

ISSN 0024-497X



ИЗДАТЕЛЬСТВО · НАУКА ·

КОНТРОЛЬНЫЙ ЭКЗ.

# ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

1

1985

## СОДЕРЖАНИЕ

<i>Дриц В. А., Коссовская А. Г.</i> Слоистые силикаты в земной коре. Сообщение 2. Группы смектитов, слюд, хлоритов и палыгорскит-сепиолитов	3
<i>Холодов В. Н., Туровский Д. С.</i> К проблеме осадконакопления в Каспийском море. Сообщение 1. Геохимия микроэлементов в современных осадках	17
<i>Ерошев-Шак В. А., Карпов Г. А., Ильин В. А.</i> Литология современных осадков гидротермального озера Хлоридное на Камчатке	35
<i>Кацнельсон Ю. Я.</i> Бор и некоторые другие элементы-примеси в глауконитах бассейна Дона	49
<i>Махнач А. А.</i> Постседиментационный гипс в рифейско-эйфельских отложениях Белоруссии	59
<i>Валяев Б. М., Гринченко Ю. И., Ерохин В. Е., Прохоров В. С., Титков Г. А.</i> Изотопный облик газов грязевых вулканов	72
<i>Фирсова С. О., Якименко Е. Ю.</i> Еще раз к вопросу о шунгите	88
<i>Бураковский Л. А., Джебанишвиль Р. Д.</i> Структура порового пространства кайнозойских глин Азербайджана в связи с развитием в них аномально высоких поровых давлений	96

### Краткие сообщения

<i>Ромм Г. М., Кривулина Ю. А.</i> Морфометрическая характеристика песчаных отложений береговой зоны косы Куршю-Нерия	106
<i>Корневский С. М., Кислик В. З.</i> Литоконтакты верхнефаменской калиеносной субформации Припятской впадины	112
<i>Ле Ван Кы.</i> Роль дельты Меконга в формировании осадочного чехла шельфа Юго-Восточного Вьетнама	117
<i>Головенко В. К.</i> Об аномально высоких содержаниях стронция в рифейских онколитовых известняках Патомского нагорья	122
<i>Бекасова Н. Б.</i> Палеогеография Печенги в нижнепильгуярвинское время раннего протерозоя (Кольский полуостров)	127
<i>Вишневецкая В. С., Добрецов Н. Л.</i> Проблемы кремненакопления на офиолитовом симпозиуме «Тектоника океанов и метаморфизм»	138
<i>Григорий Федорович Крашенинников</i> (К 75-летию со дня рождения)	140
<u>Михаил Георгиевич Валяшко</u>	142

## CONTENTS

<i>Dritz V. A., Kossovskaya A. G.</i> Layered silicates in the Earth's crust. Communication 2. Groups of smectites, micas, chlorites and palygorskite-sepiolites . . . . .	3
<i>Kholodov V. N., Turovsky D. S.</i> On problem of sediment accumulation in the Caspian Sea. Communication 1. Geochemistry of microelements in present-day sediments . . . . .	17
<i>Eroshchev-Shak V. A., Karpov G. A., Iljin V. A.</i> Lithology of present sediments of the hydrothermal lake Khlordidnoe on Kamchatka . . . . .	35
<i>Katsnelson Yu. Ya.</i> Boron and some other elements-admixtures in glauconites of the Don basin . . . . .	49
<i>Makhnach A. A.</i> Postsedimentary gypsum in Riphean-Eifelian deposits of Belorussia . . . . .	59
<i>Valyaev B. M., Grinchenko Yu. I., Erokhin V. E., Prokhorov V. S., Titkov G. A.</i> Isotopic habit of mud volcano gases . . . . .	72
<i>Firsova S. O., Yakimenko E. Yu.</i> Once again on schungite . . . . .	88
<i>Buryakovskiy L. A., Dzhevanshir R. D.</i> Structure of porous space of Cenozoic clays of Azerbaijan relative to development in them of abnormally high porous pressures . . . . .	96
<i>Brief communications</i>	
<i>Romm G. M., Krivulina Yu. A.</i> Morphometric characteristic of arenaceous deposits of the Kurshyu-Neria spit of land . . . . .	106
<i>Korenevskiy S. M., Kislik V. Z.</i> Lithocomplexes of the Upper Famennian potassium-bearing sub-formation of the Pripyat trough . . . . .	112
<i>Le Van Ky.</i> The role of the Mekong delta in formation of the sedimentary cover of the South-East Viet-Nam shelf . . . . .	117
<i>Golovenok V. K.</i> On abnormally high Sr-contents in Riphean oncolitic limestones of the Patom highland . . . . .	122
<i>Bekasova N. B.</i> Paleogeography of the Pechenga in the Lower Pylguyarvinian time of the Early Proterozoic (Kola peninsula) . . . . .	127
<i>Vishnevskaya V. S., Dobretsov N. L.</i> Problems of silicon accumulation at the Ophiolite Symposium «Tectonics of Oceans and Metamorphism» . . . . .	138
Grigori Fedorovich Krasheninnikov (to the 75-th birthday)	140
<u>Mikhail Georgievich Valyashko</u> . . . . .	142

УДК 552.52 : 549

## **СЛОИСТЫЕ СИЛИКАТЫ В ЗЕМНОЙ КОРЕ**

### **СООБЩЕНИЕ 2. ГРУППЫ СМЕКТИТОВ, СЛЮД, ХЛОРИТОВ И ПАЛЫГОРСКИТ-СЕПИОЛИТОВ**

**ДРИЦ В. А., КОССОВСКАЯ А. Г.**

Рассматриваются кристаллохимические особенности и геологическое распространение минералов групп смектитов, диоктаэдрических слюд, триоктаэдрических хлоритов и палыгорскит-сепиолитов.

#### **МИНЕРАЛЫ ГРУППЫ СМЕКТИТОВ**

Основные закономерности распределения смектитов выступают достаточно ясно [9]. Выделяются группы ди- и триоктаэдрических смектитов. В осадочной оболочке абсолютным распространением пользуется группа диоктаэдрических смектитов. Среди них выделяются Al-, Al—Fe<sup>3+</sup>- и Fe<sup>3+</sup>—Al-разновидности монтмориллонитов и бейделлитов, а также Fe<sup>3+</sup>-смектиты, или нонтрониты. Триоктаэдрические разновидности связаны со специфическими обстановками относительно закрытых систем. Среди них выделяются группы магнезиальных, магнезиально-железистых и железистых сапонитов. В осадочных комплексах они редки — магнезиальные сапониты были встречены главным образом в эвапоритовых формациях [36]. Зато в продуктах наземного изменения платобазальтов континентов и особенно в измененных базальтах океанического дна наблюдается все разнообразие различных модификаций сапонитов: от своеобразных, недавно установленных ферриоксисапонитов [6, 7] до «чистых» Mg-сапонитов [44].

Следует отметить, что ряд зеленых, бурых чешуйчатых минералов, замещающих оливины, выполняющие интерстиционные промежутки, везикулы и трещины в базальтах, выделявшиеся ранее как самостоятельные минеральные фазы — идингситы, боулингиты, оказались принадлежащими к группе сапонитов. То же относится и к некоторым хлоритам.

Характерной чертой смектитов является принадлежность этих минералов к породам высокогидратированной оболочки Земли с относительно низкими температурами и давлениями.

**Подгруппа диоктаэдрических смектитов.** Диоктаэдрические смектиты — вездесущие минералы осадочной оболочки как континентальных блоков, так и океанов. Однако между смектитами различных формаций континентов и океанов есть важное отличие. На континентах как на платформах, так и в геосинклиналях в терригенных, хемогенно-терригенных и вулканогенно-осадочных комплексах распространена главным образом группа алюминиевых смектитов (коры выветривания, терригенно-глинистые и карбонатно-кремнистые формации и др.) и Al—Fe-смектитов (вулканогенно-осадочные породы древних и современных геосинклиналей, бентонитовые глины гидротермальных полей).

В океанах как в осадочном чехле, так и в гальмиролитически измененных базальтах Al и Al—Fe<sup>3+</sup>-смектиты крайне редки. Они встречены в единичных случаях в областях сопряжения континентальной и океанической коры [9]. Среди океанических глинизированных пород почти исключительно распространены железисто-алюминиевые и железистые смектиты (нонтрониты). Первые — фоновые минералы, связанные с разложением пород базальтового субстрата — основной питающей провин-

ции океана. Вторые — синтетические образования, связанные с поступлением гидротермальных растворов в тектонически активных участках океанического дна [9, 13]. Температуры образования нонтронитов Галапагосской рифтовой зоны и Красного моря, определенные непосредственными измерениями и расчетами по изотопному составу кислорода, колеблются в пределах 25—50° С [1, 2, 48, 58 и др.].

На континентах железистые смектиты встречаются только среди молодых пород железорудных формаций, не измененных процессами эпигенеза (катагенеза), например в Керченском железорудном месторождении, а также в продуктах преобразования и в корах выветривания основных и ультраосновных пород.

Примечательно еще одно существенное отличие диоктаэдрических смектитов континентов и океанов. В первых основным межслоевым катионом является кальций, реже натрий, во вторых — калий. Особенность океанических смектитов предопределяет их важную роль как одного из минералов, способствующих накоплению в породах океанической коры признаков начальной континентализации [28].

Смектиты в геологическом аспекте являются относительно недолговечными образованиями. В мощных разрезах терригенно-глинистых и вулканогенных комплексов в условиях повышающихся температур и давлений смектиты как самостоятельная фаза быстро исчезают, преобразуясь в смешанослойные минералы. Температуры преобразования смектитов в природных системах колеблются в интервале 50—100° С. В ряде случаев в мезозойско-кайнозойских комплексах удается установить корреляцию перехода смектитов в смешанослойные минералы с геотермическим градиентом [21 и др.]. По-видимому, важным фактором является также длительность процесса. Хорошо известно, что в осадочных породах смектиты широко распространены в мезозойско-кайнозойских комплексах, редки в палеозойских и более древних отложениях.

В зависимости от катионного состава поровых растворов, который в свою очередь определяется составом пород, слагающих те или иные комплексы, смектиты преобразуются в смешанослойные минералы типа смектит-слюда или, реже, смектит-хлорит. В разрезах терригенных пород континентальных блоков наиболее широко распространены и известны процессы гидрослюдизации смектитов. Это связано с тем, что в составе их обломочного костяка обильно представлены разрушающиеся при постседиментационных процессах калийсодержащие минералы (калиевые полевые шпаты, плаггиоклазы, слюды). В комплексах, отличающихся высоким содержанием фемических компонентов, наряду с гидрослюдизацией может идти формирование смектит-хлоритовых смешанослойных минералов. Этот процесс, видимо, достаточно широко распространен в вулканогенных граувакках и туфах древних и современных активных поясов [5, 12, 38, 39, 56]. Такой же тип преобразования смектитов может иметь место в хемогенно-терригенных комплексах при активной роли богатых магнием поровых растворов [19]. Кристаллохимические аспекты процессов постседиментационного преобразования смектитов представляют существенный интерес для решения ряда проблем нефтяной геологии.

**Подгруппа триоктаэдрических смектитов.** Как уже отмечалось, эта подгруппа минералов широко распространена среди продуктов преобразования базальтоидов. Наиболее полная информация сосредоточена сейчас в литературе, посвященной характеристике преобразования океанических базальтов. Материалы глубоководного бурения показали важную роль морской воды в изменениях первичных геохимических характеристик толеитовых базальтов. Основные изменения базальтов выражаются в увеличении содержания воды, окислении железа и накоплении калия. «Носителями» этих изменений являются новообразованные аутигенные минералы, среди которых важная роль принадлежит слоистым силикатам, в том числе диоктаэдрическим и триоктаэдрическим смектитам. По результатам первых исследований, опубликованных в «голубых томах» [44, 51 и др.] — отчетах по глубоководному бурению с судна «Гломар

Челленджер», создано впечатление, что в продуктах изменений присутствуют две контрастные смектитовые фазы: высокожелезистая, которую можно было трактовать как нонтронитовую, и магнезиальная — сапонитовая. Однако ведущиеся в настоящее время исследования позволили уточнить, во-первых, специфику высокожелезистых смектитов, оказавшихся по существу новой минеральной разновидностью — оксисмектитами, характерной как для океанических, так и для континентальных базальтов. В генезисе этой разновидности смектитов остается еще много неясного, однако кристаллохимическая характеристика установлена с достаточной полнотой [6, 7, 34], на чем мы остановимся ниже. Во-вторых, установлено существование между железистыми и магнезиальными смектитами гаммы постепенных переходов от чистожелезистых сапонитов до чистомагнезиальных. Закономерности в распределении различных типов смектитов пока не выявлены. На основании экспериментальных данных предполагалось, что магнезиальные смектиты образуются при более высоких температурах и при наибольшей закрытости системы. Однако это обстоятельство пока не подтверждается исследованиями, ведущимися сейчас авторами. В океанических базальтах в оторочках заполнения везикул и трещин наблюдается разнообразная зональность, нередко повторяющаяся. При этом магнезиальные сапониты чаще располагаются в центральных частях везикул, но иногда они присутствуют и во внешних оторочках, а вслед за ними идут железистые фазы [18, 51]. Стадиальные ряды парагенезов чистожелезистых, чистомагнезиальных и промежуточных между ними Fe—Mg-сапонитов и их ассоциации с селадонит-глауконитовыми минералами, палагонитом, хлорофентом, аморфными железисто-кремнистыми фазами и цеолитами еще предстоит изучить. По-видимому, процесс преобразования океанических базальтов имеет сложный пульсационный характер. Установление типов и закономерностей этого процесса является сейчас объектом изучения многих специалистов [14, 18, 31, 34, 40, 44, 51, 55 и др.]. Однако уже сейчас можно сказать, что в непрерывном ряду сменяющихся оторочек трещинок и везикул, различающихся по уменьшению интенсивности зеленых окрасок разных тонов, смектиты следуют за аморфными железисто-кремнистыми фазами и минералами селадонит-глауконитовой группы, что может быть свидетельством относительно более низкой температуры их образования. По данным изотопных исследований кислорода, температура образования смектитов в океанических базальтах оценивается от температуры морской воды (4°С) до 40°С [53, 54].

*Ферриоксисапониты.* Появившиеся в последние годы публикации по изучению вторичных изменений базальтов как океанов, так и континентов показывают, что продукты этих изменений наиболее широко представлены различными типами сапонитов. Детальное изучение этих минералов комплексом различных физических методов позволило показать, что высокожелезистые смектиты представлены новыми минеральными разновидностями. Их кристаллохимической спецификой являются аномально высокие содержания  $Fe_2O_3$ , достигающие 25%, не свойственные обычно триоктаэдрическим сапонитам. Если основываться на результатах расчета структурных формул по стандартной методике, то можно было бы сделать вывод, что мы имеем дело с неизвестными ранее разновидностями, промежуточными между ди- и триоктаэдрическими минералами, поскольку сумма октаэдрических катионов обычно равнялась 2,5—2,8 на формульную единицу. Однако определение содержания гидроксильных групп в структуре исследуемых смектитов прямыми методами с учетом данных мессбауэровской спектроскопии показало, что в действительности эти минералы являются триоктаэдрическими или близкими к таковым [7]. Высокий положительный заряд октаэдрических сеток за счет высокого содержания  $Fe^{3+}$  компенсируется дефицитом атомов водорода в позициях, занимаемых ОН-группами.

Изучение высокожелезистых смектитов в более проницаемых базальтовых породах (миндалекаменных базальтах, мандельштейнах и др.) показало, что под действием фильтрующихся вод происходит восстано-

ление состава анионного каркаса до нормального  $O_{10}(OH)_2$  с параллельным преобразованием оксисмектита в нонтронит [6]. Данный механизм принципиально отличается от механизма диоктаэдризации триоктаэдрических биотитов и смектитов, описанного в работе [15].

### МИНЕРАЛЫ ГРУППЫ ДИОКТАЭДРИЧЕСКИХ СЛЮД

Распределение минералов семейства слюд отличается также достаточно выразительной характеристикой. Слюдистые минералы во всем своем кристаллохимическом разнообразии являются типичными минералами, связанными с породами самых различных геологических обстановок континентальной коры материков. Они гораздо менее распространены в вулканогенных и вулканогенно-осадочных комплексах островных дуг и внутренних морей, редки и специфичны по своему составу в океанах, где присутствуют только железистые слюды.

Геокристаллохимические особенности диоктаэдрических слюд континентов были рассмотрены авторами ранее [15, 16, 20], поэтому здесь остановимся на них очень коротко, сосредоточив основное внимание на подгруппе железистых слюд — глауконит-селадонитов. Интерес к этим минералам не снижается в течение многих десятков лет. Сейчас эти минералы приобрели особенный интерес в связи с находками их в осадочном слое и измененных базальтах океанов. В последние годы накопился новый обширный фактический материал, а проблема их генезиса приобрела остродискуссионный характер.

Вне зависимости от состава слоев 2:1 важным диагностическим признаком является политипия слюд. Политипу 1M соответствует структура, в которой все слои имеют одну и ту же азимутальную ориентировку, ячейка однослойная и моноклиная. В слюдах политипной модификации  $2M_1$  и  $2M_2$  последовательные слои развернуты относительно друг друга на  $\pm 120^\circ$  и  $\pm 60^\circ$  соответственно, тогда как в 3T-модификации каждый последующий слой повернут относительно предыдущего на  $120^\circ$ . Наряду с политипными модификациями в пределах каждой подгруппы выделяются разновидности, отличающиеся составом слоев, которые имеют собственные наименования (см. классификацию в [10]).

**Подгруппа алюминиевых слюд.** Мусковиты и серициты являются характернейшими минералами гранитно-метаморфического фундамента платформ и щитов. Чистоалюминиевые (мусковит-серицитовые) слюды встречаются во многих гидротермальных месторождениях, испытывающих предварительное кислотное выщелачивание. Они описаны рядом авторов в месторождениях золота, вольфрама, меди, свинца, цинка и др. [30 и др.]. В целом для слюдистых минералов вмещающих пород рудных месторождений разных типов характерны значительные колебания в степени замещения Si на Al в тетраэдрах слоев 2:1 и низкая железистость. С понижением температуры в кристаллах слюд возрастает доля смектитовых разбухающих межслоев.

Среди серицит-мусковитов гидротермальных месторождений встречаются почти все известные политипные модификации слюдистых минералов. Высокотемпературные политипы  $2M_1$  и  $2M_2$  считаются важными поисковыми критериями рудоносности в ареалах рудных полей. Разнообразие политипных модификаций и широкие колебания тетраэдрического заряда являются залогом того, что при детальном изучении парагенезов различных серицитов и мусковитов с другими ассоциирующими минералами и породами гидротермальных месторождений золота, цветных металлов, урана и др. они могут служить индикаторными минералами разных геологических условий, в частности температуры и химического состава растворов. Возможно, определенные типы слюд удастся связать с различными типами рудоносности. Постановка специальных работ в этом направлении очень перспективна.

Мусковиты политипа  $2M_1$  являются «сквозными» минералами пород метаморфических комплексов от зеленосланцевой до нижней половины амфиболитовой фации. В фациях метаморфизма умеренных давлений

наибольшей чистоты состава мусковит достигает в породах фации, предшествующей ортоклазовой изограде. В фациях метаморфизма высоких давлений появляется специфическая модификация Al, Fe<sup>3+</sup>, Mg диоктаэдрических слюд — фенгиты, среди которых встречаются политипы 2M<sub>1</sub>, 1M и 3T. В них часто межслоевой калий замещается натрием, вплоть до появления смесей с парагонитом. Различные типы диоктаэдрических слюд с большим или меньшим фенгитовым и парагонитовым компонентами широко используются для картирования фаций регионального метаморфизма, в частности оконтуривания надвиговых зон [49, 56].

В осадочных отложениях широко распространены гидрослюды и иллиты, представленные 1Md, 1M и 2M<sub>1</sub> политипами, в состав которых помимо Al входят в переменных количествах октаэдрические катионы Fe<sup>3+</sup> и Mg. В виде мономинеральных образований они редки, но в качестве важнейшего компонента присутствуют почти во всех глинах и песчаниках самых разнообразных генетических комплексов терригенных и терригенно-хемогенных пород, начиная от современных до докембрийских как в платформенных, так и в геосинклинальных областях. Также широко распространены в осадочных комплексах Fe<sup>3+</sup>-слюды — глаукониты; этой группе будет посвящен специальный раздел.

Наконец, существует еще промежуточная группа Fe—Al-иллитов, связанная с терригенно-эвапоритовыми формациями. В эвапоритовых формациях встречается также ранее малоизвестный слабоустойчивый минерал — лейкофиллит алюминий-магниевого состава [19, 36].

