическое выветривание проявлено наиболее широко и полно. Естественно увязывать распространение этих вод с гумидной зоной — древней или современной.

Что же касается термального типа формирования подземных вод, то здесь также существует своеобразная гидрогеологическая зональность, выражающаяся в изменении с глубиной температуры, химического и газового составов подземных вод. Причем эта зональность обратна климатической. Если при климатических типах формирования подземных вод воздействие климата с глубиной уменьшается, то в термальном типе, наоборот, влияние основного фактора — геотермики — увеличивается. В глубоких горизонтах литосферы имеется один термальный тип формирования подземных вод, который, однако, нельзя полностью аналогизировать с соответствующим типом, наблюдающимся в поверхностных участках земной коры, так как термодинамические условия здесь другие.

Предлагаемая классификация, по нашему мнению, дает возможность систематизировать разнообразные процессы формирования подземных вод и связать их в единое целое с кругооборотом вещества в литосфере.

ЛИТЕРАТУРА

- Алекин О. А., Бражникова Л. В. Сток растворенных веществ с территории СССР. Изд. «Наука», 1964.
- Альтовский М. Е. Основные проблемы формирования подземных вод. Труды II Узбекстанского гидрогеологического совещания. Изд. АН УзССР, 1959.
- Арш Я. Е. К вопросу об атмосферном засолении северного окружения пустынь Советского Союза (на примере Тургайского прогиба). Тр. ВСЕГИНГЕО, т. 19, 1961.
- Бабинец А. Е. Подземные воды юго-запада Русской платформы. Изд-во АН УССР, Киев, 1961.
- Белякова Е. Е., Крамаренко Л. Е., Резников А. Л. Геохимия природных вод аридной зоны. «Сб. Гидрогеология аридных зон». Докл. сов. геологов на XXIII сессии МГК, проблема 16, Изд. «Недра», 1964.
- Бродский А. А. Основы гидрогеохимического метода поисков полезных ископаемых. Изд. «Недра», 1964.
- Бунеев А. Н. К вопросу о происхождении основных типов минерализованных вод в осадочных породах. Докл. АН СССР, 45, № 6, 1944.
- Вернадский В. И. История природных вод. Изб. соч., т. IV, Изд. АН СССР, 1960.
- Виноградов А. П. О хлор-бромном коэффициенте подземных вод. Докл. АН СССР, 44, № 2, 1944.
- Гидрогеологическое районирование и региональная оценка ресурсов подземных вод Казахстана под ред. У. М. Ахмадсафина. Изд. «Наука», 1964.
- Гидрология и гидрогеология аридной зоны. Изд. иностр. лит., 1955.
- Давыдов И. Я., Ефремов Е. И. Закономерности формирования химического состава подземных вод аридной зоны на примере Туркменистана. Сб. «Гидрология аридных зон». Докл. сов. геологов на XXII сессии МГК, проблема 16. Изд. «Недра», 1964.
- Зайцев И. К. Некоторые закономерности распространения подземных рассолов на территории СССР. Сб. статей по вопросам гидрогеол. и инж. геол. Изд. МГУ, 1962.
- Иванов В. В. Основные стадии гидротермальной деятельности Камчатки и Курильских островов и связанные с ними термальные воды. Геохимия, № 5, 1958.
- Иванов В. В. Условия образования и состав гидротерм областей современного вулканизма. «Проблемы гидрогеологии». Госгеолтехиздат, 1960.
- Каменский Г. Н. Вопросы формирования подземных вод. Тр. Лабор. гидрогеол. проблем, т. 16, 1958.
- Куделин Б. И. Принципы региональной оценки ресурсов подземных вод. Изд. МГУ, 1960.
- Ланге О. К. Представление о провинциях и зонах в гидрогеологии. Вестн. МГУ, № 12, 1947.
- Ланге О. К. Региональные закономерности формирования грунтовых вод. Тр. Лабор. гидрогеол. проблем, том 16, 1958.
- Личков Б. Л. Формирование подземных вод и единство природных вод. Тр. Лабор. гидрогеол. проблем, том 16, 1958.
- Личков Б. Л. Природные воды Земли и литосфера. Изд. Геогр. о-ва АН СССР, 1959.
- Макаренко Ф. А. Некоторые общие вопросы учения о зональности подземных вод. Тр. Лабор. гидрогеол. проблем, т. 16, 1958.
- Максимович Г. А. Химическая география вод суши. Географиз, 1955.

- Овчинников А. М. Основы учения о процессах формирования подземных вод. «Изв. высш. уч. завед.». Геология и разведка, № 1, 1958.
- Плотников Н. И. К вопросу о формировании подземных вод пустынных зон Средней Азии. Сов. геология, 44, 1955.
- Пономарев В. М. Основные особенности формирования подземных вод территории с многолетнемерзлыми породами в СССР. «Проблемы гидрогеологии». Госгеолтехиздат, 1960.
- Приклонский В. А. Некоторые закономерности формирования грунтовых вод в засушливых областях. Тр. Лабор. гидрогеол. проблем, т. I, 1948.
- Силин-Бекчурин А. И. Подземные воды Северной Африки. Изд. АН СССР, 1962.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. I—III. Изд. АН СССР, 1960—1962 гг.
- Страхов Н. М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. Госгеолтехиздат, 1963.
- Токарев Н. С. Перемещения климатических зон в настоящее время и в геологическом прошлом и их влияние на химизм подземных вод Тр. Новочеркасского политехнич. ин-та, т. 156, 1964.
- Толстихин Н. И. Подземные воды мерзлой зоны литосферы. Госгеолиздат, 1941.

Институт гидрогеологии
и гидрофизики
АН Каз.ССР
Алма-Ата

Дата поступления
10.V.1965



МЕТОДИКА

УДК 552.121 : 552.578

**МЕТОДИКА УГЛЕПЕТРОГРАФИЧЕСКОГО ИССЛЕДОВАНИЯ
ОСТАТОЧНОГО ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА ПОРОД**

Г. М. ПАРПАРОВА, А. С. ЧИСТЯКОВА, Л. И. КРЫЛОВА

В гипотезе органического происхождения нефти ведущая роль принадлежит рассеянному органическому веществу пород. Однако какие-либо четкие представления о его природе длительный период отсутствовали. Это объяснялось в значительной мере невозможностью применения обычных петрографических методов для изучения тонкодисперсного рассеянного органического вещества, большей частью содержащегося в породах в количестве нескольких процентов (от 1 до 10).

Концентрирование рассеянного органического вещества при обогащении, т. е. растворении минеральных примесей породы соляной и плавиковой кислотой, в виде порошка остаточного органического вещества¹ с частицами размером 0,07—0,1 мм позволило нам впервые применить для его исследования методику изготовления препаратов, употребляемую при петрографическом изучении углей.

При этом ранее проведенными химическими исследованиями Ю. Н. Петровой (1957) и нашими наблюдениями (Парпарова, 1963) было установлено, что обогащение существенно не влияет ни на химические, ни на петрографические (цвет, отражательная способность, показатели преломления) свойства остаточного органического вещества пород.

Методика углепетрографического исследования остаточного органического вещества складывается из следующих этапов: а) изготовления препаратов из остаточного органического вещества; б) изучения остаточного органического вещества в шлифах и аншлифах.