Общими особенностями осадочных гидрослюд, образующихся в диагенезе, являются: 1) низкий тетраэдрический заряд (0,2—0,6), т. е. высокое содержание Si в тетраэдрах; 2) политипные структуры 1Md, отличающиеся слабой упорядоченностью; 3) присутствие разбухающих слоев в структуре; 4) высокое содержание Mg, Fe<sup>2+</sup> и Fe<sup>3+</sup>. Все эти особенности могут быть унаследованными от первичной фазы монтмориллонита, которую, по-видимому, проходят все гидрослюды при своем формировании в диагенезе и раннем эпигенезе.

При переходе к зоне глубинного эпигенеза наблюдается постепенное увеличение (0,55—0,90) тетраэдрического заряда, появление упорядоченных структур — вначале 1M и далее 2M<sub>1</sub>, исчезновение разбухающих межслоевых промежутков. Наконец, при переходе к собственно метаморфическим породам мусковиты относятся уже только к политипу 2M<sub>1</sub>, отличаются высоким (не менее 0,8) зарядом и существенной «очисткой» октаэдров от окисного железа и двухвалентных катионов Mg.

**Подгруппа железистых слюд.** До настоящего времени в многочисленных работах как советских, так и зарубежных авторов существуют серьезные разногласия в трактовке особенностей и происхождения минералов группы селадонита-глауконита. В последние годы железосодержащие слюдястые минералы привлекли особое внимание в связи с их обнаружением в современном осадочном слое окраинных областей океанов, в рифтовых зонах в парагенезе с металллоносными осадками (Красное море, Галапагосская зона) и, наконец, в измененных базальтах [1, 2, 17, 31, 52, 58]. По-видимому, априорно можно утверждать, что эта группа минералов полигенна.

До последнего времени наиболее распространенной была точка зрения, согласно которой селадониты являются типичными минералами гидротермального генезиса, а глаукониты — осадочными образованиями. Сейчас появились данные, свидетельствующие о том, что железистые слюды, формирование которых связывается как с осадочным, так и гидротермальным процессом, могут быть представлены целой гаммой разновидностей, образующих ряд от глауконита до селадонита или наоборот. В этих условиях использование кристаллохимических критериев для решения вопроса генезиса рассматриваемой группы минералов уже не столь однозначно, как предполагалось ранее.

Прежде чем обсуждать основные точки зрения о происхождении и эволюции рассматриваемой группы минералов, отметим некоторые особенности их распределения в земной коре (фигура). Хорошо видно, что

Слоистые силикаты		Структуры и литологические комплексы																
		Континенты											Переходная зона			Океаны		
		Платформы и мезозойские синклинали						Древние и современные эвгосинклинали					I слой осадочный чехол			II слой базальтовый субстрат		
		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
Каолинит-Серпентины	Каолиниты		■	■	■													
	Бертьерины			■						■								
	Серпентины													■				
Пиро-Филлит-Тальк	Пирофиллит																	
	Тальк																	
Смектиты	Диоктаэдр-триоктаэдр-зрительские рические	Al(Fe <sup>3+</sup> )	■	■	■	■					■	■	■					
		Fe <sup>3+</sup> (Al)	■	■	■	■					■	■	■					
		Fe <sup>3+</sup>																
		Fe <sup>2+</sup> Mg																
		Mg																
Слюды	Диоктаэдр-зрительские	Al																
		Al, Fe <sup>3+</sup>		■	■	■	■											
		Al, Mg																
		Fe <sup>3+</sup> (Mg)		■	■	■	■											
Хлориты	Триоктаэдр-рические	Fe <sup>2+</sup> Mg		■	■	■	■											
		Fe <sup>2+</sup> (Fe <sup>3+</sup> )																
		Mg																
Пальцеобраз-Силикат-Сераулит	Пальцеобразит																	
	Сераулит																	

■ 1 ■ 2 ■ 3 | 4 | 5

Основные типы литологических комплексов на континентах, в переходной зоне и в океанах

1 — коры выветривания; 2 — терригенно-глинистые континентальные (угленосные); 3 — терригенно-глинистые морские; 4 — карбонатно-кремнистые; 5 — эвапоритовые; 6 — железорудные формации; 7 — вулканогенно-осадочные; 8 — метаморфизованные зелено-сланцевые формации; 9 — гидротермальные ареалы полиметаллических месторождений; 10 — современные гидротермальные поля; 11 — офиолиты; 12 — фоновые абиссальные глины; 13 — металлоносные осадки рифтовых областей; 14 — гялокластиты; 15 — базальты субстрата; 16 — метабазиты разломов; 17 — ультрабазиты. Относительная распространенность минералов: 1 — много, 2 — умеренно, 3 — мало, 4 — очень мало, 5 — следы

на континентах глаукониты, несмотря на распространенность в отложениях разного возраста, играют существенно подчиненную роль по сравнению с подгруппой Al-слюд. Напротив, в разных океанических типах геологических обстановок как в осадочном слое, так и в базальтах мы встречаем практически только железистые слюдястые минералы, которые отличаются очень высоким содержанием катионов Fe<sup>2+</sup> при незначительной доле Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (меньше 5%, а иногда и 1%).

Глаукониты в осадочных отложениях развиты очень широко и встречаются в разнообразных литологических типах пород (песчаных, карбонатных, кремнистых, глинистых и др.) во всем разрезе осадочного чехла земной коры, начиная с рифея и до современных осадков океанов. И. В. Николаева [29] установила определенные периоды «вспышек» наиболее интенсивного глауконитообразования, имевшего место в рифее, ниже кембрии, ордовике, мелу и палеогене. Она показала при этом приуроченность глауконитов к определенным литологическим типам пород в истории Земли. Так, в докембрии и палеозое широко распространены терригенно-известковые и терригенно-доломитовые типы глауко-

нитовых отложений, в мезозое-кайнозое появляются терригенно-опокый и терригенно-меловой типы с фосфатно-железистым оруденением. Интересно, что кварцево-песчано-глауконитовый тип является «сквозным» от рифея до современных осадков.

Большинство исследователей, как известно, считают глаукониты аутигенными диагенетическими минералами, сформировавшимися в морской среде, для которой характерна окислительно-восстановительная обстановка, благоприятствующая участию железа в силикатном фазообразовании. В то же время, разные авторы неодинаково представляют конкретный механизм глауконитообразования. Одни из них считают, что необходимым условием формирования глауконита является наличие исходной матрицы из минералов, содержащих слои 2:1 (биотит, хлорит, иллит, смектит и др.). Другие предполагают, что глауконит образуется в результате синтеза из насыщенного исходными компонентами илового раствора. При этом предполагается, что исходный материал для формирования глауконита мобилизуется на континенте. Другими словами, кремний, железо, алюминий и др. в виде взвеси, коллоидов или в форме растворенных компонентов доставляются реками в прибрежно-морские фации, где на границе осадков с придонной водой и может идти процесс глауконитообразования. Широко известен впервые установленный Л. И. Горбуновой [4] факт зонального распределения глауконитов в пределах одного бассейна, когда наиболее железистые глаукониты концентрируются вблизи прибрежной зоны, а нарастание степени алюминиевости происходит по мере продвижения к центру бассейна. Л. И. Горбунова связала это явление с геохимической зональностью в распределении железа.

Значительный шаг вперед в понимании механизма формирования глауконитов сделан в последние годы на основе комплексного фациального и геохимического анализа глауконитов. В. Д. Шутов с соавторами [41] в результате подробного литолого-фациального анализа и структурного изучения глауконитов определенного стратиграфического среза пласта крупного ритма «Аврора» в разрезе пенайской свиты кампанского флиша Северо-Западного Кавказа предложили другую концепцию генезиса глауконитов и показали, что классическая схема диагенетического образования глауконита не пригодна для флишевого бассейна. Согласно их представлениям, источником вещества для глауконитообразования во флишевом трого были продукты гидротермальной деятельности, поступавшие в морской бассейн по каналам глубинных конседиментационных разломов.

Для океанов, как уже отмечалось, характерны только железистые слюды, роль которых по сравнению с их распространенностью на континентах очень невелика. Работы последних лет позволяют говорить о трех генетических группах железистых слюд океанов. Одна из них — глаукониты прибрежных зон Мирового океана — укладывается в рамки традиционных представлений о возможных «генетических нишах» распространения этого минерала, две других новы и неожиданны. Однако даже для первой группы — глауконитов современных шельфов и континентальных склонов — не существует единой концепции их генезиса. Н. В. Логвиненко и др. [3, 25], а также И. В. Николаева [29] считают, что основная масса глауконитов в прибрежных океанических осадках терригенная. Основанием для этого заключения служит возраст глауконитов, определенный калий-аргоновым методом, который колеблется в пределах от 3 до 15 млн. лет. Противоположной точки зрения придерживаются Н. А. Лисицына и Г. Ю. Бутузова [23, 24], согласно мнению которых океанические глаукониты являются современными аутигенными образованиями, возникшими в процессе диагенеза при использовании материала, принесенного с континента. Наконец, исследования М. И. Липкиной [22] подводных вулканических построек Японского моря и осадков прилегающих к ним областей обосновывают гидротермальный генезис своеобразных селадонит-глауконитовых образований, тесно ассоциирующих с кварц-халцедоновыми образованиями.

Второй тип железистых слюд — селадониты, образующиеся в металлогенных рифтовых областях Красного моря и Галапагосской зоны [1, 2 и др.].

К третьему типу относятся железистые слюды преобразованных базальтов. До последнего времени считалось, что эти минералы относятся к селадониту, однако более детальное изучение позволило прийти к очень неожиданным результатам, согласно которым железистые слюды измененных базальтов представляют всю гамму твердых растворов — от типичных селадонитов до типичных глауконитов [17, 28, 31]. Таким образом, совершенно очевидна возможная конвергентность генезиса железистых слюд и опровержение традиционной точки зрения, что селадониты имеют гидротермальный генезис, а глаукониты представляют минералы, свойственные только осадочным отложениям.

### ГРУППА ХЛОРИТОВ

Обширная и кристаллохимически разнообразная группа хлоритов широко развита в породах самого разного генезиса. Породообразующее значение эта группа минералов имеет главным образом в древних и современных геосинклинальных областях и в кристаллическом фундаменте платформ и щитов. Хлориты широко развиты в породах фации зеленых сланцев, возникших как за счет первично-осадочных, так и первично-магматических образований. Они являются постоянными компонентами основных и ультраосновных пород, повсеместно связаны с различными типами железных руд, широко распространены среди различных гидротермальных образований. В осадочном чехле хлориты обычно бывают связаны с граувакками или другими кластогенными комплексами, обогащенными фермическими компонентами. В океанах хлориты редки; здесь они известны только в зеленосланцево-метаморфизованных породах, драгированных в зонах трансформных разломов.

К пороодообразующим минералам относятся триоктаэдрические хлориты, диоктаэдрические и ди-триоктаэдрические редки и здесь не рассматриваются. Сумма октаэдрических катионов триоктаэдрических хлоритов на формульную единицу равна шести и идеальная структурная формула имеет вид:



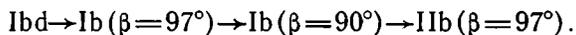
В состав октаэдрических катионов  $\text{R}^{2+}$  и  $\text{R}^{3+}$  обычно входят  $\text{Mg}$ ,  $\text{Fe}^{2+}$ ,  $\text{Al}$ ,  $\text{Fe}^{3+}$ , причем существует непрерывная серия изоморфных замещений между магниевыми и практически чистожелезистыми разновидностями по схеме  $\text{Fe}^{2+} \rightleftharpoons \text{Mg}^{2+}$ . Поэтому важнейшей характеристикой хлоритов является степень их железистости, которая фактически положена в основу их классификации [10]. Эта характеристика является индикаторной и отражает определенные условия образования и существования хлоритов.

Другая важная характеристика хлоритов — степень замещения  $\text{Si}$  на  $\text{Al}$ , которая колеблется в достаточно широких пределах от 2,34 до 3,45 на формульную единицу в основном за счет изоморфных замещений типа  $\text{Si} + \text{Al} = \text{Al}_{\text{окт}} + \text{Al}_{\text{тетр}}$ .

На основании анализа большого фактического материала С. Бейли и Б. Браун [45, 46] показали, что в природе наиболее распространены только четыре структурных типа, которыми и ограничивается в основном политипное разнообразие пороодообразующих хлоритов. Эти авторы, а также Дж. Хей [50] не смогли обнаружить какой-либо взаимосвязи между структурой и составом хлоритов. Более того, выделенные ранее минеральные разновидности также оказались не связаны с политипным разнообразием хлоритов. На этом основании С. Бейли [45] предложил сохранить только два наименования для  $\text{Fe}$ — $\text{Mg}$ -хлоритов разного состава — клинохлор ( $\text{Mg}$ -разновидность) и шамозит ( $\text{Fe}$ -разновидность), среди которых также можно различить  $\text{Mg}$ — $\text{Fe}$ -клинохлор или  $\text{Fe}$ — $\text{Mg}$ -шамозит.

Если состав хлоритов определяется прежде всего составом первичного строительного материала или характером растворов, то политипные модификации зависят от температур, что находит свое отражение в достаточно четко фиксируемой приуроченности хлоритовых политипов к определенным геологическим обстановкам [11, 50]. Установлено, что хлориты  $Ib$  встречаются повсеместно в метаморфических и изверженных породах, в частности они широко представлены в зоне зеленых сланцев, а также в относительно высокотемпературных рудных отложениях. Согласно мнению Дж. Хей [50] хлорит  $Ib$  формируется при температурах выше  $150\text{--}200^\circ\text{C}$ . Эта модификация хлорита относительно устойчива к выветриванию, и ее обнаружение в осадочных отложениях, не прошедших стадию эпигенеза, может служить критерием обломочного происхождения хлоритов. Аутигенные  $Ib$  хлориты могут возникать на определенных стадиях глубинного эпигенеза — начального метаморфизма как продукт преобразования хлоритовых структур  $Ib$  или  $Ia$ . В данном случае ситуация весьма схожа с политипией слюд, наиболее стабильная фаза которых представлена модификацией  $2M_1$ , возникающей в условиях повышения температур за счет преобразования политипа  $1M$ .

В условиях начального диагенеза при низких температурах в восстановительных условиях формирование хлоритовых фаз начинается со структурно-неупорядоченной модификации  $Ibd$ . По мере погружения осадков прогрессивное увеличение температуры приводит к следующей идеализированной последовательности структурных трансформаций, отражающей появление все более стабильных фаз [50]:



Разными авторами установлены структурные преобразования хлоритовых политипов при химическом выветривании. Например,  $Ib(\beta = 90^\circ)$  превращается через серию смешанослойных фаз в вермикулит  $Ia$ . При интенсивном химическом выветривании происходит трансформация хлорита  $Ib$  через серию смешанослойных фаз хлорит — вермикулит также в вермикулит  $Ia$ .

Естественно, что при использовании политипии хлоритов для реконструкции геологических обстановок требуется учитывать весь комплекс данных других методов. В частности, более подробное рассмотрение состава хлоритов, связанных с породами, принадлежащими определенным генетическим типам, показало, что кристаллохимические особенности этих минералов содержат много индикаторных возможностей, отражающих условия их возникновения. Так, например, долгое время считалось, что для осадочных пород типичны только железистые или железисто-магнезиальные хлориты, богатые трехвалентным железом. Mg-хлориты связывали обычно с продуктами разрушения ультрабазитов, серпентинитов. Известно также, что высокая магнезиальность является типичной особенностью хлоритов наиболее высокотемпературных субфаций зеленых сланцев. Оказалось, что эти данные не совсем точны. Удалось установить, что чистомагнезиальные аутигенные хлориты являются весьма типичными минералами совершенно не измененных эпигенезом осадочных пород терригенно-эвапоритовых формаций. Они распространены в широком диапазоне хемогенных и хемогенно-терригенных пород, начиная от гипсов и кончая солями. Mg-хлориты эвапоритовых формаций встречаются всегда в тесном парагенезе с высокожелезистыми гидрослюдами [36, 42]. Кристаллохимическая характеристика магнезиальных хлоритов существенно отличается от минералов этой же группы, формирующихся по ультрабазитам. Основное отличие — суммарное содержание  $Al$ , локализующегося как в октаэдрах, так и в тетраэдрах, которое в хлоритах осадочных пород всегда превышает 2,2 на формульную единицу, позволяя весьма четко разграничивать эти два генетически различных типа магнезиальных хлоритов [16].

Группа железисто-магнезиальных хлоритов широко распространена среди различных неизменных и метаморфизованных осадочных пород.

Достаточно широко эти минералы встречаются так же как продукты зеленокаменного изменения диабазов, спилитов, андезитов и базальтов. Однако железисто-магнезиальные хлориты, связанные с неизменными и метаморфизованными осадочными породами, отличаются также гораздо более высоким содержанием Al по сравнению с хлоритами этой же группы, образовавшимися по магматическим породам. Граница суммарного содержания Al, разделяющая хлориты пород первично-осадочного и первично-магматического происхождения, совпадает с этой же границей для чистомагнезиальных хлоритов. По-видимому, высокое содержание Al в хлоритах может служить четким индикаторным признаком происхождения за счет первично-осадочных пород. В этом случае оно обуславливается глинистыми минералами, за счет преобразования которых образуются хлориты. Процессы эти носят скорее всего стадийный характер, однако не исключено и синтетическое происхождение части хлоритов.

В магматических породах «сырьем» для образования хлоритов служат прежде всего фемические компоненты и стекловатый базис, в которых содержание Al существенно меньше, чем в глинистых минералах.

Вторым индикаторным признаком первично-осадочной природы метаморфических пород может явиться обязательный парагенез хлоритов с диоктаэдрическими слюдами, присутствующими в сопоставимых количествах. Сочетание высокомагнезиальных безжелезистых хлоритов с железистыми мусковитами не только указатель первично-осадочного генезиса пород, но может свидетельствовать об аридном климате, в котором происходило накопление осадков. В этом отношении парагенез магнезиальный хлорит + железистый мусковит в метаморфизованных породах такой же индикатор контрастных обстановок аридного климата, каким является парагенез кварц + каолинит — диккит — пиррофиллит для метаморфизованных пород ярко выраженных гумидных обстановок, в частности для подвергшихся глубокому метаморфическому преобразованию древних кор выветривания.

Таким образом, если рассмотрение динамики кристаллических преобразований диоктаэдрических слюд при метаморфизме позволяет проследить все нюансы эволюции от смектитов через смешанослойные фазы, гидрослюду 1Md, 1M к мусковитам 2M<sub>1</sub> метаморфических пород, то хлориты показали, что ими в метаморфических породах можно пользоваться как индикаторами пара- и орто-пород и даже климатических обстановок формирования первично-осадочных пород [16].

## ПАЛЫГОРСКИТЫ И СЕПИОЛИТЫ

Палыгорскиты и сепиолиты распространены довольно широко в пределах определенных геологических обстановок континентов и, как выяснилось в последнее десятилетие, в осадочном слое океанов. Оба эти минерала можно отнести к «парным» образованиям, хотя они редко присутствуют совместно, а скорее «соседствуют» друг с другом. Минералы палыгорскит-сепиолитовой группы встречаются в виде крупных скоплений в осадочных отложениях континентальных блоков и океанов, в рассеянном виде в почвах, в корках и трещинах карбонатных пород («горная кожа»), в продуктах гидролиза ультрабазитов, в гидротермальных образованиях.

Палыгорскиты и сепиолиты относятся к ленточно-слоистым силикатам. В структурном отношении они отличаются шириной лент в двумерно-непрерывных тетраэдрических сетках. В палыгорскитах ширина лент такая же, как в амфиболах, т. е. образована двумя цепочками тетраэдров, тогда как в сепиолитах эти ленты состоят из трех таких цепочек. В химическом отношении отличительная особенность палыгорскитов состоит в относительно высоком содержании Al при диоктаэдрическом характере заполнения октаэдрических позиций, тогда как сепиолиты содержат преимущественно двухвалентные катионы, среди которых обычно преобладает Mg.

Для обоих минералов известны их железистые разновидности. Долгое время считалось, что палыгорскит-сепиолитовые минералы являются индикаторами аридного литогенеза [33, 37, 57]. Сейчас ряд генетических типов палыгорскита существенно расширился. О. С. Ломовой [26] предложена первая генетическая классификация палыгорскит-сепиолитовой группы, рассмотрены морфогенетические типы этих минералов, охарактеризованы физико-химические обстановки их формирования. Показано, что обязательным условием их формирования является щелочная среда и активность Si—Mg-растворов при участии (в случае палыгорскитов) алюминия. Такая среда может возникнуть разными путями в зависимости от характера водных растворов озер, почв и кор выветривания площадей с аридным климатом, состава щелочно-основной гиалокластичности пород-«хозяев», преобразующихся в бассейнах как континентального, так и океанического типа и, наконец, благодаря подтоку гидротермальных растворов, богатых магнием.

Основными генетическими типами палыгорскит-сепиолитовой группы являются: 1) хемогенно-эвапоритовый, к которому принадлежат седиментационные пластовые палыгорскит-сепиолиты карбонатных известково-доломитовых формаций [32, 33], почвы и кальцитовые корки «высаливания» мелководных озер, жильные выделения типа «горной кожи» в карбонатных толщах и продуктах преобразования ультрабазитов; 2) камуфлированный «вулканогенно-осадочный», установленный впервые О. С. Ломовой [26] в мощной толще палеоцен-эоценовых красных глубоководных глин Западной Атлантики. Как показали дальнейшие исследования, этот тип распространен очень широко и не зависит от климатических факторов. Щелочная среда создается в диагенезе или начальном эпигенезе за счет подводной переработки основной, богатой Mg гиалокластичности и возможного подтока гидротермальных магниезальных растворов. Оказалось, что к этому типу относятся неогеновые глины известного Черкасского месторождения палыгорскитов на Украинском щите. Доказано существование такого же типа среди карбонатных формаций Русской платформы, начиная от девона до верхнего карбона. Этот тип «не противопоказан» обстановкам аридного литогенеза, которые обеспечивают высокую концентрацию Mg в бассейнах. В этом случае не обязателен богатый Mg щелочно-основной характер гиалокластичности. Она может иметь и кислый риолитовый состав, легко поддающийся разложению в щелочной карбонатной среде. Так, в палыгорскитовых глинах бассейнов Южной Ферганы наряду с эвапоритовым режимом, видимо, в ряде случаев участвовал и легко поддающийся разложению кислый вулканогенный материал. Есть основание считать, что не менее заметно выражен и третий — гидротермально-осадочный тип палыгорскит-сепиолитовой минерализации. В южноферганских месторождениях, недавно подробно описанных Б. И. Юсманом [43], показано локальное участие палыгорскитовых глин и их переходы по латерали в бентониты в пределах одного пласта. Такая же микропятнистость палыгорскитовой минерализации устанавливалась и в эоцеч-меловых глубоководных океанических глинах как Атлантики, так и Тихого океана. Под электронным сканирующим микроскопом удается наблюдать такую позднюю наложенную минерализацию палыгорскита, разъедающего все ранее новообразованные минералы, в том числе клиноптилолит [26]. Наиболее подробно гидротермальная наложенная сепиолит-палыгорскитовая минерализация в глубоководных осадках Индийского океана описана Н. С. Скорняковой и др. [35]. Хотя возрастной диапазон группы палыгорскит-сепиолита очень широк — от современных образований до девона включительно, максимальная его распространенность свойственна третиным бассейнам, причем пик этой минерализации падает как на континентах, так и в океанах на конец мела — эоцен. Часто в этом возрастном интервале отмечается парагенез со смектитами и клиноптилолитом. Можно предположить, что многие крупные палыгорскит-сепиолитовые накопления в осадочных формациях формировались в условиях взаимодействия ряда факторов — присутствия вулканокластичности (иногда наибо-

лее реакционноспособной щелочной) гидротермального подтока магнезиальных растворов и в ряде случаев аридных обстановок щелочного гидрохимического профиля.

Вероятно, что такое полигенное происхождение свойственно широкоизвестным мощным палыгорскит-сепиолитовым палеоцен-эоценовым комплексам, обрамляющим северное и северо-западное побережье Африки и южное побережье Средиземного моря [27]. Представляет большой интерес выявление особенностей и генетических взаимоотношений сепиолит-палыгорскитовых формационных комплексов, очень широко распространенных в бассейнах верхнемелового — эоценового времени Средней Азии, Ближнего Востока, Северо-Западной Африки и синхронных глубоководных отложений Восточной Атлантики, вскрытых скважинами DSDP [8, 47 и др.].

Важно подчеркнуть, что в генезисе мощных скоплений палыгорскита и сепиолита, также как и в случае генезиса многих других глинистых минералов, может иметь место конвергентность процессов формирования и как следствие — полигенность возникающих минералов и минеральных групп. Разные факторы могут создавать условия, благоприятные для синтеза тех или иных образований. Для минералов описываемой группы обязательное условие — высокая щелочность и активность  $Mg-Si(Al)$ -растворов, которые могут обеспечиваться самим типом исходного материала, подтоком в бассейны седиментации гидротермальных растворов и, наконец, определенным климатическим режимом бассейнов седиментации.

В работе проиллюстрированы перспективы использования геокристаллохимии наиболее широко распространенных и обычных минералов осадочных, вулканогенных и метаморфических пород начальных стадий регионального метаморфизма как индикаторов геологических обстановок континентов и океанов. В то же время подчеркивается важная роль конвергентности в процессах минералообразования слоистых силикатов, когда минералы с идентичной структурой и составом образуются в разных геологических обстановках.

Предложена кристаллохимическая классификация породообразующих слоистых силикатов и впервые разработана схема глобального распространения слоистых силикатов в породах главнейших структурных элементов экзогенной оболочки Земли. Выявлена специфика кристаллохимических особенностей слоистых силикатов, свойственных породам осадочной и метаморфической оболочек континентальных блоков, областей, переходных от континентов к океанам и пелагиали океанов.

#### Литература

1. Бишофф Дж. Осадки геотермальных рассолов Красного моря (минералогия, химизм, генезис). — В кн.: Современное гидротермальное рудоотложение. М.: Мир, 1974, с. 157—193.
2. Бутузова Г. Ю., Дриц В. А., Лисицина Н. А. и др. Динамика формирования глинистых минералов в рудоносных осадках впадины Атлантик-II (Красное море). — Литология и полез. ископаемые, 1979, № 1, с. 30—42.
3. Влияние вторичных изменений осадочных комплексов на их нефтегазоносность/Под ред. Гмид Л. П., Лебедевой Г. В., Фролова Б. М. Тр. ВНИГРИ, 1982. 141 с.
4. Горбунова Л. И. Глаукониты юрских и нижнемеловых отложений центральной части Русской платформы. — Тр. ИГН АН СССР. Сер. геол., 1950, вып. 114, № 40, с. 65—103.
5. Граувакки/Под ред. Шутова В. Д. Тр. ГИН АН СССР. Вып. 238. М.: Наука, 1972. 342 с.
6. Дайняк Л. Г., Дриц В. А., Кудряцев Д. И. и др. О механизме вторичных преобразований  $Fe^{2+}$ -содержащих смектитов из континентальных базальтов. — Литология и полез. ископаемые, 1984, № 2, с. 110—117.
7. Дайняк Л. Г., Кудряцев Д. И., Дриц В. А. и др. Новая минеральная разновидность триоктаэдрических спектитов из эффузивных базальтов Тунгусской синеклизы. — Литология и полез. ископаемые, 1981, № 6, с. 123—129.
8. Десятников И. А. Монтмориллонит-палыгорскитовые глины Сирийской Арабской Республики. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1974, № 12, с. 123—129.
9. Дриц В. А., Коссовская А. Г. Геокристаллохимия породообразующих диоктаэдрических смектитов. — Литология и полез. ископаемые, 1980, № 1, с. 84—114.
10. Дриц В. А., Коссовская А. Г. Слоистые силикаты в земной коре. Сообщение 1.

- Классификация. Группы каолинита-серпентина и талька-пирофиллита.— Литология и полез. ископаемые, 1984, № 6, с. 87.
11. Карпова Г. В. Глинистые минералы и их эволюция в терригенных отложениях. М.: Недра, 1972. 172 с.
  12. Коссовская А. Г. Минералогия терригенного мезозойского комплекса Вилейской впадины и западного Верхоянья.— Тр. ГИН АН СССР, 1962, вып. 62. 204 с.
  13. Коссовская А. Г. Модель пелагического глинообразования.— В кн.: *Seventh Conference on clay mineralogy and petrology, Karlowy wagu*, 1976, p. 196—201.
  14. Коссовская А. Г. К проблеме вторичных преобразований океанических базальтов.— Литология и полез. ископаемые, 1982, № 4, с. 3—9.
  15. Коссовская А. Г., Дриц В. А. Вопросы кристаллохимической и генетической классификаций слюдистых минералов осадочных пород.— В кн.: Эпигенез и его минеральные индикаторы. М.: Наука, 1971, вып. 221, с. 71—95.
  16. Коссовская А. Г., Дриц В. А. Кристаллохимия диоктаэдрических слюд, хлоритов и корренситов как индикаторов геологических обстановок.— В кн.: Кристаллохимия минералов и геологические проблемы. М.: Наука, 1975, с. 60—69.
  17. Коссовская А. Г., Петрова В. В., Каледя К. Г. и др. Парагенезы селадонит-глауколитовых минералов и кристобалита в преобразованных океанических базальтах (на примере скв. 407 DSDP).— Литология и полез. ископаемые, 1984, № 4, с. 63—84.
  18. Коссовская А. Г., Петрова В. В., Шутов В. Д. Минеральные ассоциации палагонитизации океанических базальтов и проблемы экстракции рудных компонентов.— Литология и полез. ископаемые, 1982, № 4, с. 10—31.
  19. Коссовская А. Г., Соколова Т. Н., Дриц В. А. и др. Парагенезы и история формирования глинистых минералов в бассейнах начальной стадии эвапоритовой седиментации.— В кн.: Проблемы литологии и геохимии осадочных пород и руд (к 75-летию Н. М. Страхова). М.: Наука, 1975, с. 278—296.
  20. Кристаллохимия минералов и геологические проблемы/Под ред. Коссовской А. Г. М.: Наука, 1975. 292 с.
  21. Лебедев Б. А., Аристова Г. Б., Бро Е. Г. и др. Влияние эпигенетических процессов на параметры коллекторов и покрышек в мезозойских отложениях Западно-Сибирской низменности.— Тр. ВНИГРИ, 1976, вып. 361. 131 с.
  22. Липкина М. И. Глаукоцитосодержащие породы подводных вулканических гор Японии.— Литология и полез. ископаемые, 1980, № 4, с. 44—54.
  23. Лисицина Н. А., Бутузова Г. Ю. К вопросу о генезисе океанических глаукоцитов.— Литология и полез. ископаемые, 1981, № 5, с. 91—97.
  24. Лисицина Н. А., Градусов Б. П., Чижикова Н. П. Глаукоцит как диагенетическое образование редуцированной зоны океанических осадков.— Литология и полез. ископаемые, 1974, № 6, с. 3—20.
  25. Ловгиненко Н. В. Происхождение глаукоцита в современных донных осадках океана.— В кн.: Морская геология, седиментология, осадочная петрография и геология океана. М.: Наука, 1980, с. 68—72.
  26. Ломова О. С. Пальгорскиты и сепиолиты как индикаторы геологических обстановок.— Тр. ГИН АН СССР, 1979, вып. 336. 180 с.
  27. Милло Ж. Геология глин. Л.: Недра, 1968. 358 с.
  28. Минеральные преобразования пород океанического субстрата/Под ред. Коссовской А. Г. М.: Наука, 1981. 182 с.
  29. Николаева И. В. Минералы группы глаукоцита в осадочных формациях.— Тр. Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР, 1977, вып. 328, с. 1—431.
  30. Омеляненко Б. И., Воловикова И. М., Дриц В. А. и др. О содержании понятия серицит.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1982, № 5, с. 69—87.
  31. Перцев Н. Н., Русинов В. Л. Гидротермальные изменения базальтов Бермудского поднятия по материалам бурения скв. 417, 418 «Гломара Челленджера».— В кн.: Минеральные преобразования пород океанического субстрата. М.: Наука, 1981, с. 17—22.
  32. Проблемы литологии Мирового океана/Под ред. Тимофеева П. П. М.: Наука, 1982. 168 с.
  33. Ратеев М. А. Закономерности размещения и генезис глинистых минералов в современных и древних морских бассейнах.— Тр. ГИН АН СССР, 1964, вып. 112. 288 с.
  34. Симанович И. М., Кудряцева Д. И. Хлорофент в эффузивных базальтах.— Литология и полез. ископаемые, 1982, № 4, с. 43—54.
  35. Скорнякова Н. С., Курносое В. Б., Свальнов В. Н. и др. Сепиолиты и пальгорскиты Индийского океана.— Литология и полез. ископаемые, 1978, № 6, с. 29—45.
  36. Соколова Т. Н. Аутигенное силикатное минералообразование разных стадий осолонения.— Тр. ГИН АН СССР, 1982, вып. 361. 163 с.
  37. Страхов Н. М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М.: Госгеолтехиздат, 1963. 535 с.
  38. Чудаев О. В. Распределение глинистых минералов во флишеидных отложениях Восточной Камчатки.— Литология и полез. ископаемые, 1978, № 1, с. 105—115.
  39. Шутов В. Д. Минеральные парагенезы граувакк. М.: Наука, 1975. 110 с.
  40. Шутов В. Д. Эпигенез океанических базальтов.— Литология и полез. ископаемые, 1982, № 4, с. 32—42.
  41. Шутов В. Д., Дриц В. А., Кац М. Я. и др. Модель образования глобулярного глаукоцита во флишевой формации.— Литология и полез. ископаемые, 1983, № 1, с. 23—40.
  42. Эпигенез и его минеральные индикаторы/Под ред. Коссовской А. Г.— Тр. ГИН АН СССР, 1971, вып. 221. 169 с.

43. Юсман Б. И. О находке палыгорскитов в меловых формациях юго-восточной Ферганы.— Тр. Ташкентск. ун-та, 1972, вып. 429, с. 220—221.
44. Andrews A. G. Low temperature fluide alteration of ocean layer 2 basalts, DSDP, Leg 37.— *Canad. J. Earth Sci.*, 1977, v. 14, № 4, pt 2, p. 913—926.
45. Bailey S. W. Chlorites.— *Soil components*, v. 11, chap. 7. Springer-Verlag, 1975, № 4, p. 192—260.
46. Bailey S. W., Brown B. E. Chlorite polytypism I Regular and semirandom one-layer structures.— *Amer. Mineralogist*, 1962, v. 47, p. 819—850.
47. Church T. M., Velde B. Geochemistry and origin a deep-sea palygorskite deposit.— *Chem. Geol.*, 1979, v. 25, p. 31—39.
48. Corliss J. B., Lyle M., Dymond J. The chemistry of hydrothermal mounds near the Galapagos rift.— *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1978, v. 40, p. 12—24.
49. Guidotti C. V., Sassi F. P. Muscovite as a petrogenetic indicator mineral in pelitic schists.— *Neues Jb. Mineral. Abhandl.*, 1976, v. 127, № 2, p. 97—142.
50. Hayes J. B. Polytypism of chlorites in sedimentary rocks.— *Clays and Clay Minerals*, 1970, v. 18, p. 285—306.
51. Honnorez J., Bolke I. K., Honnorez-Guerstein B. M. Petrological and geochemical study of the low-temperature submarine alteration of basalts, Hole 396, Leg. 46.— *Initial Rep. DSDP, Wash.*, 1978, v. 46, p. 299—329.
52. Honnorez J., Herzen R. P., Barret T. J. et al. Hydrothermal mounds and young ocean crust of the Galapagos: preliminary DSDP results, Leg 70.— *Geol. Surv. Amer. Bull.*, 1981, pt 1, v. 92, p. 457—472.
53. Lawrence J. R., Drever J. J., Kastner M. Low temperature alteration of basalts predominates at DSDP site 395.— *Initial Rep. DSDP, Wash.*, 1979, v. 45, p. 609—620.
54. Muehlenbachs K. The alteration on aging of the basaltic layer of sea-floor: oxygen isotope evidence from DSDP IPOD Legs 51—52—53.— *Initial Rep. DSDP, Wash.*, 1980, p. 1159—1168.
55. Petrologie des alteration et de sols. Intern. Colloquim CNRS, France/Ed. Hahon D., Noack I. 1983. 126 p.
56. Segonzac G. D. Les mineraux argileus dans la diagenese passage au metamorphisme.— *Inst. Geol., Strasburg.— Mem.*, 1969, № 29, p. 317.
57. Timofeev P. P., Eremeev V. V., Rateev M. A. Palygorskite, sepiolite and other clay minerals in Leg 41. Mineralogy, facies and genesis.— *Initial Rep. DSDP, Wash.*, 1977, v. 41, p. 1087—1101.
58. Varentsov I. M., Sakharov B. A., Drits V. A. et al. Hydrothermal deposits of the Galapagos rift zone. Leg 70.— *Initial Rep. DSDP, Wash.*, 1983, p. 235—268.

ГИН  
Москва

Поступила в редакцию  
15.III.1984

УДК 551.35 (262.8)

**К ПРОБЛЕМЕ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ В КАСПИЙСКОМ МОРЕ**  
**СООБЩЕНИЕ 1. ГЕОХИМИЯ МИКРОЭЛЕМЕНТОВ**  
**В СОВРЕМЕННЫХ ОСАДКАХ**

**ХОЛОДОВ В. Н., ТУРОВСКИЙ Д. С.**

В статье рассмотрено распределение микроэлементов в поверхностном слое осадков Каспийского моря. По характеру распределения в фашиально-литологическом спектре осадков выделены три группы элементов. Отмечено влияние грязевого вулканизма на концентрацию элементов.

В последнее время осадки Каспийского моря изучаются довольно интенсивно, однако вопросы геохимии отдельных элементов, особенно микроэлементов, до сих пор систематически почти не затронуты, и Каспийское море в этом отношении сильно уступает Черному.

На протяжении многих лет в пределах акватории Каспийского моря литологи и геохимики решали две взаимосвязанные задачи: 1) исследовали закономерности распределения химических элементов в поверхностном слое голоцен-четвертичных осадков; 2) изучали распределение химических элементов в вертикальных колонках, охватывающих бакинский, хазарский, хвалынский и новокаспийский этапы четвертичной истории этого водоема и, таким образом, касались геохимического аспекта эволюции Каспия.

Обе эти задачи встали и перед авторами данной статьи; они реализовались в рейсах экспедиционного судна «Поиск», во время совместных работ Геологического института АН СССР с ИГиРГИ, направленных на изучение осадков Среднего и Южного Каспия, а также в литологических исследованиях осадков Северного Каспия, осуществленного ГИН АН СССР в содружестве с Ростовским государственным университетом.

В течение 1976—1980 гг. сбор фактического материала, характеризующего осадки Каспийского моря, осуществлялся Д. С. Туровским; кроме того, часть материала была любезно предоставлена нам для изучения Л. И. Лебедевым (ИГиРГИ), Ю. П. Хрусталевым (РГУ) и Ю. Г. Гурским (МГУ). В пробах осадков химическими методами исследовалось поведение Fe, Mn, Ti, Zr, CO<sub>2</sub>, P и C<sub>орг</sub>; количественным спектральным анализом определялось содержание V, Cr, Pb, Cu, Ga, Ge, Co, Ni и Mo. Все анализы проводились в соответствующих лабораториях Геологического института АН СССР под руководством канд. физ.-хим. наук Д. Я. Чопорова и при участии канд. геол.-минер. наук И. Ю. Лубченко. Всего было проанализировано свыше 200 проб, характеризующих поверхностный слой осадков Каспия, и около 500 образцов, представляющих разновозрастные четвертичные отложения этого водоема.

Поведение различных микрокомпонентов в донных осадках Каспийского моря начало систематически изучаться с 50-х годов. Первые карты распределения Mn и P в поверхностном слое этого водоема были составлены А. С. Пахомовой [54] и М. Л. Будянской [21], а распределение Fe в различных типах осадков Каспия охарактеризовали С. В. Бруевич и Е. Г. Виноградова [17].

Главные особенности осадконакопления в современных осадках Каспийского моря были раскрыты в трудах Н. М. Страхова [63, 64]; этот исследователь показал, что в данном морском водоеме такие компоненты, как CaCO<sub>3</sub>, Fe, Mn, P, а также органическое вещество распределяются по дну под действием гидродинамического фактора и в процессе накопления мало отличаются от кластического материала, обычно чутко

реагирующего на изменение рельефа дна. Им было установлено, что благодаря особенностям питания обломочным материалом в Каспийском море ярко выражена асимметрия в распределении осадков — к северо-западной половине тяготеет кластический силикатный материал, тогда как к юго-восточной — карбонатный. Наконец, согласно Н. М. Страхову, наибольшие концентрации Fe, Mn, P и  $C_{орг}$  (в %) обычно приурочены к приустьевым частям моря и центральным котловинам с наиболее тонкими осадками.

Позднее картирование распределения карбонатов  $CaCO_3$ , органического вещества  $C_{орг}$  и железа, охватившее всю акваторию Каспийского моря, в общих чертах подтвердило основные геохимические закономерности, установленные Н. М. Страховым [11, 14, 27, 45, 47, 55].

В 70-х годах геохимические исследования современных осадков Каспийского моря развивались в двух направлениях. Одни исследователи [4, 36, 57, 78] уточняют и детализируют геохимические карты, ранее построенные для всей площади водоема, другие пытаются существенно расширить набор исследуемых химических элементов и предпринимают изучение отдельных участков дна в новом аспекте [9, 10, 69, 71].