1. Изготовление препаратов из остаточного органического вещества². Препаратами для микроскопического исследования рассеянного органического вещества пород служат прозрачно полированные шлифы из мелочи, аншлифы-брикеты, порошки остаточного органического вещества и иногда препараты мацерации.

Изготовление прозрачно полированных шлифов-брикетов и аншлифов-брикетов из остаточного органического вещества проводится по углепетрографической методике, впервые предложенной Шестаковым (1949).

Количество остаточного органического вещества, употребляемое для изготовления препарата, обычно исчисляется десятками долями грамма и зависит от количества материала, полученного при обогащении. Остаточное органическое вещество «заваривают» в капле крахмала, затем прессуют с помощью специально оборудованного пресса в толстостенной цилиндрической формочке без дна диаметром 0,5—2 см. После этого брикет просушивают в течение суток, затем заворачивают в марлю и 8—10 часов проваривают в смеси канифоли с ксилолом. После цементации брикет вынимают из марли и обрабатывают на станке карборундовыми порошками М-150-180 и М-14, подшлифовывают вручную на стеклянном диске с водой и тонким порошком от М-3 до М-7, полируют на сукне и каучуке до полного исчезновения царапин. На этом заканчивается изготовление аншлифа-брикета.

Для изготовления прозрачно полированного шлифа из мелочи аншлиф-брикет наклеивают на предметное стекло канадским бальзамом, «сгоняют» порошками М-150-180 и М-14 до толщины 1 мм, затем доводят на иллюминаторном стекле микропорош-

¹ Остаточным органическим веществом пород называется органическое вещество после удаления из него битумоидов и гуминовых кислот.

² Методика изготовления препаратов из рассеянного органического вещества разработывалась А. С. Чистяковой и Л. И. Крыловой.

ком М-14 и глицерином на ретушерной рамке до максимального просветления микрокомпонентов. Это соответствует толщине препарата порядка 0,03—0,01 мм и зависит от степени метаморфизма рассеянного органического вещества.

Трудности получения достаточных количеств остаточного органического вещества в процессе обогащения заставили нас искать методы приготовления углепетрографических препаратов, позволяющих работать с минимальным расходом концентрата остаточного органического вещества. Первые опыты сотрудника ВСЕГЕИ А. С. Чистяковой показали возможность получения таких препаратов из 0,05—0,1 г остаточного органического вещества. Для этого отрезок стеклянной трубки диаметром 0,5—1,2 см и высотой 2—3 мм устанавливают на предметное стекло и засыпают 0,05—0,1 г порошка остаточного органического вещества и столько же порошка канифоли. Предметное стекло со стеклянным цилиндром, заполненным смесью, помещают на обычную плитку и подогревают до температуры плавления канифоли, затем охлаждают. После этого полученный в стеклянной трубке брикет приклеивают к предметному стеклу холодным способом жидкой смесью, состоящей из эпоксидной смолы, полиэтиленомина и ацетона. Через 2 часа жидкая смесь застывает, плотно приклеивая аншлиф-брикет, заключенный в стеклянную трубочку, к предметному стеклу. Дальнейшая его обработка производится обычным способом. Полученные таким образом препараты из 0,05—0,1 г остаточного органического вещества по качеству ничем не отличаются от препаратов изготовленных обычным способом, но могут быть получены при значительно меньшем расходе исследуемого материала.

Препараты мацерации для изучения отдельных составных частей остаточного органического вещества изготавливаются тем же способом, что для углей: обработкой остаточного органического вещества крепкой азотной кислотой с последующим растворением гелифицированных микрокомпонентов в 5%-ном растворе щелочи.

Для изучения вмещающих органическое вещество пород изготавливают обычные покрытые шлифы, в случае присутствия в породе обугленных растительных остатков их полируют и доводят до наибольшей просвечиваемости органических включений.

2. Методика изучения остаточного органического вещества в шлифах и аншлифах. Изучение остаточного органического вещества проводится обычными и углепетрографическими методами в проходящем, отраженном и ультрафиолетовом свете. Для большей части объектов измеряются показатели преломления, а также исследуются препараты мацерации.

Исследования в проходящем свете проводятся обычным поляризационным микроскопом преимущественно при увеличениях около 1000.

Изучение в отраженном свете осуществляется минераграфическим микроскопом без иммерсии и с иммерсией при увеличениях до 1500.

При исследованиях в отраженном свете большинство прозрачно полированных шлифов-брикетов одновременно просматриваются в проходящем свете.

Для изучения в ультрафиолетовом свете применяется микроскоп МЛ-1 или МЛ-2, причем используются увеличения от 100 до 200. Исследование порошков проводится в падающем ультрафиолетовом свете, исследования шлифов-брикетов — в падающем и проходящем. Для уточнения источника люминесценции при наблюдениях в шлифах исследуемый объект освещают простым проходящим светом.

Следует отметить, что дебитуминированный характер изучаемого нами органического вещества значительно уменьшает возможности применения люминесцентного метода для его исследования. Изучение люминесцентных свойств остаточного органического вещества в проходящем свете в шлифах, изготовленных на канадском бальзаме, затруднительно, так как при этом происходит суммирование свечения объекта и канадского бальзама. Удобнее изучение тех же препаратов проводить не в проходящем, а в падающем свете, так как верхняя поверхность препарата освобождена от канадского бальзама.

Показатель преломления микрокомпонентов органического вещества определяется в обычных иммерсионных жидкостях и сплавах йодидов мышьяка и сурьмы с пиперином по полоске Бекке. Точность определения показателя преломления условно принята нами в 0,006.

Для уточнения генетического класса остаточного органического вещества точечным способом проводится подсчет его микрокомпонентного состава, точность подсчета принимается 8%³.

При описании микрокомпонентов остаточного органического вещества необходимо указывать их цвет в проходящем свете, в иммерсии и препаратах мацерации, цвет и рельеф в отраженном свете, микроструктуру, форму, размеры, показатель преломления и другие особенности. На основании этих признаков микрокомпоненты относят к группам витринита, фюзинита, лейптинита, альгинита и микстинита.

При определении степеней углекислотности остаточного органического вещества необходимо указывать его цвет в проходящем свете, цвет и рельеф в отраженном свете, показатель преломления гелифицированных микрокомпонентов (группа витринита).

³ Такая сравнительно невысокая точность подсчета микрокомпонентного состава органического вещества объясняется трудностью диагностики мелкоизмельченных микрокомпонентов, частым присутствием в органическом веществе солевых примесей и обычно небольшой площадью исследуемого препарата.

Очень важно для уточнения степени метаморфизма остаточного органического вещества изучать с этой точки зрения присутствующие в породе обугленные растительные остатки и степень измененности самих пород: наличие катаклазированных минералов, явлений регенерации, сростаний минералов, серицитизации, присутствие волнисто изогнутых слюд, развитие цемента конформации, явлений перекристаллизации и ряд других признаков. Степень метаморфизма органического вещества может изменяться от бурогоугольной до антрацитовой стадии.

Анализ результатов технического и элементарного анализа очень важен при изучении генетической принадлежности и степени метаморфизма остаточного органического вещества. Для уточнения содержания в остаточном органическом веществе микрокомпонентов группы лейптинита и альгинита показательно содержание в нем водорода и выход летучих веществ; что касается содержания углерода, то оно до некоторой степени указывает на стадию метаморфизма органического вещества.

Проведенные исследования показывают возможность изучения рассеянного органического вещества пород углепетрографическим методом и выдвигают целый ряд задач на будущее в области дальнейшего усовершенствования методики изготовления препаратов и их изучения.

Так, при изготовлении прозрачно полированных шлифов-брикетов очень важно добиваться наибольшей прозрачности микрокомпонентов при сохранении целостности всего препарата и наименьших расходах остаточного органического вещества. Как уже указывалось, для наблюдения истинного свечения отдельных микрокомпонентов необходимо заменить канадский бальзам нелюминесцирующими клеящими веществами. Эти усовершенствования препаратов позволят лучше познать природу и особенности остаточного органического вещества.

ЛИТЕРАТУРА

- Парпарова Г. М. Изучение рассеянного органического вещества пород петрографическими методами. Тр. ВНИГРИ, геол. сб. 8, вып. 220, 1963.
Петрова Ю. Н., Касаткина Н. Ф. К методике изучения остаточного органического вещества пород. Тр. ВНИГРИ, геохим. сб. № 4, 1957.
Шестаков В. А. Методика изготовления прозрачных шлифов из угольной мелочи. Сообщ. Тадж. фил. АН СССР, вып. 21, 1949.

Всесоюзный нефтяной
научно-исследовательский
геологоразведочный институт
Ленинград

Дата поступления
4. II. 1966

УДК 543.1 : 548

РАЗЛИЧНЫЕ ТИПЫ ГРАВИТАЦИОННЫХ ГРАДИЕНТНЫХ ТРУБОК

М. Я. КАЦ

Точное измерение плотности твердых тел и разделение по плотности многокомпонентных смесей при размерах зерен $\geq 0,1$ мм и их плотности ≤ 4 г/см³ (Давидич, Еременко, 1964) представляет интерес при исследованиях в области физики твердого тела, физической химии, минералогии и пр.

За последние годы убедительно показано, что с наибольшей точностью это можно сделать в гравитационных градиентных трубках, которые позволяют в массовых масштабах измерять плотность твердых тел до третьего — шестого знака после запятой и делить смеси зернистых тел по плотности до второго — третьего знака после запятой. В ряде случаев этими приборами можно изучать изменение общей концентрации дефектов структуры тела при различных физико-химических воздействиях на него, выделять различные типы зерен практически из любой однокомпонентной сыпучей среды (природной или искусственной), выделять малые ($\geq 0,01\%$) примеси зерен с близкой плотностью ($\Delta\rho \geq 0,01$ г/см³), определять статистические характеристики плотности однокомпонентной сыпучей среды и т. п.

В отличие от обычного флотационного метода в гравитационной градиентной трубке тело находится в устойчивом равновесии на данном уровне жидкости с градиентом плотности. Такой столб жидкости ранее получали за счет взаимной диффузии двух жидкостей разной плотности (Анфинсен, 1948), но он имеет ряд недостатков. Колонки жидкости с заданным законом изменения плотности можно получать путем смешения двух жидкостей разной плотности с соответствующим законом автоматического изменения их концентраций в смеси (Аналитические методы..., 1963; Oster, 1965). В основе современных приборов, используемых при исследованиях в области физики твердого тела, лежит тот факт, что термические коэффициенты объемного расширения жидкостей

на один-два порядка более, чем твердых тел. Поэтому, например, если верхний конец медной трубки поддерживать при температуре T_0 , нижний конец — при некоторой меньшей температуре T_1 боковую поверхность теплоизолировать, а внутрь поместить стеклянную трубку с тяжелой жидкостью, то после достижения теплового равновесия вдоль трубки установятся градиенты температуры и плотности жидкости, которая от значения ρ_0 при T_0 изменится до ρ_1 при T_1 . Введенное в жидкость зерно с плотностью ρ' , значение которой лежит в пределах $\rho_0 < \rho' < \rho_1$, будет двигаться вверх или вниз до тех пор, пока не достигнет равновесного уровня, где плотность жидкости равна плотности зерна. Если в жидкость ввести не одно, а много зерен, то каждое зерно остановится на своем равновесном уровне. Ниже рассмотрены закономерности движения зерен в гравитационной градиентной трубке и разные типы приборов.

Все измерения на гравитационной градиентной трубке ведутся после достижения зернами равновесных уровней. Поэтому практически важно знать время установления равновесных уровней зерен при заданных условиях эксперимента. Ниже приведена оценка этого времени при следующих упрощающих условиях: 1) зерно имеет форму шара; 2) диаметр столба жидкости в трубке значительно больше диаметра зерна; 3) жидкость обтекает зерно ламинарным движением; 4) жидкость несжимаема; 5) градиент температуры жидкости имеется только в направлении оси трубки; он постоянен с течением времени и имеет одно и то же значение вдоль трубки; 6) пренебрегаем температурной зависимостью вязкости жидкости; 7) в трубку введено одно зерно.

Анализ уравнения движения зерна в жидкости с градиентом плотности показывает, что в зависимости от условий эксперимента зерно будет достигать своего равновесного уровня с течением времени по одному из двух законов (Кац, 1966): 1) по закону затухающего колебания около положения равновесия при $v^2/r^4 < 0,2g\kappa(\beta - \beta')$, где r — радиус зерна, v — кинематическая вязкость рабочей жидкости, κ — градиент температуры, β и β' — термические коэффициенты объемного расширения соответственно жидкости и зерна, g — ускорение силы тяжести; это осуществляется при сравнительно больших размерах зерен — $r \gg 2$ мм и малых вязкостях жидкости — $v \leq 0,005$ стокса, так как $(\beta - \beta') \sim 10^{-3}$ град $^{-1}$ и обычно в такого типа экспериментах $\kappa \geq 0,1$ град/см. При этом зерна достигают свои равновесные уровни в течение ~ 20 мин.; 2) по экспоненте при

$$v^2/r^4 > 0,2g\kappa(\beta - \beta').$$

Большой практический интерес представляет исследование в гравитационных градиентных трубках сыпучих сред с малыми размерами зерен (при $r \leq 0,25$ мм). Если пользоваться жидкостями с большими вязкостями — $v \geq 0,005$ стокса и градиентами температуры $\kappa < 10$ град/см, то $v^2/r^4 \gg 0,2g\kappa(\beta - \beta')$. В этом случае время, в течение которого зерна достигают свои равновесные уровни, можно рассчитать по следующей формуле:

$$\tau \cong \frac{32v}{r^2g\beta\kappa} \cong \frac{32v}{r^2\kappa} \text{ сек.},$$

так как $g\beta \cong 1$ см · сек $^{-2}$ · град $^{-1}$. На фиг. 1 приведены зависимости времени τ от диаметра зерна при различных значениях вязкости v и градиента температуры κ . Они дают наглядное представление о зависимости τ от конкретных условий эксперимента. Для всех исследованных к настоящему времени тяжелых жидкостей $0,4 \cdot 10^{-3} < \beta < 10^{-3}$ град $^{-1}$. Следовательно, значения τ , получаемые по этим кривым, нужно множить на отношение $10^{-3}/\beta$, где β — термический коэффициент объемного расширения жидкости, применяемой в данном эксперименте.

Оценим теперь, в какой мере полученные результаты можно использовать для реальных экспериментов, условия в которых часто резко отличаются от вышеуказанных.