Целый спектр малых элементов, включающий Cr, Ni, V, Co, Ti, Mn, Mo, Pb, в рыхлых мелководных осадках западного побережья определяют А. Д. Султанов и Т. М. Сараджалинская [70], С. А. Брусиловский и Н. М. Турочкина [20], С. А. Брусиловский с соавторами [19].

Большой фактический материал содержится в работе Ю. П. Хрустаева [77], который исследовал закономерности распределения Fe, Mn, Ti,  $C_{орг}$ ,  $SiO_2(аморф)$ , а также Ba, Pb, Sn, Zn, Cu, Ni, V в современных осадках Северного Каспия.

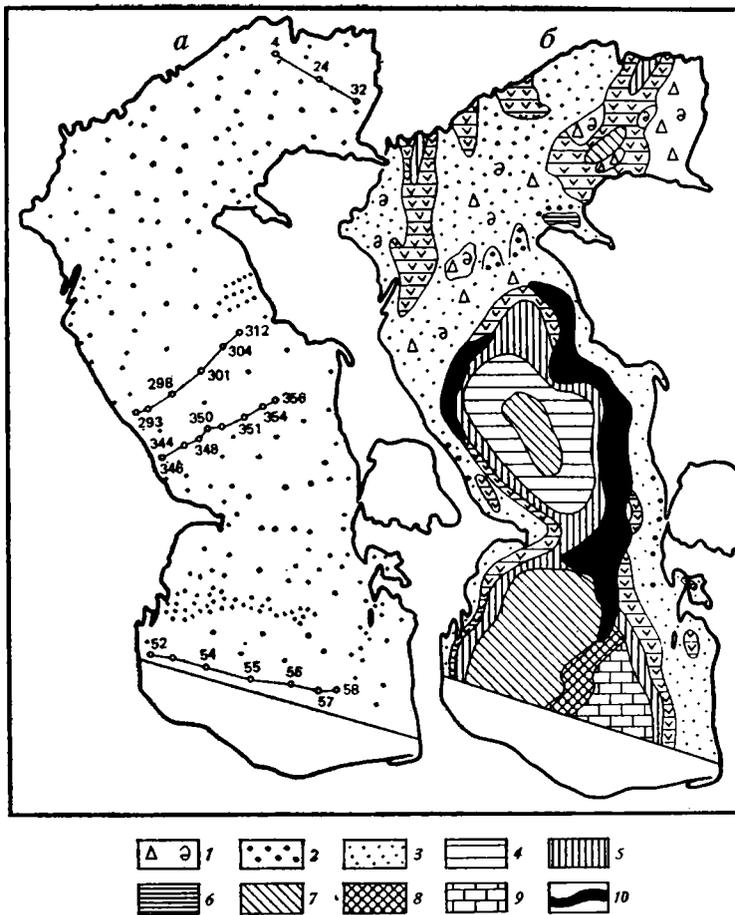
В статье нет возможности перечислить все работы последних лет, в которых так или иначе затрагивались вопросы геохимии поверхностных осадков Каспия; следует лишь еще раз подчеркнуть, что общая картина поведения Ti, Zr, V, Cr, Pb, Cu, Ga, Ge, Co, Ni и Mo в современных илах Северного, Среднего и Южного Каспия никем до сих пор нарисована не была.

Ниже мы и попытаемся заполнить этот пробел. На фиг. 1, а показано относительное положение тех точек опробования, которые легли в основу наших дальнейших геохимических построений. Как это видно на схеме, наиболее равномерно были опробованы поверхностные осадки Северного Каспия. Более глубоководные части Среднего и Южного Каспия — Дербентская котловина и Южнокаспийская впадина — были изучены с меньшей детальностью.

По вещественному составу среди поверхностных отложений Каспийского моря выделяются следующие литологические разновидности: ракушняки, пески, крупноалевритовые, мелкоалевритовые и глинистые илы. Осадки, преимущественно сложенные тонкими гранулометрическими фракциями (мелкоалевритовые и глинистые разновидности), нередко оказываются обогащенными тонким карбонатным материалом и, таким образом, между собственно кластогенными и карбонатными илами имеют место весьма постепенные переходы. Наибольшим распространением среди них пользуются глинистые слабокарбонатные, карбонатно-глинистые и карбонатные илы.

Как это хорошо видно на фиг. 1а, ракушечники и грубозернистые кластогенные осадки пользуются наиболее широким распространением в пределах Северного Каспия, а также в области шельфов Среднего и Южного Каспия; глубоководные котловины Среднего и Южного Каспия, наоборот, повсеместно заполняются тонкослоистыми мелкоалевритовыми и глинистыми илами, причем в Южнокаспийской впадине их карбонатность обычно резко повышена.

В зоне перехода от восточного шельфа к континентальному склону прослеживается узкая полоса, в пределах которой современные осадки либо отсутствуют совсем вследствие интенсивного подводного размыва, либо резко сокращаются в мощности [47]. Эта зона «нулевой» седиментации начинается в Южном Каспии и через Апшеронский порог протяги-



Фиг. 1. Карты фактического материала (а) и распределения основных литологических типов поверхностных осадков Каспийского моря (б)  
 1 — ракушники; 2 — оолитовые пески; 3 — пески; 4—9 — ил (4 — крупноалевритовый, 5 — мелкоалевритовый, 6 — глинистый, 7 — слабокарбонатный глинистый, 8 — карбонатно-глинистый, 9 — карбонатный); 10 — участки, на которых современные осадки отсутствуют. На фиг. 1,а точками показаны станции отбора образцов современных отложений, а кружками — станции, в которых исследовались плиоцен-четвертичные отложения

вается в Средний Каспий, двумя подковообразными изгибами охватывая его с востока. Ее продолжение намечается в западной части Дербентской котловины, где сравнительно недавно отсутствие поверхностных осадков стали связывать с развитием подзадных оползней.

Распределение химических элементов в различных литолого-петрографических типах современных осадков Каспия приведено в табл. 1. При ее рассмотрении прежде всего обращает на себя внимание высокая общая карбонатность осадков. Действительно, минимальные средние содержания расчетного  $\text{CaCO}_3$  в илах колеблются от 15,74 до 17,66%, достигая максимума при 52,39—63,01%.

Следует подчеркнуть, что карбонатный материал поверхностных осадков Каспийского моря складывается целым рядом минералов (кальцит, арагонит, магниезальный кальцит, сидерит и др.) и по природе своей является полигенным; одна часть его в виде взвесей поступает в водоем вместе с речным стоком, эоловыми осадками и вследствие береговой абразии [17, 18], другая формируется за счет истирания ракушников, тогда как третья, несомненно, образуется в результате непосредственного химического осаждения карбонатов из морской воды [50, 62]. Различить все эти генетически контрастные части осадков, особенно в глубоководных отложениях бассейна, часто не представляется возможным [3].

**Распределение элементов в основных типах осадков Каспийского**

Тип осадка	Количество анализов	CaCO <sub>3</sub>	Fe	Mn	Ti	P	Сорг
Ракушняки	8	82,75	0,74	0,02	0,05	0,02	0,21
Пески	79	24,89	2,21	0,04	0,20	0,03	0,69
Ил:							
крупноалевритовый	28	30,06	1,49	0,04	0,22	0,04	0,37
мелкоалевритовый	25	15,74	3,41	0,09	0,34	0,07	1,27
слабокарбонатный мелкоалевритовый	5	38,57	2,74	0,13	0,30	0,06	0,99
карбонатный мелкоалевритовый	5	63,01	1,43	0,03	0,15	0,04	0,64
глинистый	27	17,66	3,58	0,10	0,32	0,08	1,68
карбонатно-глинистый	11	39,75	2,58	0,09	0,27	0,06	1,07
карбонатный	9	52,39	1,56	0,04	0,14	0,04	0,81

\* Содержание Zr, Mo, Ga, Ge, V, Cr, Ni, Co, Cu и Pb в этой и следующей таблице приведены в 10<sup>-4</sup>%.

**Распределение элементов в осадках поверхностного слоя из различных районов**

Тип осадка	Район *	Fe	Mn	Ti	P	Zr	Сорг		
Пески	1	1,28	0,04	0,22	0,04	612	0,23		
	2	3,54	0,07	0,36	0,06	259	0,47		
	3	3,29	0,06	0,37	0,04	231	1,35		
Ил:	крупноалевритовый	1	1,62	0,05	0,29	0,06	839	0,43	
		2	Не опр.	0,82					
		3	3,95	0,09	0,41	0,06	192	0,68	
	мелкоалевритовый	1	3,11	0,09	0,38	0,04	476	1,51	
		2	4,26	0,09	0,40	0,07	228	1,36	
		3	4,69	0,13	0,46	0,09	160	1,78	
	слабокарбонатный мелкоалевритовый	3	4,46	0,21	0,47	0,10	156	1,61	
		карбонатный мелкоалевритовый	1	3,23	0,06	0,36	0,10	621	1,52
			3	4,37	0,09	0,41	0,11	202	1,91
	глинистый	1	2,23	0,06	0,35	0,06	506	Не опр.	
		2	4,88	0,12	0,32	0,11	149	2,27	
		3	4,22	0,12	0,41	0,08	124	2,01	
	карбонатно-глинистый	1	2,13	0,05	0,17	0,05	36	0,29	
		3	4,63	0,16	0,46	0,10	275	1,94	
		карбонатный	1	3,30	0,09	0,28	0,12	430	2,21
	3		4,99	0,11	0,42	0,11	211	2,42	

\* Район: 1—Северный Каспий; 2—Средний Каспий; 3—Южный Каспий.

Данные, приведенные в табл. 1 для малых элементов, позволяют выделить среди них три группы. К первой группе принадлежат хром и цирконий; их максимальные содержания тяготеют к относительно грубозернистым кластогенным осадкам. Оба элемента в значительных количествах накапливаются в алевритовых разностях илов, что, по всей вероятности, связано с преобладающей размерностью и устойчивостью их минералов-носителей. Можно считать, что цирконий в осадках находится преимущественно в виде цирконов, а хром — в виде пикотита и других хром-шпинелидов [13, 44].

Вторая группа элементов включает в себя Fe, Mn, P, Mo, Ga, Ni, Co, Cu, С<sub>орг</sub> и отчасти Pb; все они отчетливо накапливаются в наиболее тонкозернистых, глинистых илах и, по-видимому, не имеют определенных минералов-носителей. Более того, имеются все основания полагать, что повышенные содержания этих элементов могут быть связаны с несколькими минералами сразу. Так, например, железо в поверхностных осадках Каспия установлено в виде кластогенного магнетита и титаномагнетита, в форме лимонита и лимонитизированных минералов, а также в аутигенных глауконите, сидерите, пирите и хлорите. Возможно, что именно кон-

моря (натуральный осадок), % \*

Zr	Mo	Ga	Ge	V	Cr	Ni	Co	Cu	Pb
62	0,5	5	1,0	5	5	13	3	9	12
384	1,0	8,6	1,2	38	72	20	7	22	28
461	1,0	14,6	1,5	51	75	27	7,5	25	22
196	3,8	16,6	1,5	103	78	42	16	41	28
96	5,5	10,8	1,4	72	49	37	14	50	18
158	1,3	8,0	1,3	31	28	19	6	21	13
152	7,6	18	1,6	99	71	48	14	48	23
142	3,1	10	1,3	58	43	32	12	32	15
90	1,7	7	1,2	32	24	20	8	23	11

Таблица 2

Каспийского моря (на бескарбонатное вещество), %

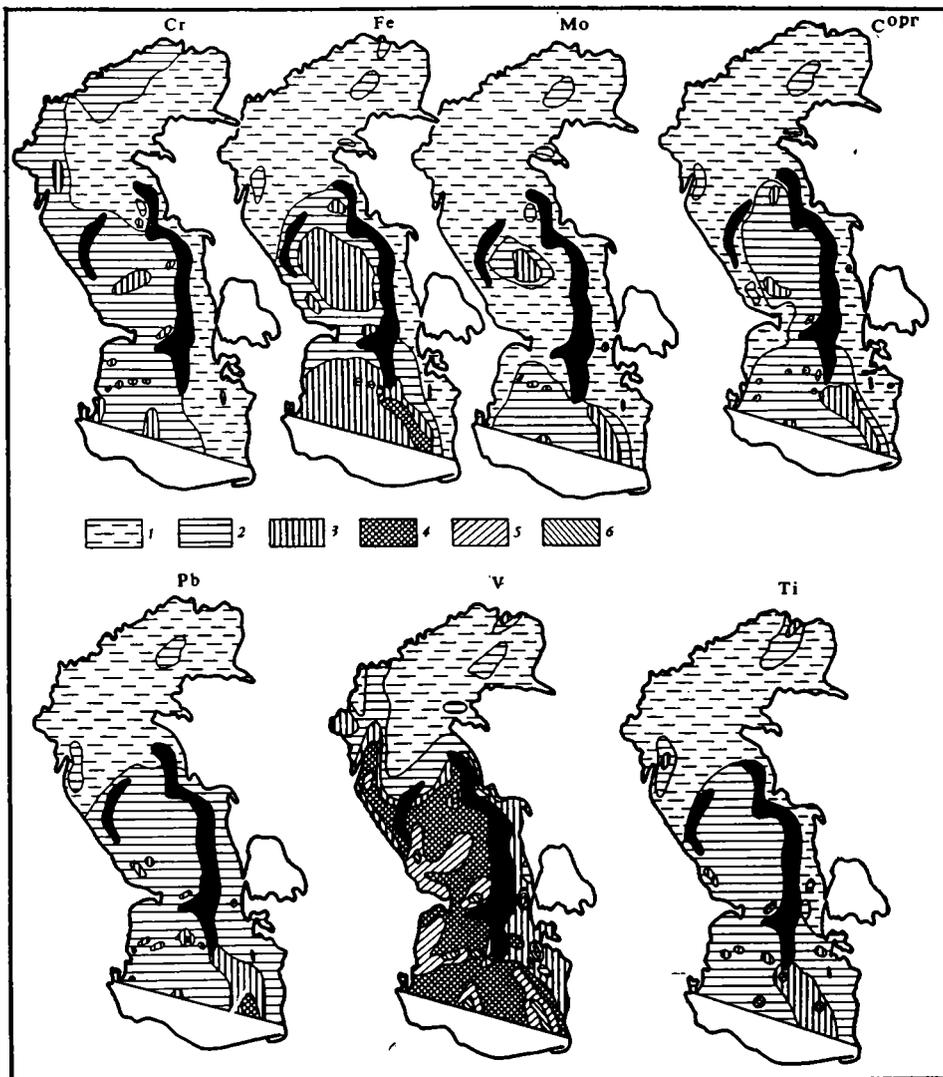
CaCO <sub>3</sub>	Mo	Ga	Ge	V	Cr	Ni	Co	Cu	Pb
23,33	0,6	He опр.	He опр.	35	95	23	5	22	He опр.
17,50	2,2	12	1,4	75	104	30	14	40	45
46,76	3,6	11	2,1	94	69	34	21	56	22
34,43	0,8		He опр.	49	111	32	8	29	He опр.
19,52	3,0	16	1,6	124	102	47	19	35	31
21,22	3,2	19	2,0	133	101	56	18	57	27
10,17	0,9	He опр.	He опр.	103	111	39	16	39	He опр.
12,3	3,1	18	1,6	127	100	51	18	50	28
26,31	6,4	23	2,4	134	96	56	20	53	39
38,57	8,9	10	2,3	117	80	60	23	81	29
69,07	1,6	He опр.	He опр.	45	58	52	10	52	He опр.
53,54	5,2	16	2,8	71	88	49	24	60	28
11,24	0,6	He опр.	He опр.	90	101	48	4	43	He опр.
15,05	12,4	15	1,3	119	89	66	18	62	25
16,50	8,3	13	2,1	119	80	54	18	56	30
41,20	0,8	He опр.	He опр.	51	37	31	7	8	He опр.
39,59	5,6	16	2,1	101	74	55	21	58	26
67,93	1,6	He опр.	He опр.	50	50	50	9	59	He опр.
64,93	6,3	21	3,4	108	77	60	28	68	31

центрация терригенного магнетита в песках западного шельфа Среднего и Южного Каспия повысила среднее содержание железа в песках до 2,21% (см. табл. 1).

В целом, однако, очевидно, что преобладающая масса железа, да и всех других элементов второй группы, в водах Каспийского моря во время формирования осадков находилась в виде тонкой взвеси, сорбировалась на глинистых частицах или увлекалась в осадок в виде металлоорганических соединений, концентрируясь главным образом в пелитовых осадках.

Промежуточное положение между элементами первой и второй группы занимают Ti, V и Ge. Эти элементы, принадлежащие к третьей группе, с одной стороны, ведут себя сходно с хромом, концентрируясь в мелкоалевритовых илах, но с другой,— подобно Fe и Mn, накапливаются в глинистых илах.

Геохимическое сходство в поведении титана, ванадия и германия, по-видимому, обусловлено тем, что они связаны с одними и теми же минералами-носителями.



Фиг. 2. Схема распределения элементов в поверхностном слое осадков Каспийского моря

Содержание, %: 1 — Cr  $< 8 \cdot 10^{-3}$ , Fe  $< 2$ , Mo  $< 5 \cdot 10^{-4}$ , C<sub>опр</sub>  $< 1$ , Pb  $< 20 \cdot 10^{-4}$ , V  $< 50 \cdot 10^{-4}$ , Ti  $< 0,2$ ; 2 — Cr  $8(10^{-3} - 10^{-2})$ , Fe 2—4, Mo  $5 \cdot 10^{-4} - 10^{-3}$ , C<sub>опр</sub> 1—3, Pb  $(20 - 30) \cdot 10^{-4}$ , V  $(50 - 75) \cdot 10^{-4}$ , Ti 0,2—0,4; 3 — Cr  $> 10^{-2}$ , Fe 4—6, Mo  $> 10^{-3}$ , C<sub>опр</sub>  $> 3$ , Pb  $(30 - 40) \cdot 10^{-4}$ , V  $(75 - 100) \cdot 10^{-4}$ , Ti 0,4—0,6; 4 — Pb  $> 40 \cdot 10^{-4}$ , V  $(100 - 125) \cdot 10^{-4}$ , Ti  $> 0,6$ ; 5 — V  $(125 - 150) \cdot 10^{-4}$ ; 6 — V  $> 150 \cdot 10^{-4}$

Действительно, концентраторами ванадия и титана являются все титаносодержащие минералы — сфен, рутил, ильменит, магнетит и титаномагнетит, в изобилии встречающиеся в тяжелой фракции современных осадков Каспия [12, 44, 47]. Кроме того, значительная часть этих химических элементов находится в рассеянном состоянии в турмалинах, роговых обманках и гранатах [15, 51, 74, 75].

Германий в рассеянных формах постоянно накапливается в магнетитах, турмалинах и гранатах; кроме того, значительное количество этого элемента присутствует в пироксенах (гиперстен), а иногда в топазах [35].

Общие исходные формы нахождения химических элементов этой группы порождают тождество в гипергенном распределении. Следует иметь в виду, что часть перечисленных выше минералов-носителей Ti, V и Ge в процессах выветривания является весьма устойчивой (рутил, турмалин, топаз и др.), тогда как другая часть принадлежит к группе неустой-

чивых или умеренно устойчивых (пироксены, роговые обманки, некоторые гранаты). В результате воздействия гипергенных факторов та часть элементов промежуточной группы, которая связана с устойчивыми минералами, участвует в процессах механической дифференциации и накапливается в грубых фракциях осадка; другая же часть постепенно высвобождается из разрушающихся минералов-носителей, переходит в раствор, а затем принимает участие в процессах абсорбции и в реакциях с активным органическим веществом, образуя тонкие взвеси, которые склонны накапливаться в затишных участках бассейна совместно с тонкими глинистыми илами.

При анализе данных, приведенных в табл. 2, видно, что карбонатный материал, присутствующий в донных осадках Каспийского моря в количествах, достигающих иногда 82,75%, весьма существенно разбавляет процентное содержание других компонентов. Так, в глинистых илах, содержащих  $\text{CaCO}_3$  17,66%, находится: Fe 3,58%, Ti 0,32% и P 0,08%, тогда как в карбонатно-глинистых осадках при  $\text{CaCO}_3$  39,75% количество Fe падает до 2,58%, Ti до 0,27%, а P до 0,06%, а в собственно карбонатных илах, при  $\text{CaCO}_3$  52,39%, обнаружено только Fe 1,56%, Ti 0,14% и P 0,04%.

Очевидно, что сравнение различных частей Каспийского водоема по содержанию микрокомпонентов следует производить, полностью исключив разбавляющее влияние карбонатов. Поэтому схемы распределения химических элементов в поверхностных осадках Каспийского моря, изображенные на фиг. 2, построены на основании анализов, пересчитанных на бескарбонатное вещество.

Описание поведения элементов в современных осадках интересно нас водоема правильнее всего вести в соответствии с выделенными ранее геохимическими группами.

*Элементы первой группы* — Cr и Zr распределяются по дну довольно сходно друг с другом; примером их поведения может служить картосхема, составленная для хрома. На фиг. 2 хорошо видно, что поля повышенных содержаний этого элемента, в пределах которых широко распространен хромосодержащий пикотит, располагаются в северо-западной части Северного Каспия, отчетливо тяготея к дельтам Волги и Урала, а затем протягиваясь в западную часть Среднего и Южного Каспия, в пределах которых они захватывают западный шельф и глубоководные впадины. Здесь его повышенные содержания также обнаруживаются в приустьевых частях рек Терека и Куры. Характерно, что восточный шельф Среднего и Южного Каспия, так же как и восточная часть Северного Каспия, повышенных количеств хрома не содержит.

Причина такого асимметричного распределения повышенных содержаний хрома (и циркония) связана с тем, что главная масса обломочного материала поступает в Каспий именно с северо-запада и запада. Кроме того, подводные течения, направленные на западном шельфе преимущественно с севера на юг, выносят за пределы мелководных областей и переоткладывают в котловины-отстойники большое количество тонкого обломочного материала; вместе с ним глубоководные части Каспийского моря обогащаются, по-видимому, большим количеством хромосодержащих слюд, а также мелкими обломками пикотита и тонкой хромосодержащей взвесью, в которой трудно диагностировать определенные минералы-носители.

На геохимической карте, построенной для циркония, поля высоких содержаний этого элемента заметно сдвинуты к северу, в пределы Северного и отчасти Среднего Каспия.

Выше мы уже отмечали, что главными минералами-носителями циркония и хрома являются весьма устойчивые циркон и пикотит. Это не совсем точно, поскольку некоторая часть этих химических элементов находится также в рассеянном состоянии и входит в кристаллическую решетку многих минералов. При этом цирконий распространен в различных устойчивых титансодержащих минералах (сфен, магнетит, рутил, ильменит), а также в менее устойчивых пироксенах [72].

В отличие от него хром чаще всего встречается в слюдах (как в мусковите, так и в биотите), в роговых обманках и хлоритах, особенно связанных с основными магматическими породами. Известен даже зеленый хромсодержащий мусковит, выделенный под собственным названием — фуксит [59].

В целом, однако, относительное значение рассеянных форм циркония и хрома в общем балансе поступления этих химических элементов в Каспийское море, по-видимому, невелико, причем в геохимии хрома их роль более значительна, чем в геохимии циркония. Об этом свидетельствует четкая связь концентраций циркония с грубозернистыми осадками прибрежной зоны Каспия, а также весьма расплывчатое распределение повышенных содержаний хрома на площади (см. фиг. 2) и в гранулометрическом спектре (см. табл. 2).

При миграции хрома в водах зоны гипергенеза растворенные его формы практически не обнаруживаются. Как показали исследования для рек Черноморского бассейна [22], Западной Сибири и Средне-Сибирского плоскогорья [42], этот элемент характеризуется чрезвычайно низкой подвижностью; в большинстве случаев почти 100% его абсолютной массы мигрирует в форме взвеси. Аналогично в тех же условиях поведение циркония.

Исследование дельтовых отложений р. Волги [13] позволило установить, что обычными акцессорными примесями в песках здесь являются устойчивые цирконы (до 10% от суммы тяжелой фракции), в супесях накапливается шпинель (хромпикотит), а в суглинках постоянно присутствует зеленая слюда. Любопытно также, что в алювии р. Урал также распространены циркон и шпинель, однако здесь весьма ощутимо возрастает количество роговой обманки и других продуктов разрушения основных магматических пород Уральских гор.

Горные реки западной части Каспийского моря (Сулак, Уллучай, Ахчай) также выносят с осадками большое количество устойчивого циркона и пикотита [43].

Составить впечатление о распределении пикотита в различных частях Каспийского водоема довольно сложно; что касается циркония, то закономерности его поведения в современных осадках Каспия были охарактеризованы в работах Ю. П. Хрусталева [77] и Л. С. Кулаковой [43]. Карта распределения акцессорного циркона, составленная в процентах от тяжелой части алевритовой фракции, по данным этих авторов, идеально совпадает с геохимической картой распределения Zr в поверхностных осадках моря, построенной нами; это обстоятельство подтверждает правильность представлений о причинах концентрации циркония в донных отложениях Каспия.

Элементы второй группы — Fe, Mo, P, Mn, Ni, Co, Cu, Ga,  $C_{орг}$  и отчасти Pb представлены на фиг. 2 картосхемами распределения железа, молибдена, органического углерода, в меньшей мере — свинца.

Как это видно на фигурах, поведение Fe, Mo и  $C_{орг}$  удивительно сходно — максимумы их накопления локализируются в наиболее глубоководных и халистатических участках моря, тогда как в пределах мелководья — Северного Каспия и шельфа всей остальной части водоема — их накопления незначительны.

Особенно показательна карта распределения железа. На ней отчетливо выявляются Средне-Каспийская и Южно-Каспийская впадины, в илах которых содержание элемента возрастает до 6%. На всей остальной шельфовой части водоема обычны содержания < 2% Fe; только против устьев рек Урала и Терека, в Уральской бороздине и в Мангышлакском заливе развиты пятна, в которых содержания Fe колеблются от 2 до 4%.

По-видимому, повышенное содержание Fe на западном шельфе Среднего и Южного Каспия, где количество этого элемента составляет 2—4%, а местами 4—6%, также может быть связано с деятельностью рек; известно, что реки Кавказского побережья приносят в водоем много лимонита и лимонитизированных обломков пород [44], а прибрежные тече-

ния усиленно разносят этот материал вдоль берега. Там, где течения ослабевают и начинают отлагаться алевритовые илы (см. фиг. 1, б), интенсивно осаждаются железо.

В восточной части Южного Каспия выделяется участок, на котором содержание Fe превышает 6%; совершенно тождественные максимумы в этой части водоема устанавливаются также для Mo,  $C_{орг}$ , Pb и других элементов группы железа; более того, аналогично ведут себя химические элементы группы титана. Во всех изученных нами случаях, помимо кажущегося обогащения элементами карбонатных илов восточного шельфа и пологого континентального склона Южного Каспия, возникающего за счет пересчета содержаний на бескарбонатное вещество, несомненно имеет место и их относительное реальное обогащение. Оно происходит, по-видимому, благодаря тому, что этот участок представляет собой сложное переплетение разнонаправленных течений. Действительно, согласно схемам В. А. Леднева [48], в восточную часть Южного Каспия с одной стороны в юго-восточном направлении перемещаются массы вод,двигающиеся от Апшеронского полуострова; на широте п-ова Челекен и о-ва Огурчинского эта ветвь циклональных циркуляций резко меняет свое направление и устремляется на север, причем путь ее в меридиональном направлении обозначается полосой нулевой седиментации.

Другая ветвь течений двигается с запада на восток вдоль южного шельфа Каспия; вблизи от того района, где в море впадают реки Талар и Теджен, она круто поворачивает на север и вдоль перегиба континентального склона устремляется на север к Апшеронскому порогу.

По-видимому, на тех участках дна, которые находятся в сфере влияния разнонаправленных движений вод, там, где гасится интенсивное и целеустремленное движение и ослабевает способность вод переносить тонкий взвешенный материал, происходит усиленное осаждение ряда химических элементов и в первую очередь тех, что обычно обогащают морские халистазы. Этому, возможно, способствует пологий рельеф дна; в этой части Южного Каспия отмечен очень постепенный подъем от дна глубоководной котловины к широкому и пологому наклоненному шельфу [49].

Закономерности распределения элементов группы железа на дне Каспийского моря в значительной степени определяются формами их нахождения в исходных магматических породах. Типичными собственными минералами железа являются лимонит, гематит, сидерит, ильменит, титаномагнетит и магнетит, гранат-андрадит, эгирин, хлорит, оливин, пирит, халькопирит и другие сульфиды [61, 73]; в них заключена основная масса этого элемента; кроме того, железо в рассеянном состоянии присутствует в рутиле, хромшпинелидах, некоторых гранатах, в эпидотах, а также роговых обманках, биотите, эвгите и других пироксенах.

Часть этих минералов устойчива и хорошо сохраняется в процессах выветривания, однако другая часть легко разрушается и в силу этого значительное количество железа переходит в раствор.

Следует, однако, иметь в виду, что быстрое окисление железа в речных водах способствует образованию тонкой железистой взвеси, которая и перемещается к конечному водоему стока [65]. В водах Куры и Терека Fe в количестве 99,5—99,9% находится во взвешенном состоянии и, попав в воды Каспийского моря, ведет себя как тончайшая глинистая муль [41].

В отличие от железа основная масса Mn, Ni, Co, Ga и Mo обычно оказывается сосредоточена в неустойчивых алюмосиликатах — слюдах, амфиболах, пироксенах, а иногда и в сульфидах (Co, Ni), полевых шпатах (Ga и Mo) и гидроокислах (Mn, Co). Эти минералы при выветривании обычно разрушаются довольно быстро, в результате чего значительная часть заключенных в них элементов высвобождается и переходит в раствор. В реках Каспийского бассейна (Волга, Урал, Кура, Терек) в растворенном состоянии мигрирует, в среднем, %: Fe 0,25, Mn 1,7, Ni 23,6 и Cu около 33,7 [41].

Характерно также, что та часть элементов группы железа, которая перемещается во взвеси, в реках Каспийского бассейна обычно оказывается приуроченной к фракциям 0,01—0,05 и <0,01 мм [25].

В тех участках, где реки впадают в море, взвесь частично коагулирует; в устье Куры, например, содержание взвесей в реке уменьшается на 90—95% [38]. На границе «река — море» благодаря флокуляции при смешении морской и речной вод, а также адсорбции и биологического извлечения металлов из растворов резко сокращается содержание элементов, находящихся в виде истинных растворов.

В целом элементы группы железа в пределах Каспийского моря накапливаются в осадках по законам тонкой взвеси в наиболее глубоководных и затишных участках.

Хотя распределение  $C_{орг}$  в поверхностных осадках Каспия совершенно тождественно распределению других элементов группы Fe, его геохимическая история резко отличается от геохимической истории Fe, Mn, P, Ni, Co, Ga и Mo. Если основная масса всех этих элементов поступает в Каспийское море с речным стоком, то органическое вещество в нем продуцируется главным образом самим водоемом. Годовую продукцию органического вещества в бассейне можно оценить в 134 300 000 т сухого веса [16]; позднее В. Г. Дацко [47] увеличил эту цифру до 207 375 тыс. т сухого веса, или 103 687 тыс. т  $C_{орг}$ . Было также установлено, что около 75% годовой продукции дают бактерии, населяющие морскую воду Каспия, фитопланктон почти 18%, зообентос 3,3%, зоопланктон 2,75%, нектон 0,18%, фитобентос 0,08% и морской зверь только 0,002%.

Если учесть новейшие данные [5, 25] и подсчитать количество взвешенного и растворенного органического вещества, поступающего в Каспийское море с Русской платформы вместе с водами рек Волги и Урала, то оно окажется равным примерно  $9 \cdot 10^6$  т  $C_{орг}$ . Так как содержание  $C_{орг}$  в водах горных рек обычно несколько понижено по сравнению с равнинными реками, то общий привнос аллохтонного  $C_{орг}$  в Каспий вряд ли превышает  $30 \cdot 10^6$  т, что составляет только  $\frac{1}{3}$  годовой продукции самого бассейна.

Очевидно, что органическое вещество, заключенное в осадках моря, рождается не на континенте, а главным образом в самом водоеме; тем не менее гидродинамические особенности органических остатков, обусловленные малыми размерами формирующихся взвешенных частиц, заставляют  $C_{орг}$  распределяться на дне в полном соответствии с поведением элементов группы Fe.

Микроскопические исследования органического вещества [45] показали четкую дифференциацию остатков по размерам; в осадках шельфа обычно преобладают крупные растительные остатки аллохтонного генезиса, тогда как в пределах материкового склона и во впадинах все большее значение начинают приобретать тонкодисперсные остатки планктона и микроорганизмов.

На картах процентного распределения  $C_{орг}$  в поверхностных осадках моря [45, 55] максимальное накопление органики происходит в отложениях Среднего Каспия. Следует, однако, отметить, что это накопление кажущееся и скорее всего связано с разбавляющим действием карбонатов, интенсивно осаждающихся в пределах Южно-Каспийской впадины. Как видно на фиг. 2, пересчет на бескарбонатное вещество полностью нивелирует картину распределения органического вещества в халистазах Среднего и Южного Каспия.

Характерно также, что пятна, в пределах которых содержание  $C_{орг}$  повышается до 3% на фоне довольно низких «шельфовых» значений, обычно отражают повышение продуктивности планктона в устьях рек и совпадают с развитием тонких алевритовых илов во впадинах шельфа.

Так же, как это имеет место и в Черном море [67], среди всех элементов группы железа ближе всего к распределению органического вещества оказывается молибден (см. фиг. 2). По всей вероятности, это обусловлено тем, что в миграции этого элемента в реках большую роль играют растворы. Кроме того, еще в морской воде водоемов зарождается

связь между Mo и органическим веществом благодаря тому, что отмершие организмы, сорбционным путем и образуя неустойчивые металлорганические комплексы с молибденом, извлекают этот металл из растворов и интенсивно увлекают его в осадок [56]. Подобие карт распределения Mo и  $C_{орг}$  в осадках Каспийского моря на фиг. 1 и 2 подчеркивает реальность этого механизма.

Особое место среди элементов группы Fe занимает свинец. Его поведение отличается от других элементов этой группы главным образом тем, что в пределах Среднего и Южного Каспия он распространен повсюду и его содержания, колеблющиеся от  $20 \cdot 10^{-4}$  до  $30 \cdot 10^{-4}\%$ , встречаются и в пределах шельфа и в глубоководных впадинах (см. фиг. 2). Напомним, что в осадках Черного моря [67] этот элемент вместе с цинком образует самостоятельную группу и здесь «пятна» его высоких содержаний также были встречены и в осадках шельфа, и в глубоководных частях бассейна. Н. М. Страхов с соавторами [67] связывал такое поведение Pb с процессами подземного стока: о возможности поступления Pb в осадки шельфа Каспия вместе с водами субмаринной разгрузки писал позднее С. А. Брусиловский с соавторами [19]. Этими исследователями установлено, что свинец обогащает донные осадки азербайджанского шельфа почти в 2 раза, причем, по всей вероятности, увеличение его содержания в средней части шельфа обусловлено подтоком свинецсодержащих вод в результате подземной разгрузки артезианских бассейнов в зоне разломов или в связи с деятельностью грязевых вулканов.

*Элементы третьей группы* — V, Ti, Ge по закономерностям распределения на дне Каспийского моря занимают промежуточное положение между элементами первой и второй групп, причем ближе всего они располагаются к элементам устойчивых минералов.

Как видно на фиг. 2, ванадий и титан в Северном Каспии концентрируются в дельтах Урала, Терека, отчасти Волги; на всей остальной площади этого гигантского «лотка», с которого осенние бури и течения смывают массу тонкого терригенного материала, располагаются сравнительно невысокие содержания обоих металлов — V  $50 \cdot 10^{-4}\%$  и TiO  $0,2\%$ .

Вторая площадь максимального накопления обоих элементов располагается на западном шельфе Среднего и Южного Каспия, а также в их глубоководных котловинах-«отстойниках». Здесь содержания титана примерно равны тем, которые возникают в приустьевых участках ( $0,2$ — $0,6\%$ ); что же касается ванадия, то он концентрируется в халистазах гораздо более интенсивно, местами заметно превышая  $150 \cdot 10^{-4}\%$ .

Поведение Ti, V и Ge теснейшим образом связано с формами их нахождения в магматогенных минералах. Эти элементы концентрируются в магнетитах и титаномагнетитах, а также в рутилах, ильменитах и других титановых минералах [15, 35, 51, 74, 75]. Германий, кроме того, часто накапливается в турмалинах и топазах. Все эти минералы довольно устойчивы и при выветривании обеспечивают миграцию химических элементов в форме взвеси.

Необходимо, однако, иметь в виду, что часть химических элементов этой группы в рассеянном состоянии находится в авгитах и других пироксенах, амфиболах, биотитах и оливинах; эта часть связана, таким образом, с неустойчивыми минералами и легко высвобождается при их разрушении.

В водах рек Каспийского бассейна от 0 до  $14\%$  ванадия мигрирует в форме растворов [41]; в реках Средне-Сибирского плоскогорья от 1 до  $35\%$  титана перемещается в растворенной форме, а в водах рек Западно-Сибирской низменности количество истинно растворенного титана колеблется от 22 до  $59\%$  [42].

Очевидно, что миграционная способность титана, ванадия (и германия) в водах рек значительно выше миграционной способности циркония и хрома, но существенно ниже миграционной способности Mn, Cu и Mo, принадлежащих к группе Fe.

При рассмотрении геохимических карт поверхностных осадков Каспийского моря, приведенных на фиг. 2, обращают на себя внимание су-

ществленные различия в распределении вещества на площади Северного, Среднего и Южного Каспия.

Эти три региона заметно отличаются друг от друга строением земной коры [46, 47]. Северный Каспий располагается в пределах Восточно-Европейской докембрийской платформы, Средний — захватывает значительную часть эпигерцинской Туранской плиты и, наконец, Южный Каспий лежит в пределах альпийской складчатой области и отличается от первых двух более северных водоемов тем, что в его пределах развита типичная субокеаническая кора; здесь осадочный чехол огромной мощности залегает непосредственно на геофизическом «базальтовом» слое.

Различия в геологическом строении этих трех частей Каспийского водоема нашли свое отражение в рельефе и морфометрии каждого из этих регионов. Северный Каспий, средняя глубина которого не превышает 6,2 м, представляет собой слабо наклоненную к югу площадку, в пределах которой прослеживаются реликты древнего рельефа и русел палеорек, захороненных водами моря (Уральская бороздина, впадина палео-Волги, Мангышлакская бороздина). В этой части моря преобладают дрейфовые течения, связанные с направлением ветра, волнения воды достигают дна, осенние бури перемещают массы взвешенного материала, а зимой в формировании осадка принимает участие лед, поскольку поверхность моря в это время промерзает на огромных площадях.

Средний Каспий имеет вид глубокой впадины; в его средней части располагается Дербентская котловина, со всех сторон окруженная узким шельфом. Максимальная ее глубина достигает 780 м. Так как протирание котловины направлено с северо-запада на юго-восток, мощное циклоническое течение сбрасывает в эту впадину-халистазу огромное количество тонкого кластического материала, смываемого с площадки северных районов моря или поступающего с водами рек Терек, Сулак и Самур.

Далее мелководный (до 200 м глубины) Апшеронский порог ограничивает асимметричную Южно-Каспийскую впадину, занимающую значительную часть Южного Каспия. Ее максимальная глубина достигает 1025 м. Западный борт крут, тогда как восточный полого поднимается и переходит в широкую шельфовую площадку [49]. Дно Южно-Каспийской впадины, а также шельфовая зона этого региона осложнены многочисленными грязевыми вулканами, а также тектоническими поднятиями (Абиха, Шатского и др.), выраженными в рельефе.

Два кольца течений, направленных в циклональном и антициклональном круговоротах и берущих свое начало у Апшеронского полуострова, разносят вдоль берегов и уносят в область халистаз обломочный материал, поступающий в эту часть водоема с течением Куры, Теджена и других рек.

Характерно, что с гидродинамической точки зрения Каспийское море представляет собой единый морской бассейн, а с литологической — три полуизолированных системы аккумуляции осадочного вещества, среди которых Северный Каспий уподобляется мелководному вибрационному столу, на котором непрерывно отмываются осадки равнинных рек, а Средний и Южный Каспий служат гигантскими отстойниками, аккумулялирующими более тонкий и подвижный кластический материал, поступающий со стороны платформы или приносимый горными реками Кавказа. Результаты сравнения химического состава поверхностных осадков различных частей Каспийского моря приведены в табл. 2. Анализ приведенных усредненных цифр позволяет сделать вывод о том, что песчаные осадки Северного Каспия, обычно занимающие огромные площади этого района (см. фиг. 1, б, 2), в отличие от песков Среднего и Южного Каспия существенно обогащаются Zr и Sr, хотя и несколько обеднены такими устойчивыми компонентами, как V и Ti. По-видимому, такое относительное накопление элементов в песках различных районов моря можно объяснить тем, что главные источники циркона и пикотита располагаются на севере в пределах Восточно-Европейской платформы и Урала [12, 40].