1. Исследуемые зерна имеют форму произвольную, а не шара. Соппротивление движению зависит от формы зерна: например, при ламинарном движении для шара $F = 6\pi\eta r v$; для плоского кругового диска, движущегося в направлении, перпендикулярном к своей плоскости, $F = 16\pi\eta v$; для такого же диска, движущегося в своей плоскости,

$F = \frac{32}{3} \pi\eta v$, даже в этих предельных случаях отличия небольшие. Линейная зависимость

сопротивления от радиуса зерна r и скорости v при ламинарном движении имеет место при любой форме зерна (Ландау, Лившиц, 1954).

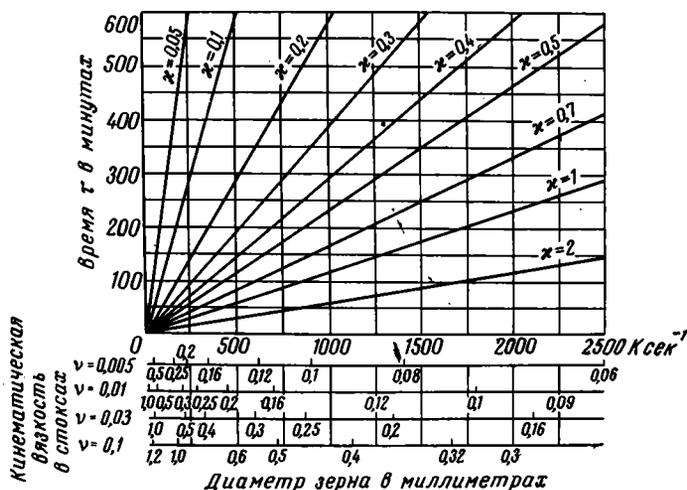
2. При $r \ll R$, где R — радиус измерительной трубки, влияние ее стенок незначительно; оно выражается в том, что вместо r^2 следует поставить $r^2 \left(1 + 2,4 \frac{r}{R}\right)$.

3. Жидкость обтекает зерно ламинарным движением, так как числа Рейнольдса малы; при диаметре зерен $\leq 0,1$ см, кинематической вязкости $\sim 0,005$ стокса скорость движения зерен $v \leq 0,05$ см/сек и $Re < 1$.

4. Так как сжимаемость жидкостей $\approx 10^{-4} \text{ ат}^{-1}$, а гидростатические давления в градиентной трубке $\approx 0,05 \text{ ат}$, то при измерении плотности с погрешностью $\approx \pm 0,00001 \text{ г/см}^3$ сжимаемостью рабочей жидкости можно пренебречь.

5. В рабочей части правильно сконструированных приборов практически градиент температуры имеется лишь вдоль оси трубки и он постоянен со временем.

6. В действительности вязкость жидкости значительно меняется с температурой и на разных уровнях трубки в некоторых экспериментах может отличаться до $\sim 20\text{--}40\%$ от ее абсолютной величины. Предположение, что вязкость жидкости на рабочей длине трубки постоянна и равна значению на равновесном уровне, может увеличить или уменьшить время τ на столько же процентов, если равновесный уровень соответственно ниже или выше исходного уровня зерна.



Фиг. 1. Зависимость времени τ , в течение которого зерно достигает своего равновесного уровня, от градиента температуры x град/см, кинематической вязкости жидкости и диаметра зерна

$$а, а также от параметра $K = \frac{9}{2} \cdot \frac{v}{r^2}$$$

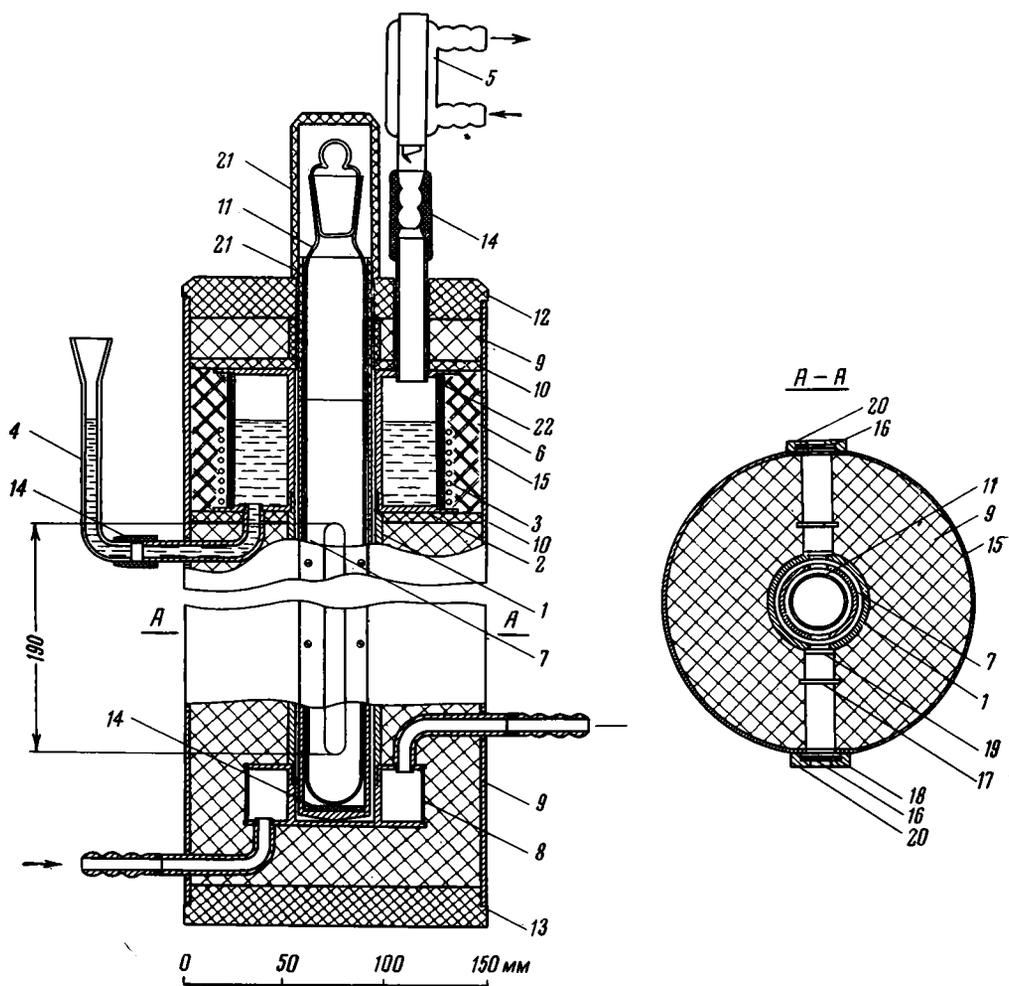
7. Наибольшие отличия действительного времени установления равновесия исследуемых зерен от его рассчитанного значения могут обуславливаться тем, что часто в трубку вводят не одно, а ≈ 100 (до $\sim 10\,000$) зерен при диаметре $\sim 0,1\text{--}0,2 \text{ мм}$ и рабочем объеме $\sim 25 \text{ см}^3$. Это может только увеличить время τ . Однако результаты контрольных опытов показали, что даже при этих условиях время τ имеет тот же порядок величины, что и получаемые из формулы. С увеличением концентрации зерен, уменьшением размера зерен, увеличением кинематической вязкости жидкости и уменьшением градиента температуры наступают условия, когда вначале замедляется процесс достижения зернами своих равновесных уровней, а затем практически совсем прекращается. Для решения вопроса о предельных концентрациях зерен для нормальной работы градиентной трубки при данных прочих условиях эксперимента планируются дополнительные опыты.

Из вышеизложенного следует, что по формуле или графикам фиг. 1 можно лишь оценить порядок величины τ . Поэтому в каждом данном эксперименте, зная порядок величины τ , образец выдерживают в приборе в течение времени несколько больше τ , регистрируя положение образца относительно репера плотности¹. Если в течение последнего времени, соразмерного с τ , положение образца относительно репера остается неизменным в пределах погрешности измерений, то можно считать, что образец и репер достигли своих равновесных уровней.

Различные конструкции гравиационных градиентных трубок отличаются в основном методами поддержания температур наверху и внизу трубки, теплоизоляцией прибора, регистрацией градиента температуры и равновесных положений реперов плотности и исследуемых зерен. Не останавливаясь на обзоре конструкций прибора, укажем лишь, что температуры наверху и внизу в опубликованных конструкциях поддерживаются либо ультратермостатами (Кравцов и др., 1960; Пелсмекерс, Амелинкс, 1961; Морс, 1961; Кац, 1962, 2), либо контактными термомерами (Кац, Баранов, 1963), либо полупроводниковыми элементами с соответствующей электронной схемой (Описание прибора..., 1962; Баранов, 1966). На фиг. 2 приведен схематический разрез прибора, в кото-

¹ В качестве реперов плотности используют зерна диаметром $\sim 3\text{--}4 \text{ мм}$.

рسم температуры наверху и внизу трубки поддерживаются за счет постоянства температуры кипения данной жидкости с обратным холодильником. Простота конструкции и надежность поддержания температуры точнее $\pm 0,1^\circ\text{C}$ в течение эксперимента делает прибор очень перспективным для массовых исследований твердых тел по пптности. В ряде случаев, когда необходимы очень большие градиенты температуры (см. таблицу), тип IV), нижний конец трубки достаточно даже просто омывать водопроводной водой.



Фиг. 2. Схематический разрез гравитационной градиентной трубки без автоматики
 1 — медная трубка, 2 — кипятильник, 3 — нагреватель, 4 — уровнемер, 5 — обратный холодильник, 6 — теплоизоляция (асбест), 7 — медная трубка для закрывания щели, 8 — теплообменник, 9 — теплоизоляция (пеннопласт), 10 — шайбы (текстолитовые), 11 — стеклянная ювета, 12 — крышка текстолитовая, 13 — дно текстолитовое, 14 — резиновая подкладка, 15 — кожух, 16, 17 — пластинки оргстекла (со шкалами), 18 — полиуродная пленка, 19 — пластинка оргстекла, 20 — наличники для смотровой щели, 21 — крышка, 22 — изоляция нагревателя. При необходимости вместо теплообменника внизу прибора делают такой же кипятильник, как и наверху прибора

Анализ закономерностей движения зерен в жидкости с градиентом пптности, опыт работы и литературные данные показывают, что для решения различных задач целесообразно использовать разные типы гравитационных градиентных трубок (см. таблицу), которые могут быть построены в принципе на основе любой конструкции прибора. Для нормальной работы на приборе необходимо, чтобы плотности исследуемых зерен были в рабочем интервале плотности, который можно изменять в основном за счет градиента температуры и рабочей области температур (длина рабочей части прибора и термические коэффициенты объемного расширения тяжелых жидкостей мало меняются), иначе зерна либо всплывут наверх, либо упадут на дно. При больших градиентах температур $\kappa > 1$ град/см, как правило, $\Delta\rho \geq 0,05$ г/см³. В таких случаях подобрать

рабочую жидкость с необходимой плотностью с точностью 0,01—0,02 г/см³ по соответствующим номограммам не представляет затруднений (Кац, 1966). Однако подбирать рабочую жидкость значительно точнее затруднительно. В случаях, когда работают с малыми градиентами температуры — $\kappa < 1$ град/см, необходимый рабочий интервал плотности жидкости $\Delta\rho$ достигают следующим образом: с точностью до $\sim 0,01$ —0,02 г/см³ подбирают рабочую жидкость, а затем путем изменения рабочей области температуры при необходимом градиенте температуры подгоняют рабочую область плотности под необходимую для исследования данного образца, т. е. достигают

Примерные характеристики различных типов гравитационных градиентных порубок

Тип	Внутренний диаметр измерительной стеклянной трубки (d), мм	Рабочая длина прибора (l), мм	Градиент температуры (κ), град/см	Назначение
I	~10	~250	$0,1 \leq \kappa \leq 1$ $\frac{\Delta\kappa}{\kappa} \leq \pm 1\%$	Измерение плотности отдельных зерен минералов до четвертого-пятого знака после запятой. Измерение кривой распределения по плотности зерен данного мономинерального образца до третьего-четвертого знака после запятой. Деление минералов по плотности (навеска $\leq 0,5$ г, фракция $\geq 0,1$ мм) до третьего-четвертого знака после запятой
II	~10	~250	$0,3 \leq \kappa \leq 2$ $\frac{\Delta\kappa}{\kappa} \leq \pm 2\%$	Массовое измерение плотности отдельных зерен минералов и кривых распределения по плотности зерен данного мономинерального образца до третьего-четвертого знака после запятой. Деление по плотности минералов (навеска $\leq 0,5$ г, фракция $\geq 0,1$ мм) до второго-третьего знака после запятой
III	~40	~250	$0,3 \leq \kappa \leq 2$ $\frac{\Delta\kappa}{\kappa} \leq \pm 3\%$	Массовое разделение минералов по плотности (навеска ≤ 10 г, фракция $\geq 0,1$ мм) до второго-третьего знака после запятой
IV	≥ 40	~100	$\kappa \geq 10$ $\frac{\Delta\kappa}{\kappa} \leq \pm 3\%$	Разделение смесей более тонких классов зерен минералов

устойчивого равновесия образца в жидкости в поле зрения прибора. Исходя из этого, следует подчеркнуть, что в тех случаях, когда необходимо работать с малыми градиентами температуры ($\kappa < 1$ град/см), конструкция прибора должна позволять в процессе работы изменять как градиент температуры, так и интервал температуры. В случаях же массовой работы с большими градиентами температуры ($\kappa > 1$ град/см) более удобно работать с постоянной шкалой плотности, т. е. в процессе работы не менять ни градиента температуры, ни области температур, а если необходимо, то менять рабочую жидкость. Для этих случаев особенно пригодна конструкция с кипящими жидкостями (см. фиг. 2).

В заключение отметим, что нам удалось показать большую перспективность использования гравитационных градиентных трубок, в частности в минералогии, геологии, при исследовании минерального сырья. Такой вывод следует и из литературных данных (Кац, 1962, 2; Кац, Шутов, 1963; Кац, 1966, 1, 2; Кравцов и др., 1960; Александров и др., 1962; Андреев, 1965; Андреев, Александров, 1965).

Детали различных конструкций гравитационных градиентных трубок, градуировки прибора и калибровки реперов, техника работы на приборе, а также физико-химические свойства тяжелых жидкостей и результаты многих экспериментов приведены в работе М. Я. Каца (1966₂).