В то же время известно, что значительные количества минералов-носителей Cr, Ti и V поступают в результате размыва основных (гипербазитовых) интрузий Талыша и Малого Кавказа и обогащают пляжи и шельфовые пески юго-западного побережья; в осадках рек Куры и Ленкорани известны повышенные содержания авгита, магнетита, хромшпинелида, амфибола, роговой обманки и биотита [2, 6, 39].

Сравнение мелкоалевритовых илов различных частей моря (см. табл. 2) позволяет также считать, что в Среднем Каспии они заметно обеднены Zr и Cr, а в Южном Каспии — существенно обогащены Ti, V и Ge, а также почти всеми элементами группы железа.

Труднее сравнить глинистые илы, поскольку на всей площади Южного Каспия, в отличие от Среднего, чистые их разновидности практически отсутствуют, а широко развиты карбонатно-глинистые и собственно карбонатные разности. Так как в табл. 2 использованы пересчеты на бескарбонатное вещество, то сравнивать приведенные цифры вполне допустимо. Это позволяет также прийти к выводу, что все элементы группы Fe (за исключением Mo и, возможно Ni) существенно обогащают глубоководные отложения Южнокаспийской впадины.

Объяснение такой геохимической индивидуальности осадков Южного Каспия осложняется еще и тем обстоятельством, что на картах распределения большинства химических элементов и особенно железа, марганца, кобальта, никеля, свинца, а также хрома, ванадия и титана в южных районах моря (см. фиг. 2) почти всегда обозначаются многочисленные точечные концентрации химических элементов, весьма непонятные с позиций чисто седиментационных явлений и обычно отсутствующие в осадках Среднего Каспия.

Любопытным и требующим специального истолкования представляется тот факт, что в этих аномалиях обычно накапливаются химические элементы, различающиеся по миграционным способностям в зоне гипергенеза; здесь часто Mo и Pb соседствуют с Cr, Ti и V, хотя обычно в ходе осадконакопления они принадлежат к разным группам и редко накапливаются в одних и тех же частях водоемов [66].

Нам представляется, что развитие аномальных точечных концентраций химических элементов в поверхностных осадках Южного Каспия связано с деятельностью грязевых вулканов.

В последнее время благодаря работам многих русских, азербайджанских и туркменских геологов стало очевидным, что грязевой вулканизм представляет собой мощное геологическое явление, способное конкурировать по своим результатам с процессами осадочной мобилизации и седиментации.

Известно, что в момент извержения грязевые вулканы выбрасывают в зону осадконакопления колоссальные массы грязебрекчий, газов и вод. Авторы попытались охарактеризовать объем некоторых продуктов извержений грязевых вулканов по литературным данным [26, 31, 32, 37, 81, 82] (табл. 3).

Очевидно, что во время некоторых извержений грязевых вулканов в зону осадконакопления поступало количество грязебрекчий, достигающее  $(3,5-4) \cdot 10^6$  т, а также  $\text{CO}_2$  и углеводородных газов в  $(7-8) \cdot 10^3$  м<sup>3</sup>. Грандиозность этих величин можно оценить, если напомнить, что р. Волга после зарегулирования стала ежегодно поставлять в Каспийское море  $(7-8) \cdot 10^6$  т взвеси.

Специально проведенные наблюдения над наземными грязевыми вулканами [24] в промежутках между извержениями показали, что в это время постоянно выделяются жидкая грязь в количестве 15—53 м<sup>3</sup>/сут, вода до 60 см<sup>3</sup>/с. и газы до 4000 м<sup>3</sup>/сут; среди последних установлены  $\text{CO}_2$ ,  $\text{H}_2\text{S}$  и углеводороды.

Основная масса грязевых вулканов находится в пределах Южного Каспия (фиг. 3). В Азербайджане [26], в пределах треугольника, ограниченного г. Шемаха, о-вом Нефтяные Камни и подводной банкой Куринский Камень, сосредоточено около 200 грязевулканических очагов; многие из них поражают своими крупными размерами. Так, например,

## Продукты наземных извержений грязевых вулканов Азербайджана

Грязевой вулкан	Год извержения	Вес сопочной брекчии, т	Количество выделен- ных газов, м <sup>3</sup>
Остров Свиной	1880	2·10 <sup>6</sup>	4·10 <sup>3</sup>
Банка Ливанова	1930	1·10 <sup>6</sup>	2·10 <sup>3</sup>
Аляты	1967	2·10 <sup>6</sup>	—
Тасмардан	1954	4·10 <sup>6</sup>	8·10 <sup>3</sup>
Большой Кумани	1959	3,5·10 <sup>6</sup>	7·10 <sup>3</sup>
Айрантекян	1964	2,5·10 <sup>6</sup>	—
Локбатан	1884	2,5·10 <sup>5</sup>	5·10 <sup>2</sup>
Туорогай	1947	8·10 <sup>4</sup>	160
Кушчи	1965	3·10 <sup>4</sup>	—
Безымянная сопка	1949	112·10 <sup>2</sup>	22
Кянизадаг	1950	2·10 <sup>5</sup>	400
Кара-Кюре	1951	1,2·10 <sup>5</sup>	240
Кейреки	1953	8·10 <sup>5</sup>	1,6·10 <sup>2</sup>
Бусовчинская сопка	1953	3,4·10 <sup>5</sup>	680
Кобийский	1957	1,8·10 <sup>3</sup>	36

Туорогай или Большой Кянизадаг представляют собой конусовидные поднятия высотой 300—400 м.

В пределах акватории Южного Каспия морфометрическим способом [32], с помощью эхолотирования и аэромагнитной съемки выявлено около 136 подводных грязевых вулканов. Многие из них четко выражаются в рельефе дна моря и образуют щитообразные возвышенности.

Наконец, на территории Западной Туркмении, в треугольнике, образованном городами Челекен, Небит-Даг и Гасан-Кули, расположено еще около 50 наземных вулканов, часть их функционировала в недалеком прошлом, а в настоящее время бездействует (Алигул, Боя-Даг).

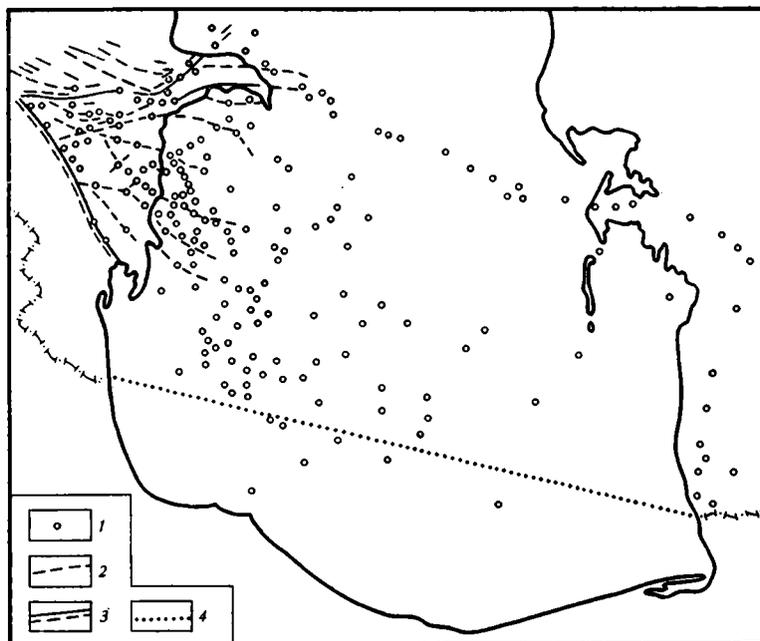
Пространственное положение грязевых вулканов довольно четко контролируется простиранием крупных разломов или расположением крупных антиклинальных поднятий [26, 29, 32]. Так, например, разлом, ограничивающий Апшеронский порог и трассированный геофизическими методами от п-ова Челекен до о-ва Нефтяные Камни и далее вдоль северного берега Апшеронского полуострова, отлично фиксируется цепочкой грязевых вулканов (см. фиг. 3).

Другой чрезвычайно важной чертой этих образований является то, что стратиграфический диапазон действия каждой группы грязевых вулканов различен; их «корни» или максимальная глубина, с которой поднимаются на дневную поверхность грязевые потоки и обломки горных пород, обычно располагаются на разных глубинах. «Корни» грязевых вулканов Южно-Каспийской впадины и нижнего течения р. Куры не опускаются ниже плиоцена [23], в пределах Апшеронского порога и на восточном шельфе Южного Каспия они вскрывают отложения палеогена и миоцена, в Туркмении и на большей части Апшеронского полуострова — дренируют меловые отложения, а на севере Апшерона — даже юру.

Характерно также, что проявления грязевого вулканизма пространственно обычно бывают тесно связаны с крупными нефтяными и газовыми месторождениями [28, 29] и отчетливо тяготеют к зонам аномально-высоких пластовых давлений [8, 34].

Все перечисленные особенности этого своеобразного явления чрезвычайно затрудняют решение проблемы его генезиса; изучение процессов песчаного диапризма, а также дегидратации и обезвоживания глин в условиях элизионного режима позволило одному из авторов данной статьи высказать соображения о том, что грязевой вулканизм является разновидностью этих процессов, резко проявившихся в ходе развития осадочно-породного бассейна в обстановке повышенной проницаемости чехла и фундамента [76].

Сопоставление карты грязевого вулканизма, приведенной на фиг. 3, с геохимическими аномалиями, изображенными на схемах (см. фиг. 2),



Фиг. 3. Схема размещения грязевых вулканов на акватории Каспийского моря  
 1 — местонахождение грязевого вулкана; 2 — разломы; 3 — граница развития зоны грязевых вулканов; 4 — государственная граница

позволяет заметить определенное сходство в их пространственной локализации, хотя недостаточная детальность проведенных геохимических исследований сильно нарушает полную симбатность сравниваемых схем.

Геохимические индикаторы грязевого вулканизма весьма разнообразны. Среди них прежде всего выделяются химические элементы, теснейшим образом связанные с устойчивыми минералами, которые довольно часто обогащают грязевые брекчии.

Так, например, в работе П. П. Авдусина [1], посвященной минералогии продуктов извержения вулканов Центрального Кабристана, было отмечено повышенное содержание гранатов, шпинели, циркона, рутила, анатаза, брукита, авгита, титанита, ставролита, турмалина и магнетита в грязебрекчиях этой группы.

Н. Ф. Глазовский [23] подчеркнул повышенную магнитную восприимчивость отложений многих подводных вулканов; очевидно, что она связана с относительным накоплением магнетита в поверхностных осадках Южного Каспия. А. А. Шацов [79] установил в глинистых илах банки Макарова (Бакинский архипелаг) высокие содержания граната и эпидота. В сопочном иле поднятия Шатского отмечено аномальное содержание магнетита и мусковита, а также сфена, роговой обманки, пироксена, эпидота и других минералов [43].

В целом, по-видимому, не вызывает сомнения, что цирконий, хром, титан, ванадий и германий, заключенные в устойчивых аксессуарных минералах, могут заметно накапливаться в твердых продуктах грязевых извержений.

Причина этого явления, возможно, заключается в том, что основная масса грязебрекчий слагается мелкоалевритовой фракцией [53]. Поскольку эта фракция наиболее подвержена процессам оплывания и выдавливания и обычно содержит максимум тяжелых аксессуарных минералов, можно предположить, что в ходе излияния сопочной грязебрекчии осуществляется одновременно механический отбор многих минералов-носителей, первоначально обогащавших гранулометрически разные горизонты вмещающих толщ.

Наряду со слабоподвижными химическими элементами грязебрекчии заметно концентрируют ряд весьма активных мигрантов.

Свежеизлившиеся сопочные отложения повсеместно содержат значительное количество пирита; на суше и в окислительной обстановке подвижных вод этот минерал быстро окисляется и зеленовато-серые накопления грязи окрашиваются в рыжеватые тона [1, 43, 60, 68].

В тесной связи с грязевым вулканизмом находятся столбообразные песчаные тела Челекена, в которых кварц-полевошпатовый песок плотно сцементирован сульфидами железа [33]; они также контролируются разломами, а содержание железа в них нередко превышает 10% [60].

Многочисленные минералого-геохимические работы позволили связать грязевой вулканизм с концентрациями бора [7, 23, 30], ртути [58, 69], железа и марганца [82], стронция [23, 52], молибдена [7], свинца [69] и меди [1]. Сходные закономерности установлены для грязевых вулканов Тамани и Крыма [80].

Таким образом, можно считать доказанным, что диагностическим геохимическим признаком отложений грязевых вулканов является удивительное сочетание в них концентраций тех элементов, которые считаются слабыми мигрантами в зоне гипергенеза (Zr, Cr, Ti, V, Ge) и тех элементов, что активно мигрируют в водах стратисферы и образуют многочисленные аутигенные минералы (B, Hg, Sr, Fe, Mn, Mo, Pb, Cu). Это странное сообщество элементов усложняет общую геохимическую картину распределения химических элементов в осадках Южного Каспия и создает ряд точечных аномалий (см. фиг. 2), не укладывающихся в схему обычного осадочного процесса.

#### Литература

1. *Авдусин П. П.* К петрографии продуктов извержений грязевых вулканов Крымско-Кавказской геологической провинции.— В сб.: Результаты исследования грязевых вулканов Крымско-Кавказской геологической провинции. М.—Л.: Изд-во АН СССР, 1939, с. 57—67.
2. *Азизбеков Ш. А., Ахмедов Г. Г.* Магнетито-авгитовые пески юго-западного побережья Каспийского моря.— Изв. АН АзССР, Сер. наук о Земле, 1973, № 2, с. 68—72.
3. *Алексина И. А.* Осадки и рельеф подводного склона восточного побережья средней части Каспийского моря.— В кн.: Геологическое строение подводного склона Каспийского моря. М.: Изд-во АН СССР, 1962, с. 28—65.
4. *Али-заде А. А., Алиханов Э. А., Шойхет П. А.* Исследование условий преобразования органического вещества в современных осадках Южного Каспия. М.: Недра, 1967. 278 с.
5. *Артемьев В. Е.* Органический углерод и углеводы в устьях рек южных морей СССР.— Литология и полез. ископаемые, 1981, № 3, с. 142—148.
6. *Артунова Н. М.* Минералогический состав донных отложений Бакинского архипелага.— В кн.: Современные осадки Каспийского моря. М.: Изд-во АН СССР, 1956, с. 175—186.
7. *Ахмедов А. Г.* Геохимические особенности ландшафтных фаций грязевого вулкана Ченлдаг.— Уч. зап. Азерб. ун-та, сер. геол.-геогр. наук, 1977, № 1, с. 25—33.
8. *Бабалля Г. Г.* Аномально высокие пластовые давления в зонах развития грязевого вулканизма.— В кн.: Пластовые давления в нефтегазоносных провинциях. М.: Наука, 1982, с. 134—141.
9. *Балакишьева Б. А.* Геохимическая характеристика бора в водах и донных осадках Каспийского моря.— Изв. АН АзССР. Сер. наук о Земле, 1978, № 2, с. 83—91.
10. *Балакишьева Б. А.* К геохимической характеристике В в Каспийском море.— В кн.: Вопросы геохимии и химии редких элементов. Баку: Недра, 1979, с. 109—117.
11. *Бардовский О. К.* Органическое вещество морских и океанических осадков в стадию раннего диагенеза. М.: Наука, 1974. 100 с.
12. *Батурич В. П.* Палеогеография по терригенным компонентам. Баку—М.: ОНТИ НКТП СССР, АзОНТИ, 1937. 292 с.
13. *Батурич В. П.* Введение в геологию дельты Волги.— В кн.: Геология дельты Волги. Л.: Гидрометеиздат, 1951, с. 12—49.
14. *Батурич В. П., Копылова Е. К.* Геологический очерк южной и средней частей Каспийского моря.— В кн.: Современные осадки Каспийского моря. М.: Изд-во АН СССР, 1956, с. 272—302.
15. *Борисенко Л. Ф.* Ванадий (минералогия, геохимия и типы эндогенных месторождений). М.: Недра, 1973. 192 с.
16. *Бруевич С. В.* Распределение вещества среди отдельных групп организмов Каспийского моря.— В кн.: Элементы химического баланса Каспийского моря. М.: Изд-во АН СССР, 1941, с. 76—86.
17. *Бруевич С. В., Виноградова Е. Г.* Основные черты осадкообразования на Каспийском море.— Докл. АН СССР. Сер. геол., 1946, т. 52, № 9, с. 795—798.

18. Бруевич С. В., Гудков М. П. Атмосферная пыль над Каспийским морем.— Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1954, № 4, с. 18—28.
19. Брусиловский С. А., Гладкова Е. В., Хлистунов В. В. К характеристике микрокомпонентного состава донных осадков Каспийского моря.— В сб.: Комплексные исследования Каспийского моря. М.: Изд-во МГУ, 1976, вып. 5, с. 151—162.
20. Брусиловский С. А., Турочкина Н. М. Микроэлементы в подземных водах и морских осадках западного побережья Среднего Каспия.— В сб.: Комплексные исследования Каспийского моря. М.: Изд-во МГУ, 1973, вып. 4, с. 126—135.
21. Будянская М. Л. Миграция фосфора в донных отложениях Каспийского моря. Л.: Гидрометеоздат, 1948. 275 с.
22. Глаголева М. А. Формы миграции элементов в речных водах.— В кн.: К познанию диагенеза осадков. М.: Изд-во АН СССР, 1959, с. 28—65.
23. Глазовский Н. Ф. Условия образования и действия грязевых вулканов Южно-Каспийского региона.— В сб.: Комплексные исследования Каспийского моря. М.: Изд-во МГУ, 1976, вып. 5, с. 201—211.
24. Глазовский Н. Ф., Батоян В. В., Брусиловский С. А. Грязевый вулканизм как источник поступления вещества в Каспийское море.— В сб.: Комплексные исследования Каспийского моря. М.: Изд-во МГУ, 1976, вып. 5, с. 189—200.
25. Гордеев В. В. Речной ток в океане и черты его геохимии. М.: Наука, 1983. 158 с.
26. Горин В. А., Буниат-заде Э. А. Глубинные разломы, газонефтяной вулканизм и залежи нефти и газа западного борта Южно-Каспийской впадины. Баку: Азгосиздат, 1971. 190 с.
27. Горшкова Т. И. Карбонаты и органическое вещество в осадках Среднего и Южного Каспия.— Тр. ВНИРО, 1959, т. 38, с. 28—65.
28. Губкин И. М. Тектоника юго-восточной части Кавказа в связи с нефтеносностью этой области. М.: ОНТИ, 1934. 290 с.
29. Губкин И. М., Федоров С. Ф. Грязевые вулканы Советского Союза и их связь с нефтяными месторождениями Крымско-Кавказской геологической провинции. М.: Изд-во АН СССР, 1937. 125 с.
30. Гуляева Л. А. Бор грязевых вулканов.— В кн.: Результаты исследования грязевых вулканов Крымско-Кавказской геологической провинции. М.— Л.: Изд-во АН СССР, 1939, с. 103—125.
31. Дадашев Ф. Г. Угледородные газы грязевых вулканов Азербайджана. Баку: Азернешр, 1964. 250 с.
32. Дадашев Ф. Г., Мехтиев А. К. Грязевые вулканы Каспийского моря.— Изв. АН АзССР. Сер. наук о Земле. Геология, 1979, № 5, с. 26—32.
33. Дворов В. И. Термальные воды Челекена и геохимические особенности их формирования. М.: Наука, 1975. 178 с.
34. Дурмишьян А. Г. О генезисе грязевых вулканов в свете новых данных.— Изв. вузов. Нефть и газ, 1962, № 12, с. 104—120.
35. Жукова А. С. Германей.— В кн.: Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов. Т. 1. М.: Наука, 1964, с. 531—557.
36. Заславский Е. М., Аммосова Л. М. К характеристике органического вещества четвертичных отложений шельфа Каспийского моря.— В кн.: Комплексные исследования Каспийского моря. М.: Изд-во МГУ, 1974, вып. 4, с. 72—81.
37. Зейналов М. М. Грязевые вулканы Южного Кобыстана и их связь с газонефтяными месторождениями. Баку: Азернешр, 1960. 250 с.
38. Иванов К. И. Об оседании взвеси на приустьевом взморье Куры.— Тр. ГОИН, 1955, вып. 28, (40), с. 131—136.
39. Исмаилзаде А. Д., Емельянова Е. Н., Саггаров М. М. Распределение элементов группы железа в авгит-магнетитовых песках юго-западной акватории Каспия.— Изв. АН АзССР. Сер. наук о Земле, 1982, № 4, с. 63—74.
40. Кленова М. В. Процессы осадкообразования на подводном склоне Каспия в пределах Азербайджана.— В кн.: Современные осадки Каспийского моря. М.: Изд-во АН СССР, 1956, с. 7—118.
41. Коновалов Г. С., Иванова А. А., Колесникова Т. Х. Рассеянные и редкие элементы, растворенные в воде и содержащиеся во взвешенных веществах крупнейших рек СССР.— В кн.: Геохимия осадочных пород и руд. М.: Наука, 1968, с. 72—88.
42. Контарович Э. А. Формы миграции элементов в реках гумидной зоны (по материалам Западной Сибири и других районов).— В кн.: Геохимия осадочных пород и руд. М.: Наука, 1968, с. 88—102.
43. Кулакова Л. С. Минеральный состав новокаспийских и верхнехвалынских осадков.— В кн.: Осадки Каспийского моря. М.: Наука, 1973, с. 57—93.
44. Кулакова Л. С. Условия формирования и особенности распределения минерального состава верхнечетвертичных отложений Среднего и Южного Каспия.— В кн.: Палеогеография и отложения плейстоцена южных морей СССР. М.: Наука 1977.
45. Куприн П. Н., Багиров В. И. Геохимическая характеристика органического вещества донных отложений Среднего и Южного Каспия.— В кн. Комплексные исследования Каспийского моря. М.: Изд-во МГУ, 1970, вып. 1, с. 120—141.
46. Лебедев Л. И. Строение и нефтегазоносность современных гетерогенных депрессий. М.: Наука, 1978. 110 с.
47. Лебедев Л. И., Маев Е. Г., Бордовский О. К., Кулакова Л. С. Осадки Каспийского моря. М.: Наука, 1973. 118 с.
48. Леднев В. А. Течения Северного и Среднего Каспия. М.: Морской транспорт, 1943.
49. Леонтьев О. К. и др. Каспийское море. М.: Изд-во МГУ, 1969. 150 с.
50. Маев Е. Г., Лебедев Л. И. Особенности накопления карбоната кальция, железа