ЛИТЕРАТУРА

- Александров Б. П., Андреев Г. А., Борисов С. А., Иванов И. А. Повышение точности и быстроты флотационного определения плотности монокристаллов. Заводск. лаборатория, т. 28, № 7, 1962.
- Аналитические методы белковой химии. Сб. под ред. В. Н. Ореховича. Изд. иностр. лит., 1963.
- Андреев Г. А. О влиянии примесей кислородсодержащих анионов на плотность монокристаллов NaCl и KCl. Физика твердого тела, т. 7, № 1, 1965.
- Андреев Г. А., Александров Б. П. Флотационное исследование распределения примесей однозарядных ионов при выращивании монокристаллов NaCl. Физика твердого тела, т. 7, № 1, 1965.

- А н ф и н с е н К. Определение концентрации дейтерия в градиентной трубке. Сб. «Получение и определение меченых атомов». Изд. иностр. лит., 1948.
- Б а р а н о в В. В. Конструкция гравитационной градиентной трубки с использованием полупроводниковых приборов. В кн. «Физические методы исследования минералов осадочных пород». Изд. АН СССР, 1966.
- Д а в и д и ч С. И., Е р е м е н к о Т. К. Методика работы с жидкостью Клеричи повышенного удельного веса. Разведка и охрана недр, № 9, 1964.
- К а ц М. Я. Измерение плотности твердых тел с помощью градиентной трубки. Приборы и техника эксперимента, № 1, 1962.
- К а ц М. Я. Новые методы исследования минералов по их удельным весам. В кн. «Физические методы исследования пород и минералов». Изд. АН СССР, 1962.
- К а ц М. Я. Некоторые перспективы исследования минералов в гравитационном и магнитном полях. В кн. «Физические методы исследования минералов осадочных пород». Изд. АН СССР, 1966.
- К а ц М. Я. Новые методы исследования минералов в гравитационном поле. Тр. Геол. ин-та АН СССР, № 158, 1966.
- К а ц М. Я., Б а р а н о в В. В. Градиентная трубка без ультратермостатов и перспективы ее использования в минералогических исследованиях. Изв. АН СССР, сер. геол., № 9, 1963.
- К а ц М. Я., Ш у т о в В. Д. Удельный вес обломочных зерен кварца и его использование в качестве корреляционного признака песчаных пород. Литология и полезн. ископ., № 1, 1963.
- К р а в ц о в Я. М., П р о в о т о р о в В. Н., С а р с а д с к и х Н. Н. Определение удельного веса минералов в единичных зернах. В кн. «Материалы по изучению алмазов и алмазоносных районов СССР». Тр. ВСЕГЕИ, вып. 40, 1960.
- Л а н д а у Л. Д., Л и в ш и ц Е. М. Механика сплошных сред. Изд. 2-е. Гостехиздат, 1954.
- М о р е Х. Градиентная колонка. Приборы для научн. исслед., № 10, 1961.
- Описание прибора для экспрессного определения плотности, разработанного в Физико-техническом институте им. А. Ф. Иоффе АН СССР и демонстрировавшегося на ВДНХ СССР в павильоне АН СССР, 1962.
- П е л с к м е к е р с И., А м е л и н к с С. Простой прибор для сравнительных измерений плотности. Приборы для научн. исслед., № 7, 1961.
- O s t e r G. Density gradients. Scient. Amer. No. 8, 1965.

Геологический институт
АН СССР
Москва

Дата поступления
16.XII.1965

КРИТИКА И ДИСКУССИИ

УДК 553.495

О КНИГЕ В. И. ДАНЧЕВА и Т. А. ЛАПИНСКОЙ «МЕСТОРОЖДЕНИЯ РАДИОАКТИВНОГО СЫРЬЯ»¹

В. М. ПОПОВ

Рецензируемая книга представляет собой учебное пособие для студентов геологических и геофизических специальностей нефтяных и геологоразведочных вузов и факультетов. В первой главе книги приводятся общие сведения о радиоактивных элементах Земли (уран, торий, радий), освещаются главнейшие их свойства, особенности миграции и концентрации в земной коре. Авторы использовали новейшие данные по геохимии и кристаллохимии радиоактивных элементов, изложив их в сжатой и доходчивой форме. В этой же главе кратко рассматривается проблема радиогенного тепла Земли и методы определения абсолютного возраста минералов и горных пород. Особо выделены разделы, посвященные описанию наиболее важных урановых и ториевых минералов и классификации месторождений радиоактивного сырья; при этом подчеркивается возрастающее значение осадочных и осадочно-метаморфизованных месторождений в экономике радиоактивного сырья и общая тенденция ко все более интенсивному использованию экзогенных руд не только урана и тория, но и многих других металлов. В связи с этим авторы книги особое внимание уделили роли экзогенных месторождений в общем балансе запасов и добычи урана и совершенно правильно обращают внимание на необходимость комплексного использования радиоактивного сырья, связанного с другими группами полезных ископаемых (уранофосфатные, ураноугольные, уранобитумные и другие комплексные руды).

Главное содержание книги составляет описание промышленных типов месторождений радиоактивного сырья. Эндогенные месторождения освещены кратко, но вместе с тем достаточно полно охарактеризованы все их важнейшие промышленные типы и предшественники, имеющие наибольший практический интерес; среди них главное внимание уделяется группе гидротермальных месторождений.

К эндогенным образованиям авторы книги отнесли также метасоматические месторождения, среди которых, согласно Д. Я. Суражскому, они выделяют три рудных формации: а) собственно урановую; б) железо-урановую; в) медно-урановую. По мнению рецензента, большинство охарактеризованных в книге метасоматических месторождений, связанных с докембрийскими формациями, имеют исходную первичноосадочную природу, и их следует рассматривать как древнейшие стратифицированные месторождения урановых руд, подвергшиеся глубокому преобразованию в ходе длительного геологического развития под влиянием более поздних процессов тектогенеза, метаморфизма, вплоть до палингенеза. Эволюция форм химических элементов, их минеральные ассоциации и морфологические типы рудных концентраций возникали в ходе этих преобразований, сопровождавшихся миграцией, метасоматозом, собирательной перекристаллизацией рудного вещества, заимствованного из материнских осадочно-метаморфических толщ с участием в ряде случаев глубинного плавления и палингенных рудных магм и гидротермалитов, унаследовавших геохимический фон и полезные компоненты от исходных осадочных толщ. Поэтому подобные метасоматические месторождения следовало бы, по нашему мнению, отнести к образованиям палингенного типа и рассматривать их в главе «Осадочно-метаморфогенные месторождения» как пример древнейших ультраметаморфизованных урановых осадочных месторождений. Примененный к этим месторождениям термин «метасоматические», на наш взгляд, неудачен; он не отражает действительной генетической природы подобных образований.

Экзогенные месторождения (глава III) рассмотрены значительно подробнее; их описание занимает более 50% общего объема книги. Это оправдано тем, что в настоя-

¹ Изд. «Недра», 1965.

щее время на экзогенные месторождения падает около 90% запасов урана капиталистических стран и они с каждым годом приобретают все большее промышленное значение.

Рассмотрению главнейших групп месторождений урана и тория предшествуют разделы, в которых анализируются особенности миграции и концентрации этих элементов в экзогенных условиях в свете новейших данных по экспериментальным работам и моделированию природных процессов.

При характеристике отдельных типов экзогенных месторождений авторы кроме учета имеющихся литературных материалов широко используют также свой многолетний личный опыт по изучению месторождений СССР и ряда зарубежных стран.