- и марганца в новокаспийских отложениях Каспийского моря (за пределами шельфа).— В кн.: Комплексные исследования Каспийского моря. М.: Изд-во МГУ, 1970, вып. I, с. 97—110.
51. *Мальшев И. И.* Закономерности образования и размещения месторождений титановых руд. М.: ГОНТИ, 1957. 271 с.
  52. *Мустафаев С. М.* К изучению твердых выбросов грязевого вулкана о. Лось (извержение 28 марта 1977 г.).— В кн.: Мат-лы научн. конф. аспирантов АН АзССР Отд. физ.-техн. и мат. хим. и наук о Земле. Баку: 1978, с. 275—277.
  53. *Назаров Н. О.* Грязевые вулканы Кеймир-Чекишлярского региона. Ашхабад: Изд-во АН ТССР, 1957. 150 с.
  54. *Пахомова А. С.* Марганец в морских осадках.— Тр. ГОИН, 1948, вып. 5, с. 101—150.
  55. *Пахомова А. С.* Органическое вещество в донных отложениях Каспийского моря.— Тр. ГОИН, 1961, вып. 59, с. 28—75.
  56. *Пилипчук М. Ф., Волков И. И.* Геохимия молибдена в Черном море. Литология и полез. ископаемые, 1968, № 4, с. 2—42.
  57. *Потапова Л. И., Ермакова В. И., Шарно Н. М.* Органическое вещество в разрезе четвертичных и плистоценовых отложений юго-западной части Каспийского моря.— В кн.: Комплексные исследования Каспийского моря. М.: Изд-во МГУ, 1976, вып. 5, с. 125—131.
  58. *Поляков В. Э.* О поисках, разведке и оценке ртутных месторождений. Алма-Ата: ОНТИ, 1967. 270 с.
  59. *Пустовалов Л. В., Холодов В. Н.* Хром.— В кн.: Металлы в осадочных породах. Т. I. М.: Наука, 1964, с. 171—197.
  60. *Резник В. П.* Особенности распределения микроэлементов в донных отложениях восточной части Челекен-Апшеронского порога.— В кн.: Мат-лы научной конф. молодых ученых. Сер. геол. Одесса, 1982, с. 161—169.
  61. *Сауков А. А.* Геохимия. М.: ГИГЛ, 1951. 382 с.
  62. *Соловьев В. Ф.* О некоторых карбонатных осадках Каспийского моря.— В кн.: Современные осадки Каспийского моря. М.: Изд-во АН СССР, 1956, с. 137—151.
  63. *Страхов Н. М.* К познанию закономерностей и механизма морской седиментации. Каспийское море.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1950, № 1, с. 80—111.
  64. *Страхов Н. М.* Осадкообразование в Каспийском море.— В кн.: Образование осадков в современных водоемах. М.: Изд-во АН СССР, 1954, с. 137—179.
  65. *Страхов Н. М.* Формы железа в отложениях Черного моря и их значение для теории диагенеза.— В сб.: К познанию диагенеза осадков. М.: Изд-во АН СССР, 1959. с. 35—105.
  66. *Страхов Н. М.* К теории геохимического процесса в гумидных зонах.— В кн.: Геохимия осадочных пород и руд. М.: Наука, 1968, с. 102—134.
  67. *Страхов Н. М., Белова И. В., Глаголева М. А., Лубченко И. Ю.* Распределение и формы нахождения элементов в поверхностном слое современных Черноморских отложений.— Литология и полез. ископаемые, 1971, № 2, с. 3—30.
  68. *Султанов А. Д.* Литология сопочной брекчии грязевого вулкана Большой Кянизадаг.— Докл. АН АзССР. Сер. геол., 1951, т. VII, № 8, с. 102—108.
  69. *Султанов А. Д., Мазанов Д. Д., Сараджалинская Т. М.* Ртуть в современных осадках Каспийского моря.— Докл. АН АзССР. Сер. геол., 1971, т. 27, с. 210—312.
  70. *Султанов А. Д., Сараджалинская Т. М.* Содержание малых элементов в различных литологических типах пород в отложениях южной части Каспийского моря в пределах Азербайджана.— Докл. АН АзССР, 1969, т. XXV, № 1, с. 21—26.
  71. *Султанов К. М., Эфендиев Х. М.* Распределение свинца в раковинах современных и ископаемых пелеципод Апшеронского яруса современного Каспия.— Уч. зап. Азерб. ун-та, Сер. геол.-геогр., 1969, № 3, с. 38—56.
  72. *Тихоненков И. П., Тихоненкова Р. П.* Цирконий.— В кн.: Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов. Т. I. М.: Наука, 1964.
  73. *Ферсман А. Е.* Железо.— В кн.: Избранные труды. Т. V. М.: Изд-во АН СССР, 1959, с. 155—166.
  74. *Холодов В. Н.* Ванадий (геохимия, минералогия и генетические типы месторождений в осадочных породах). М.: Наука, 1968. 228 с.
  75. *Холодов В. Н.* Осадочный рудогенез и металлогения ванадия. М.: Наука, 1973.
  76. *Холодов В. Н.* Постседиментационные преобразования песчано-глинистых толщ в элизионных бассейнах. М.: Наука, 1983. 250 с.
  77. *Хрусталеv Ю. П.* Закономерности современного осадконакопления в Северном Каспии. Ростов-н/Д: Изд-во Рост. ун-та, 1978. 205 с.
  78. *Черткова Л. В., Зеленов К. К., Маев Е. Г., Лебедев Л. И.* Углеводородные и неуглеводородные газы донных отложений Каспийского моря.— В кн.: Комплексные исследования Каспийского моря. М.: Изд-во МГУ, 1976, вып. 5, с. 140—151.
  79. *Шацов А. А.* Морская радиометрия. М.: Недра, 1969. 180 с.
  80. *Шюков Е. М., Науменко П. И., Лебедев Ю. С. и др.* Грязевой вулканизм и рудообразование. Киев: Наук. думка, 1971. 330 с.
  81. *Якубов А. А.* Грязевые вулканы Азербайджана и их связь с нефтяными месторождениями. Баку: Изд-во АН АзССР, 1948. 270 с.
  82. *Якубов А. А., Али-заде А. А., Зейналов М. М.* Грязевые вулканы Азербайджанской ССР. Атлас. Баку: ЭЛМ, 1971. 120 с.

УДК 551.234 : 551.3

## **ЛИТОЛОГИЯ СОВРЕМЕННЫХ ОСАДКОВ ГИДРОТЕРМАЛЬНОГО ОЗЕРА ХЛОРИДНОЕ НА КАМЧАТКЕ**

**ЕРОЩЕВ-ШАК В. А., КАРПОВ Г. А., ИЛЬИН В. А.**

Настоящая работа является первой из серии статей, посвященных исследованию литологии донных осадков гидротермальных озер современных гидротермальных систем.

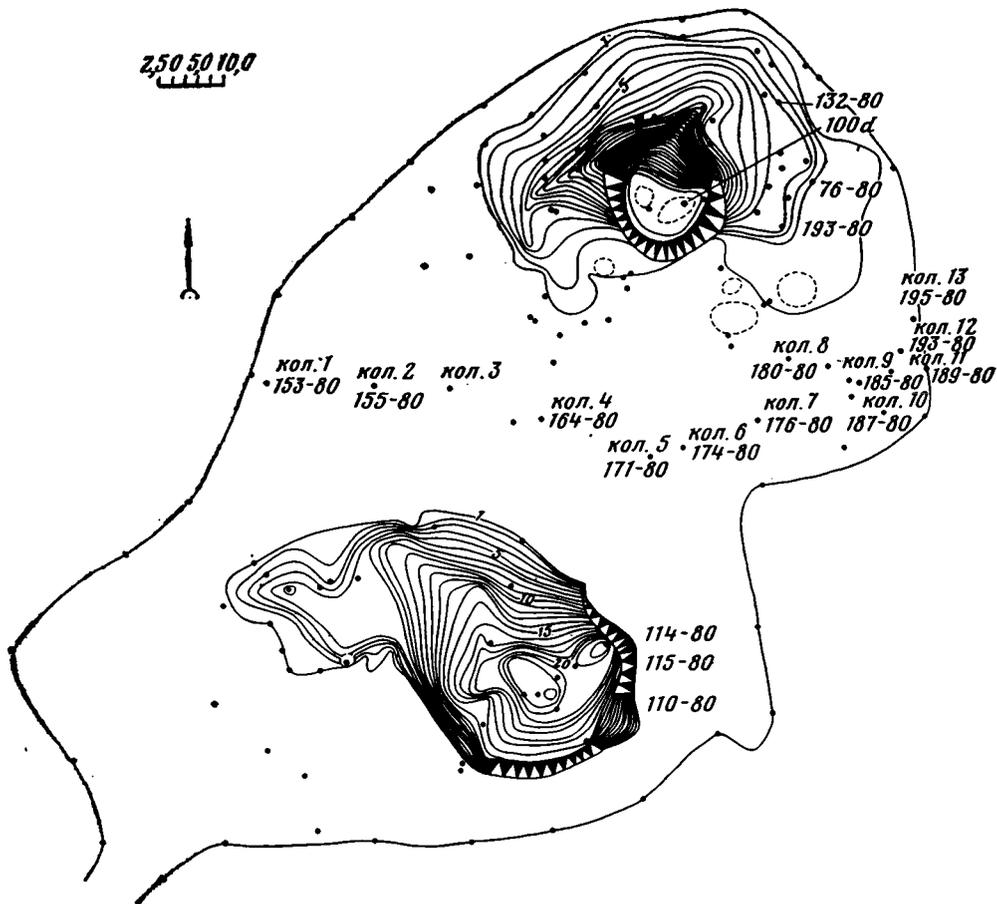
В работе показано, что воды оз. Хлоридное представляют собой слабоминерализованный гидротермальный раствор, недосыщенный относительно уровня кристаллизации глинистых минералов, слагающих донные осадки. Показано, что эти минералы вносятся в бассейн седиментации термальными водами из гидротермально измененных пород фундамента озера.

Гидротермальные озера представляют собой специфические бассейны седиментации, развивающиеся в пределах гидротермально измененных пород. В осадочном процессе этих озер принимает участие как материал, поступающий из недр гидротермальных систем, так и материал поверхностного стока. Основными компонентами осадков гидротермальных озер являются глинистые минералы.

Для выяснения генезиса осадков проведены замеры глубин озер, отбор донных проб воды с помощью батометра Нансена и ила грунтовыми трубками. Детально изучались гидрохимия вод, минеральный состав взвеси и современных осадков, береговых и глубинных пород. Глинистые минералы исследовались методами рентгеновской дифрактометрии на приборе ДРОН-2 с использованием  $\text{CuK}_\alpha$  излучения при 34 кВ и 20 мА со скоростью сканирования 2 градус/мин. Силикатные химические анализы осадков, пород и минералов выполнены на плазменном спектроанализаторе ИУ-48 под руководством Д. Я. Чопорова. Рентгеновские и химические исследования произведены в лабораториях ГИН АН СССР. Химические анализы водных проб выполнены в химико-аналитической лаборатории Геоминвод, а анализы газов — в Ин-те вулканологии ДВНЦ АН СССР. Микроорганизмы определены Р. С. Головачевой в Ин-те микробиологии АН СССР.

### **МОРФОЛОГИЯ ДНА ОЗЕРА И ЕГО ГИДРОХИМИЯ**

Озеро Хлоридное располагается в центре Восточного термального поля кальдеры Узон на оси тектонического нарушения субширотного простириания, трассирующего очаг разгрузки кипящих растворов хлоридного натриевого состава. Зеркало воды озера занимает обычно площадь порядка 22 400 м<sup>2</sup>, но значительно увеличивается в дождливые периоды года. Котловина озера образовалась при опускании восточного блока термального поля, вызванного серией крупных фреатических взрывов. Эти взрывы сформировали две глубокие воронки, резко выделяющиеся в рельефе дна на фоне плоского шельфа с глубинами порядка 0,4 м. Северная воронка имеет глубину 36 м, южная — 23 м (фиг. 1). С юга и запада склоны северной воронки обрывистые, а остальные части — более пологие. В пределах этой воронки прослеживается узкий желоб субширотного простириания. Южная воронка имеет обрывистые склоны на востоке и юге и пологие на севере и северо-западе. Неравномерность углов склонов, по-видимому, свидетельствует о направленности фреатических взрывов. В северной воронке борта относительно выровнены абразией и более заилены, чем в южной, что свидетельствует о более молодом возрасте последней. Озеро сформировалось позже горизонта пород с бо-



Фиг. 1. Схема оз. Хлоридное. Составлена В. Н. Дислером, В. А. Ерошевым-Шак, Г. А. Карповым

лотным растительным материалом, захороненным под современными осадками, возраст его оценивается величиной порядка 8 тыс. лет.

На дне обеих воронок и шельфа имеется большое количество термальных газоводных источников, визуально определяемых по интенсивно выделяющимся газовым пузырькам и облакам взвеси на поверхности озера.

Гидрогеохимическое опробование позволило обнаружить довольно четкую локализацию вод озера по общей минерализации и содержанию ионов хлора. Выделяются три типа вод (табл. 1, фиг. 2).

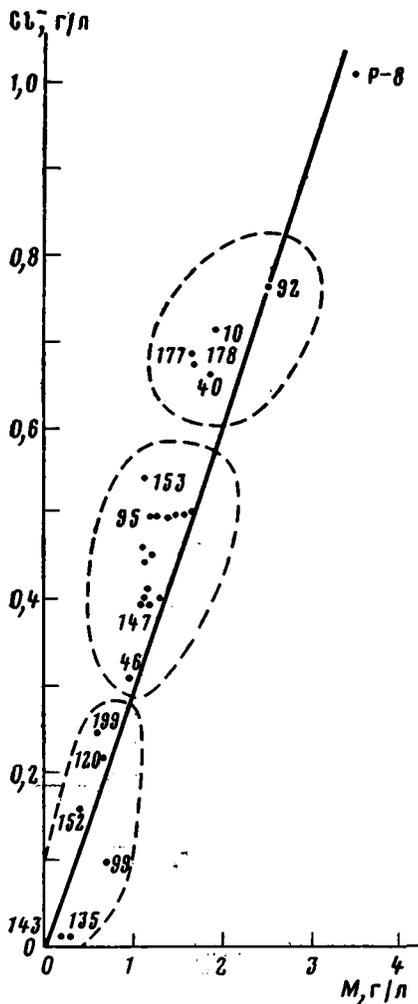
К первому типу относятся растворы с общей минерализацией не ниже 1,9 г/л и содержанием ионов хлора выше 0,65 г/л, а кремния (в пересчете на ортокремниевую кислоту) выше 0,26 г/л. Эти воды приурочены к наиболее глубинным участкам котловины озера. По катионно-анионному составу они близки глубинным хлоридным натриевым термам свободно-излива, вскрытым скв. Р-8, расположенной в восточной части Центрального участка этого термального поля [1]. Описываемые воды на дне озера приурочены к субширотному разлому северной воронки и прослеживаются на глубинах 35—36 м. Характерной особенностью этих вод является незначительное содержание в них сульфат-иона и значения рН порядка 4,0. Наиболее минерализованные воды с общей минерализацией 3,15 г/л отмечаются в северной части южной воронки, также приуроченной к субширотному разлому, но, по-видимому, имеющему более позднее заложение, чем аналогичный разлом в северной воронке. В отличие от вод северной воронки эта водная масса прослеживается всего на глубинах 7 м и содержит значительное количество сульфат-иона (0,95 г/л).

## Результаты химического анализа вод оз. Хлоридное

Номер точки	Глубина, м	Т° С	рН	Концентрация, г/л				Формула Курлова
				Al <sup>3+</sup>	H <sub>4</sub> SiO <sub>4</sub>	Cl <sup>-</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>2+</sup>	
<i>Первый тип вод</i>								
92	7,0	34	4,2	0,00045	0,3331	0,7661	0,9547	M <sub>3,18</sub> $\frac{C151SO_4,47}{Na66Ca18}$
40	35,0	90	3,2	0,0003	0,2998	0,6769	0,2863	M <sub>1,9</sub> $\frac{C176SO_4,23}{Na77Ca9}$
10	36,0	89	3,2	0,0004	0,2664	0,7127	0,2452	M <sub>1,9</sub> $\frac{C180SO_4,20}{Na77Ca9Mg3K3NH_4,3}$
178	36,0	83	3,7	0,00015	0,3774	0,6770	0,2592	M <sub>1,9</sub> $\frac{C178SO_4,22}{Na76Ca10}$
<i>Второй тип вод</i>								
36	4,5	44	3,5	0,0008	0,2498	0,4811	0,3044	M <sub>1,5</sub> $\frac{C168SO_4,32}{Na74Ca10NH_4,5Mg4K4}$
161	4,2	40	3,0	0,00009	0,2664	0,4489	0,2699	M <sub>1,4</sub> $\frac{C169SO_4,31}{Na66NH_4,10Ca9}$
153	15,8	59	3,0	—	0,2627	0,5345	0,0060	M <sub>1,5</sub> $\frac{C199SO_4,1}{Na63Ca15}$
100	18,0	85	3,95	0,0004	0,2593	0,4453	0,2517	M <sub>1,4</sub> $\frac{C170SO_4,29}{Na75Ca11}$
128	20,5	80	3,2	0,00007	0,2116	0,4276	0,2732	M <sub>1,4</sub> $\frac{C169SO_4,31}{Na66NH_4,11Ca10}$
95	5,5	43	3,5	0,0005	0,0861	0,4989	0,2666	M <sub>1,38</sub> $\frac{C171SO_4,28}{Na72Ca9}$
<i>Третий тип вод :</i>								
99	15,0	41	3,5	0,00003	0,0799	0,1995	0,1169	M <sub>0,82</sub> $\frac{C170SO_4,30}{Na77Ca11}$
120	22,0	84	3,5	0,0005	0,0516	0,2316	0,1094	M <sub>0,84</sub> $\frac{C174SO_4,26}{Na77Ca8NH_4,4H3}$
135	0,4	25	2,9	0,0060	0,0367	0,0214	0,1522	M <sub>0,25</sub> $\frac{SO_4,84Cl16}{H33Na29Al17Ca13}$
143	0,4	25	3,3	0,0100	0,0575	0,0143	0,1184	M <sub>0,2</sub> $\frac{SO_4,86Cl14}{Al38Ca29H15Na12}$
152	7,7	36	3,7	—	0,0625	0,1631	0,0040	M <sub>0,3</sub> $\frac{C198SO_4,1}{Na48Ca20NH_4,4}$

Ко второй группе относятся воды, имеющие общую минерализацию 1,3—1,5 г/л, реже до 1,9 г/л, с содержанием хлора от 0,3 до 0,55 г/л (см. табл. 1, фиг. 2). По содержанию кремния (концентрации H<sub>4</sub>SiO<sub>4</sub>) эти воды подразделяются на две подгруппы: 1) от 0,11 до 0,28 г/л; 2) от 0,08 до 0,09 г/л. Воды первой подгруппы наиболее распространены и локализуются в пределах придонной части обеих воронок озера. Воды второй подгруппы тяготеют с западной периферии озера, дренируют центральный участок Восточного термального поля и представляют собой слабominерализованный раствор хлоридного натриевого состава с существенной примесью сульфат-иона, содержание которого достигает 0,28 г/л. Генетически они родственны водам первой подгруппы, но несут следы значительного смешения с водами, формирующимися в поверхностных условиях в пределах областей сноса на берегах озера.