В книге приведена новая, разработанная авторами классификация экзогенных месторождений урана, в основу которой положен принцип стадийности их формирования и сопряженности осадочного породообразования и экзогенного рудного процесса. Приводимая схема классификации охватывает все наиболее важные группы месторождений, рассматривая их формирование как непрерывно развивающийся природный процесс, в котором выделяются стадии седиментогенеза, диагенеза, эпигенеза и метаморфизма.

Особое внимание авторы уделяют группе гидрогенных (собственно эпигенетических) месторождений урана, рассматривая ее как одну из наиболее интересных в практическом отношении. Исходя из представлений Л. Б. Рухина, авторы намечают два направления эпигенетических процессов — прогрессивный и регрессивный, с которыми связаны конкретные группы промышленных месторождений урана.

При характеристике месторождений авторы большое внимание уделяют также вмещающим породам как геологической среде, анализируя их литолого-фациальный облик и физико-химические особенности.

Разделы книги, касающиеся урановых месторождений, связанных с угленосными и битуминозными породами, особенно важны для геологов, работающих в области поисков и разведки месторождений минерального топлива.

В заключение авторы приводят краткие сведения о региональных закономерностях размещения месторождений радиоактивного сырья с выделением ураноносных провинций и эпох накопления урансодержащих пород и промышленных концентраций урана.

Рассматриваемый труд представляет собой полезное и очень нужное учебное пособие, интересное не только для студентов, но и для геологов. Многие сведения, приводимые авторами, окажут существенную помощь молодым специалистам, работающим в поисковых и разведочных партиях.

В настоящее время нет подобных руководств, где бы так подробно и полно были освещены закономерности формирования месторождений радиоактивных металлов в осадочных породах. Это отличает данное руководство от опубликованной в последнее время многочисленной специальной литературы, в которой наиболее подробно рассматриваются эндогенные месторождения.

Рецензируемая книга не перегружена излишней терминологией, легко читается, наглядно иллюстрируется многочисленной графикой, микрофотографиями, схемами и, несомненно, будет встречена геологической общественностью с большим удовлетворением.

В дальнейшем, при возможном переиздании книги, авторам следует рекомендовать дополнить соответствующие ее разделы изложением гидрогеохимических и биохимических методов поисков урановых месторождений. Имеющиеся данные по этому вопросу разбросаны в многочисленных литературных источниках и их следует свести.

Было бы полезным также рассмотреть более детально стадии эпигенетических процессов, играющих важную роль в формировании урановых месторождений. Наконец, большой интерес представляет анализ на примере урановых месторождений связи оруденения с ритмичностью осадконакопления продуктивных толщ. Для осадочных месторождений других металлов, в частности меди, свинца, цинка, этот вопрос в последнее время получил достаточное освещение.

Институт геологии
АН Киргизской ССР
Фрунзе

Дата поступления
16.II.1966

ХРОНИКА

УДК 552.0

VII ВСЕСОЮЗНОЕ ЛИТОЛОГИЧЕСКОЕ СОВЕЩАНИЕ

С 16 по 19 ноября 1965 г. в Москве проходило VII Всесоюзное литологическое совещание, организованное Комиссией по осадочным породам при Отделении наук о Земле АН СССР и Министерством геологии СССР. Аналогичные совещания по различным проблемам изучения осадочных пород и полезных ископаемых как регионального, так и общетеоретического характера созывались ранее периодически через 2—3 года.

VII литологическое совещание было посвящено геохимии осадочных пород и руд. Программа совещания состояла из трех разделов: I — геохимия коры выветривания и вынос растворимых веществ; II — геохимия современного осадконакопления; III — геохимия древних осадочных толщ и руд, причем в этом же разделе рассматривалось перераспределение элементов на эпигенетической стадии породообразования.

Во вступительном слове министр геологии СССР А. В. Сидоренко поставил перед участниками совещания ряд задач, нацеливающих литологов на решение с помощью геохимии вопросов, имеющих большое значение при изучении месторождений полезных ископаемых среди древних толщ.

По I и II разделу программы было заслушано 7 докладов.

В докладе Н. М. Стрехова «К познанию гумидного геохимического процесса» была показана зависимость накопления Fe, Mn, Ni, Co, Cu и ряда других элементов в пелагических илах водоемов от их размеров. Показано также, что вопреки широко распространенным взглядам в отечественной и зарубежной литературе образование железомарганцевых стяжений в современных океанах обязательно в основном не вносом вулканического материала, а весьма далеко зашедшей осадочной дифференциации взвешенных и растворенных веществ, сносимых с суши, а также интенсивному перераспределению их в диагенезе.

Б. М. Михайлов (ВСЕГЕИ) на примере Либерийского щита (Гвинейская республика) показал, что в условиях влажного тропического климата в разных фациальных останковках (вне зависимости от состава коренных пород) формируются различные типы кор выветривания, характеризующиеся определенными изменениями и степенью подвижности основных и рассеянных элементов. Степень подвижности элементов в свою очередь контролирует процессы минералообразования в различных зонах коры выветривания. В одних случаях (коры выветривания высоких пенепленов и горных областей) это приводит к накоплению свободных гидратов глинозема и окиси железа, участвующих в образовании месторождений бокситов, а в других (коры выветривания низких пенепленов и равнинных областей) — к их выносу и появлению на конечной стадии каолинитов.

Сообщение Н. А. Лисицыной (ГИН АН СССР) было посвящено геохимии коры выветривания амфиболитов юга Украинского кристаллического щита и порфиритов Тургайского прогиба. Применение метода абсолютных масс позволило количественно оценить характер распределения и выноса элементов в элювиальном процессе. В самой нижней зоне слабоизмененных пород присутствуют все элементы, и в значительных количествах, кроме легкоподвижных, составляющих от исходных не более 5—30%. В средней зоне легкоподвижные элементы почти отсутствуют, а подвижные составляют всего 20—27%. В верхней же зоне количество подвижных элементов еще больше уменьшается, малоподвижные же сохраняются на 50—60%. Здесь господствуют в основном наиболее устойчивые элементы.

В докладах Г. С. Коновалова, А. А. Ивановой, Т. Х. Колесниковой (Новочеркасский гидрохимический ин-т) и А. Э. Конторовича (СНИИГГИМС) рассматривались особенности миграции элементов в главнейших реках СССР. Богатый фактический материал, приведенный Г. С. Коноваловым и др., еще раз убедительно доказал весьма важную роль взвешенных веществ в миграции элементов.

А. П. Лисицын (Ин-т океанологии АН СССР) доложил результаты изучения извешенного материала в Мировом океане и о его роли в формировании современных осадков.

Доклад И. И. Волкова и В. Ф. Севостьянова (Ин-т океанологии АН СССР) был посвящен особенностям диагенетических процессов при образовании железо-марганцевых конкреций в Черном море. Происхождение последних, по их мнению, связано с увеличением в ходе осадконакопления концентраций коллоидов железа и марганца на поверхности донных отложений.

Наибольшее количество сообщений пришлось на III раздел программы — геохимии древних осадочных пород и руд. Участники совещания остановились на вопросах генезиса рудных образований свинца, цинка и меди, особенностях распределения макро- и микроэлементов в рудных и безрудных отложениях. Освещение этих вопросов проходило с различных генетических позиций.

Л. В. Пустовалов и А. М. Лурье (ЛОПИ) предлагают классифицировать осадочные месторождения меди и других цветных металлов по геотектоническому признаку, объединяя их в два типа, различающихся по стадии развития бассейна: джезказганский (регрессивная стадия) и мансфельдский (трансгрессивная стадия). Месторождения, образовавшиеся в разных условиях геотектонического режима, отличаются фаціальным составом рудовмещающих пород, морфологией рудных тел, условиями их залегания и другими особенностями. В. М. Попов (Геологический ин-т АН Казахской ССР) доложил о стратифицированных осадочных рудных образованиях свинца и цинка Тянь-Шаня и Центрального Казахстана. Сообщение С. Анкинович (ГИН АН Казахской ССР) было посвящено условиям накопления и формирования ванадиеносных образований Южного Казахстана, устанавливаемых в виде горизонта черных сланцев (лентиты и углито-кремнисто-глинистые сланцы), занимающих строго определенные положения в разрезах нижнепалеозойских отложений.

В. Д. Шутов и И. П. Дружинин (ГИН АН СССР) применили к изучению особенностей строения пестроцветных меденосных отложений Джезказгана фациально-циклический метод. Полученные данные свидетельствуют о фациальном контроле в распределении рудного вещества как в седиментационную, так и в диагенетическую стадию осадкообразования.

В отличие от этого П. Т. Тажибаева привела некоторые факты, свидетельствующие, по ее мнению, о гидротермальном происхождении Джезказганского меденосного месторождения.

В. И. Попов (Ташкентский гос. ун-т) рассмотрел вопрос о коэффициенте геохимической вероятности образования осадочных месторождений.

Н. В. Логвиненко и В. Г. Космачев (Харьковский гос. ун-т) при изучении терригенного флиша (таврическая формация Крыма) установили, что высокая скорость осадконакопления при поступлении большого количества терригенного материала подавляет карбонатную седиментацию, создавая предпосылки для широкого развития межслоевой миграции иловых растворов при диагенезе, ведущей к обогащению некоторыми элементами зернистых осадков и появлению конкреции сидеритового и кальцитового состава.

Для выяснения закономерностей распределения Fe, Mn, P, S_{org} и некоторых малых элементов в породах, образовавшихся при участии вулканизма с различным составом лав, Н. Г. Бродская (ГИН АН СССР) рассмотрела особенности геохимии некоторых мезозойско-кайнозойских вулканогенно-осадочных комплексов геосинклинальных зон Кавказа, Сахалина, Камчатки и ряда районов Курильских о-всв. В результате исследований были получены данные, свидетельствующие о некоторых различиях в распределении ряда элементов с щелочным базальтовым, известково-щелочным и кислым составом лав.

На совещании также был заслушан доклад А. Б. Ронова, Ю. П. Гирниа, Г. А. Казакова и М. И. Илюхина (ГЕОХИ АН СССР) об особенностях химического и минерального состава осадочных пород геосинклинальных и платформенных областей на примере Русской платформы и Кавказа.

Д. П. Сердюченко (ИМГРЭ) в своем докладе «О геохимической наследственности в ряду осадочных — метаморфических — полигенных пород» на примере нескольких наиболее характерных элементов (Fe, V, Ba, P и др.) показал, что в основном геохимия и литология сиалической оболочки Земли является производной метаморфизма и глубинного плавления (сопровождаемых гидротермальной и метаморфической деятельностью) материнских пород, исходных осадочных пород и гипергенных концентраций и руд различных химических элементов.

В докладе В. Н. Холодова, В. В. Буркова и др. (ИМГРЭ) обосновываются принципы генетической классификации осадочных месторождений редких элементов. В сингенетических редкометалльных месторождениях концентрация элементов контролируется климатическими условиями эпохи рудообразования. В эпигенетических месторождениях влияние климата проявляется на ряде этапов.

В докладах А. И. Германова (ГЕОХИ АН СССР), А. И. Перельмана (ИГЕМ АН СССР), Е. А. Головина (ВИМС) и др. рассматривалась роль эпигенетических процессов в осадочных породах и их роль в образовании месторождений полезных ископаемых.

Рассматривая особенности экзогенных процессов, А. И. Перельман и др. установили в горизонтах подземных вод определенную эпигенетическую зональность, нередко простирающуюся на километры и десятки километров на крыльях артезианских бассейнов. Рудные тела эпигенетического происхождения в этих зонах занимают вполне определенное положение и связаны с наличием в последних участков (геохимические барьеры), в которых происходит резкое изменение химических особенностей среды, что приводит к уменьшению интенсивности миграции таких элементов, как уран и селен (возможно, также медь, свинец, цинк и др.).

В работе VII Всесоюзного литологического совещания приняло участие около 500 человек, в том числе 260 человек из разных городов Советского Союза, из институтов Академии наук СССР и союзных республик, а также производственных и научных организаций Министерства геологии СССР. В совещании также приняли участие ученые из Германской Демократической Республики, Польской Народной Республики, Румынской Социалистической Республики и Венгерской Народной Республики. Среди них доктора наук Г. Пейх, Д. Бардоши, Г. Мразек и др. (всего 14 человек).

А. Вевюра (Геологический ин-т Польской АН) сделал сообщение о коре выветривания диабазовых пород на юге Польши. М. Ренч и Т. Кеммель (Центральный геологический ин-т, ГДР) поделились результатами последних исследований мансфельдских меденосных сланцев.

Совещание протекало очень активно. Все сообщения содержали новый фактический материал и существенные теоретические выводы. Большинство докладов вызвало большой интерес. Доклады широко обсуждались.

Л. Е. Штеренберг



ОПЕЧАТКА

В статье О. А. Щербакова с соавторами (№ 2 за 1966 г.)
правильные инициалы авторов: И. В. Пахомов и Б. И. Чу-
вашов.

**ПРИНИМАЕТСЯ ПОДПИСКА
НА ЖУРНАЛЫ ИЗДАТЕЛЬСТВА «НАУКА»
НА 1967 ГОД**

**ЖУРНАЛЫ
ПО ГЕОЛОГО-ГЕОГРАФИЧЕСКИМ НАУКАМ**

Название журнала	К-во номеров в год	Подписная цена (годовая)
ГЕОЛОГИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ	6	7 р. 20 к.
ГЕОТЕКТНИКА	6	7 р. 20 к.
ЗАПИСКИ ВСЕСОЮЗНОГО МИНЕРАЛО- ГИЧЕСКОГО ОБЩЕСТВА	6	7 р. 20 к.
ИЗВЕСТИЯ АКАДЕМИИ НАУК СССР СЕРИЯ ГЕОГРАФИЧЕСКАЯ	6	9 р.
ИЗВЕСТИЯ АКАДЕМИИ НАУК СССР СЕРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ	12	18 р.
ИЗВЕСТИЯ ВСЕСОЮЗНОГО ГЕОГРАФИ- ЧЕСКОГО ОБЩЕСТВА	6	5 р. 40 к.
ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ	6	7 р. 50 к.
ОКЕАНОЛОГИЯ	6	9 р.
ГЕОЛОГИЯ И ГЕОФИЗИКА (ЖУРНАЛ СИБИРСКОГО ОТДЕЛЕНИЯ АКАДЕМИИ НАУК СССР)	12	8 р. 40 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.