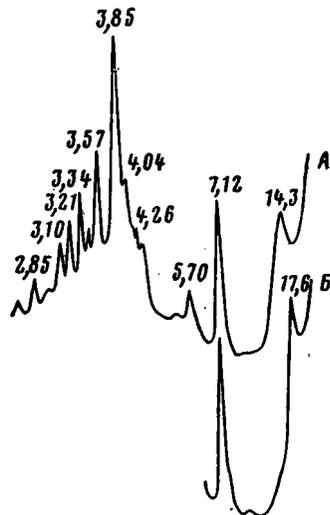
Воды третьей группы представляют собой слабominерализованный раствор, с общей минерализацией ниже 1 г/л и содержанием ионов хлора до 0,35 г/л, сульфат-иона — до 0,15 г/л (см. табл. 1, фиг. 2). Состав



Фиг. 2

Фиг. 2. Типизация вод оз. Хлоридное в зависимости от общей минерализации и содержания хлора

Фиг. 3. Рентгеновская дифрактограмма взвеси. На этом и последующих аналогичных фигурах: А — природный препарат; Б — препарат, насыщенный глицерином



Фиг. 3

этих вод в основном обязан поверхностному формированию и стоку с восточной и юго-восточной периферии озера из района распределения серного пляжа.

Содержание взвеси в поверхностном слое воды составляет 0,6 г/л, вглубь содержание ее возрастает, и в придонном слое вода представляет собой суспензию густой консистенции. Взвесь представлена тонкодисперсной самородной серой, каолинитом и смектитом, находящимися примерно в одинаковых соотношениях, а также небольшим количеством тонкодисперсного кварца и низкотемпературного  $\alpha$ -кристобалита (фиг. 3). На рентгеновской дифрактограмме самородная сера выделяется по рефлексам с  $d$ , равным 5,66; 3,85; 3,45; 3,21; 3,10 и 2,85 Å. Каолинит имеет отражения с  $d_{001}=7,12$  и  $d_{002}=3,57$  Å. Смектит образует широкий рефлекс с  $d=14,3$  Å, изменяющийся при насыщении глицерином до 17,6 Å. Кварц характеризуется хорошо выраженными рефлексам с  $d$ , равными 4,26 и 3,34 Å. Тонкодисперсный  $\alpha$ -кристобалит дает широкий рефлекс с максимумом при  $d=4,04$  Å.

В составе растворенных газов, определенных в водах, взятых с поверхности над глубинами 36 м, обнаружены  $\text{CO}_2$  83,70 об.%;  $\text{CH}_4$  0,42;  $\text{H}_2 < 0,0005$ ;  $\text{N}_2$  14,77;  $\text{Ar}$  0,50;  $\text{He} < 0,001$ ;  $\text{O}_2$  0,6.

Источниками сульфат-ионов в водах оз. Хлоридное являются самородная сера, слагающая юго-восточную часть береговых пород и тонкодисперсную взвесь, и сульфиды, распространенные в гидротермально

измененных породах Восточного термального поля и в донных осадках озера. Окисление как серы, так и сульфидов осуществляется при непосредственном участии тионовых бактерий, среди которых основную роль при температурах 40° С и ниже играют *Thiobacillus thiooxidans* и *Thiobacillus ferrooxidans* [3]. Плотность этих микроорганизмов в пределах Восточного термального поля достигает 10<sup>6</sup> клеток на 1 г породы, а в водах озера на несколько порядков выше. В толще вод озера процесс окисления тонкодисперсной серы и образование сульфат-иона происходят более интенсивно. Аэробному микробиологическому окислению серы способствуют большая поверхность взвеси и ее усиленное перемешивание при постоянном взмучивании вод.

Если взять за основу химического состава вод озера хлоридный натриевый раствор на изливе скв. Р-8, которая вскрыла горизонт с водой, близкой по составу придонному раствору из района глубинного профиля в северной воронке, то все рассмотренные группы вод представляются продуктом разбавления их водой существенно сульфатного состава. Результаты подтверждают выводы Г. Ф. Пилипенко, которая рассматривала в целом термальные воды Узонской гидротермальной системы [4].

### ХАРАКТЕРИСТИКА ВМЕЩАЮЩИХ ПОРОД

*Состав пород, обрамляющих озеро.* Северо-восточный и восточный берега оз. Хлоридные обрывистые и возвышаются над зеркалом воды на 2—6 м. В этой части из-под бортов озера высачивается ряд источников сульфатного состава, образующих в русле обильные осадки самородной серы.

Верхняя часть восточного берегового обнажения, пройденного расщелью (обр. 39-80, табл. 2, фиг. 4), слагается тефроидами, состоящими из псефитовых обломков пемз, шлаков, лав, вулканического стекла и пепловых туфов. Порода сильно гидротермально изменена и замещена опалом и алунитом. Химический анализ измененной породы показал, что она в основном состоит из кремнезема (см. табл. 2) и представляет собой по существу опалит. На рентгеновских дифрактограммах выделяется широкое галло с максимумом, соответствующим  $d=4,04 \text{ \AA}$ , указывающим на низкотемпературный  $\alpha$ -кристобалитовый состав кремнистых образований. Отражения с  $d$ , равными 5,79; 4,94; 3,51; 3,87 и 2,98  $\text{\AA}$  относятся к алуниту, близкому к натриевому, а рефлекс с  $d=7,1 \text{ \AA}$  — к каолиниту (фиг. 5). На глубине 2,5 м встречен прослой пепла мощностью 0,05—0,08 м, сложенный псаммитовыми обломками вулканического стекла, лав и отдельных кристаллов плагиоклазов. Все компоненты пепла также интенсивно изменены и замещены опалом и алунитом (см. фиг. 5). Аналогичный минеральный и химический состав пород отмечается и в средней части берегового обнажения, где среди псефитовых тефроидов залегают маломощные пепловые горизонты (обр. 35-80; 33-80). В нижней части разреза на глубине 5 м тефроиды становятся более сцементированными. По оптическим данным, основными компонентами породы здесь являются опал и вторичный кварц. Рентгеновские исследования показали, что опал представляет низкотемпературный  $\alpha$ -кристобалитом. Пересчеты химических анализов пород берегового профиля с учетом объемных весов позволили установить, что при формировании гидротермально измененных пород наблюдается нахождение в них кремния по всему вертикальному разрезу. Что касается других химических элементов, то распределение их в профиле измененных пород борта озера выявляется при сопоставлении химических формул состава пород, пересчитанных по методу Барта (см. табл. 2). Из приведенных формул химического состава видно, что в породах верхних частей разреза несколько увеличивается количество щелочных элементов и алюминия, которые входят в структуру алунита. Увеличение содержания кремния в породах объясняется вхождением этого элемента в структуру  $\alpha$ -кристобалита и кварца.

Таблица 2

## Результаты химического анализа береговых пород

Компонент	Обр. 39-80		Обр. 37-80		Обр. 35-80		Обр. 34-80		Обр. 33-80		Обр. 32-80		Обр. 31-80		Обр. 30-80		Обр. 29-80	
	%	г/см <sup>3</sup>																
SiO <sub>2</sub>	74,06	1,13	55,80	0,79	58,61	0,82	59,89	0,84	59,89	0,84	69,71	1,02	72,71	1,02	79,20	1,12	74,98	1,13
TiO <sub>2</sub>	1,26	0,01	1,36	0,01	1,27	0,01	1,27	0,01	1,36	0,01	1,86	0,02	1,73	0,02	1,35	0,01	1,33	0,02
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10,18	0,15	13,55	0,19	15,09	0,20	14,30	0,20	6,56	0,09	8,50	0,12	5,37	0,07	4,33	0,06	5,27	0,07
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> +FeO	1,41	0,02	5,32	0,07	1,51	0,02	2,23	0,03	7,93	0,11	1,15	0,01	5,16	0,07	1,63	0,02	2,62	0,03
MnO	0,03	0,01	—	—	0,02	0,01	0,04	0,01	0,02	0,01	—	—	—	—	—	—	—	—
MgO	0,02	0,01	—	—	0,04	0,01	0,08	0,01	0,07	0,01	—	—	—	—	—	—	—	—
CaO	0,84	0,01	—	—	0,13	0,01	0,25	0,01	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
BaO	0,03	0,01	0,04	0,01	0,04	0,01	0,04	0,01	0,04	0,01	0,09	0,01	0,05	0,01	0,03	0,01	0,02	0,01
SrO	0,04	0,01	0,04	0,01	0,04	0,01	0,04	0,01	0,03	0,01	0,04	0,01	0,04	0,01	0,03	0,01	0,04	0,01
NiO	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,06	0,01	0,01	0,01	—	—	0,01	0,01	0,02	0,01	0,03	0,01
Na <sub>2</sub> O	1,46	0,02	1,21	0,01	1,53	0,02	1,43	1,01	0,34	0,01	0,87	0,01	0,34	0,01	0,32	0,01	0,24	0,01
K <sub>2</sub> O	0,96	0,01	1,08	0,01	0,93	0,01	0,91	0,01	0,50	0,01	0,55	0,01	0,46	0,01	0,42	0,01	0,35	0,01
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	—	—	0,20	0,01	0,08	0,01	0,14	0,02	0,11	0,01	0,12	0,01	0,06	0,01	—	—	0,13	0,01
П. п. п.	9,01	0,13	20,07	0,28	19,51	0,27	19,17	0,27	23,23	0,32	15,84	0,23	13,30	0,18	12,33	0,17	14,96	0,22
Сумма	99,31	1,52	98,7	1,40	98,81	1,39	98,73	1,40	100,09	1,42	98,73	1,45	99,23	1,40	99,66	1,49	99,96	1,51

Примечание. Химический состав пород, пересчитанный по методу Барта:

обр. 39-80 K<sub>2</sub>Na<sub>13</sub>Ca<sub>7</sub>Fe<sub>11</sub>Al<sub>53</sub>Ti<sub>8</sub>Si<sub>1731</sub>O<sub>1600</sub>;

обр. 32-80 K<sub>4</sub>Na<sub>9</sub>Ca<sub>0</sub>Fe<sub>9</sub>Al<sub>53</sub>Ti<sub>14</sub>Si<sub>1737</sub>O<sub>1600</sub>;

обр. 37-80 K<sub>5</sub>Na<sub>13</sub>Ca<sub>0</sub>Fe<sub>36</sub>Al<sub>97</sub>Ti<sub>12</sub>Si<sub>682</sub>O<sub>1600</sub>;

обр. 31-80 K<sub>2</sub>Na<sub>3</sub>Ca<sub>0</sub>Fe<sub>43</sub>Al<sub>32</sub>Ti<sub>12</sub>Si<sub>1730</sub>O<sub>1600</sub>;

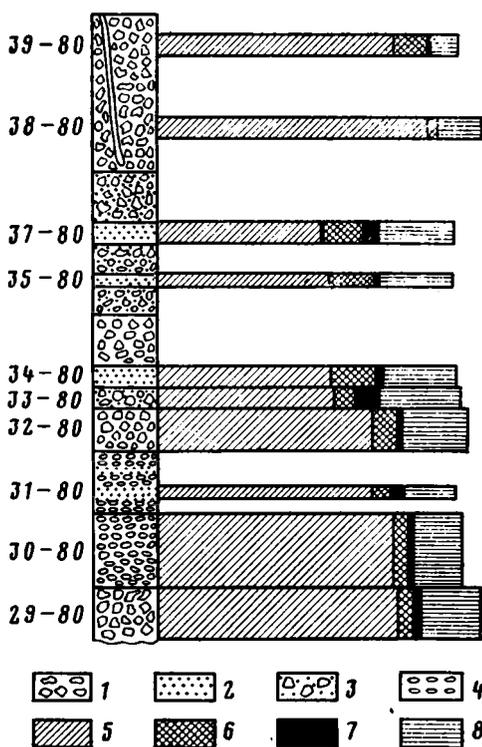
обр. 35-80 K<sub>7</sub>Na<sub>17</sub>Ca<sub>1</sub>Fe<sub>14</sub>Al<sub>106</sub>Ti<sub>10</sub>Si<sub>1704</sub>O<sub>1600</sub>;

обр. 30-80 K<sub>3</sub>Na<sub>3</sub>Ca<sub>0</sub>Fe<sub>14</sub>Al<sub>28</sub>Ti<sub>10</sub>Si<sub>1768</sub>O<sub>1600</sub>;

обр. 34-80 K<sub>4</sub>Na<sub>16</sub>Ca<sub>3</sub>Fe<sub>21</sub>Al<sub>98</sub>Ti<sub>10</sub>Si<sub>1704</sub>O<sub>1600</sub>;

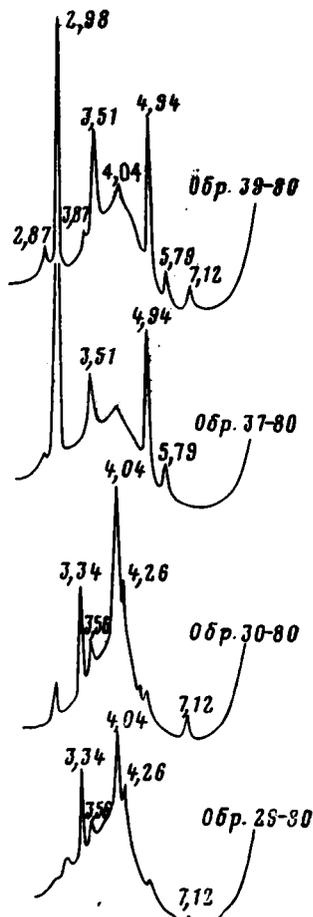
обр. 29-80 K<sub>2</sub>Na<sub>2</sub>Ca<sub>0</sub>Fe<sub>21</sub>Al<sub>30</sub>Ti<sub>9</sub>Si<sub>1764</sub>O<sub>1600</sub>;

обр. 33-80 K<sub>4</sub>Na<sub>3</sub>Ca<sub>0</sub>Fe<sub>78</sub>Al<sub>46</sub>Ti<sub>12</sub>Si<sub>1712</sub>O<sub>1600</sub>;



Фиг. 4

Фиг. 4. Литологический разрез береговых пород и гистограммы их химического состава 1 — теуфрод, 2 — вулканический пепел; 3 — теуфрод с пеплом; 4 — сцементированный теуфрод, 5 —  $\text{SiO}_2$ ; 6 —  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ; 7 —  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ; 8 — п. п. п.



Фиг. 5

Фиг. 5. Рентгеновские дифрактограммы глинистой фракции береговых пород

Таким образом, породы восточного и северо-восточного обрамления озера могут являться источником сноса таких минералов, как алунит, опал, кварц и в меньшей степени, в силу ограниченного распространения, каолинит. Береговые породы юго-восточного и южного обрамления представлены пляжевыми образованиями, сложенными самородной серой, и не являются источниками сноса терригенного материала.

**Фундамент озера.** Среди осадков и пород, вскрытых на дне озера, выделяются два структурных яруса: 1) нижний, представляющий собой фундамент, ложе озера, и верхний — современные отложения озера.

Фундамент в западной части озера сложен гидротермально измененными гравелитами, широко распространенными в пределах центрального участка Восточного термального поля Узона, в остальной — гидротермально измененными породами с растительными остатками, ниже которых залегают также гидротермально измененные гравелиты.

Гравелиты центрального участка поля представлены полуокатанными обломками дацитов, реже базальтов, шлаков, пемз, пепловых туфов. Верхняя часть разреза гравелитов на глубину около 0,5 м сцементирована опалом. Под ним располагается рудный горизонт мощностью около 0,6 м, который в верхней части содержит аурипигмент, в нижней — реальгар и антимонит. Аурипигмент образует землистые агрегаты, обволакивающие обломки гравелитов и формирующие их цемент, реальгар —

Результаты химического анализа гидротермально измененных пород Центрального участка Восточного поля, вскрытых скв. Р-4

Компонент	Обр. 71-19		Обр. 71-15		Обр. 71-12	
	%	г/см <sup>3</sup>	%	г/см <sup>3</sup>	%	г/см <sup>3</sup>
SiO <sub>2</sub>	30,22	0,40	38,91	0,51	41,38	0,60
TiO <sub>2</sub>	0,68	0,01	1,19	0,01	1,28	0,01
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	33,45	0,44	19,54	0,25	22,29	0,32
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> +FeO	5,20	0,06	17,87	0,22	9,20	0,13
MnO	0,03	0,01	0,03	0,01	0,07	0,03
MgO	0,19	0,01	0,02	0,01	1,62	0,02
CaO	0,84	0,01	0,96	0,01	1,58	0,02
Na <sub>2</sub> O	0,55	0,01	0,21	0,01	0,51	0,01
K <sub>2</sub> O	1,08	0,01	0,22	0,01	0,13	0,01
P <sub>2</sub> O	0,20	0,01	0,07	0,01	0,04	0,01
П. п. п.	27,11	0,36	25,69	0,33	24,17	0,35
Сумма	99,55	1,33	100,00	1,31	99,35	1,45

Примечание. 1. Химический состав пород, пересчитанный по методу Барта: обр. 71-19 (глубина 0,25 м) K<sub>11</sub>Na<sub>3</sub>Ca<sub>13</sub>Mg<sub>4</sub>Fe<sub>71</sub>Al<sub>324</sub>Ti<sub>7</sub>Si<sub>551</sub>O<sub>1000</sub>; обр. 71-15 (глубина 2,00 м) K<sub>2</sub>Na<sub>3</sub>Ca<sub>14</sub>Mg<sub>3</sub>Fe<sub>211</sub>Al<sub>142</sub>Ti<sub>11</sub>Si<sub>551</sub>O<sub>1000</sub>; обр. 71-12 (глубина 4,00 м) K<sub>2</sub>Na<sub>3</sub>Ca<sub>23</sub>Mg<sub>40</sub>Fe<sub>127</sub>Al<sub>118</sub>Ti<sub>14</sub>Si<sub>617</sub>O<sub>1000</sub>. 2. BaO, SrO и NiO не определялись.

призматические и тонкоаблитчатые кристаллы, а антимонит — игольчатые выделения, выполняющие поровые пространства в измененных породах. Под рудным горизонтом залегают в различной степени глинизированные гравелиты. В распространении глинистых минералов в гидротермально измененных гравелитах установлена следующая вертикальная зональность: в верхних зонах развит каолинит, в нижних — смектит [1, 2, 5]. Однако в зонах выходов глубинных хлоридных натриевых вод на поверхность монтмориллонит развивается непосредственно в близповерхностной области. Результатом химического анализа гидротермально измененных пород центрального участка Восточного термального поля, вскрытых скв. Р-4, приведены в табл. 3. По результатам пересчета анализов методом Барта видно, что поверхностный горизонт, обогащенный каолинитом и алунитом, является концентратором алюминия. Следующий ниже каолинитовый горизонт по сравнению с каолинит-алунитовым содержит в 2 раза меньше алюминия. В пределах нижнего горизонта, сложенного смектитом, наблюдается существенное увеличение магния и кальция. Вновь увеличивается содержание алюминия. Отсюда следует, что при формировании профиля гидротермально измененных гравелитов центрального участка термального поля происходит дифференциация основных минералообразующих химических элементов. При смене смектитовой зоны каолинитовой наблюдается вынос 14 ионов кальция, 40 ионов магния, 56 ионов алюминия, 5 ионов титана на 1600 ионов кислорода. Несколько увеличивается содержание кремния. При образовании верхнего каолинит-алунитового горизонта наблюдается относительное накопление калия, натрия, алюминия. Отработанный же после фильтрации и минералообразования раствор, поступающий на поверхность термального поля и в оз. Хлоридное, является слабоминерализованным, практически обедненным всеми минералообразующими элементами.

В западной части озера колонками 1 и 2 (см. фиг. 1) вскрыта толща пород с рудным горизонтом (пирит, сульфиды мышьяка, местами скородит, сера) в верхней части и глинизированными тефроидами на глубине более 0,4 м. Из нерудных минералов здесь распространены каолинит, алунит и кварц (фиг. 6). В глинизированных тефроидах основными компонентами являются каолинит (до 80%) и смектит (20%).

В центральной и восточной частях озера (колонки 5—12, фиг. 7) под слоем неконсолидированного современного осадка залегает гидротермально измененная порода с обильным содержанием кремнелых болотных растительных остатков (торф?), вскрытая на глубину более 50 см, а в скв. 9 на глубине 30 см обнаружен захороненный альго-бактериальный мат, состоящий из опализированных синезеленых водорослей с при-

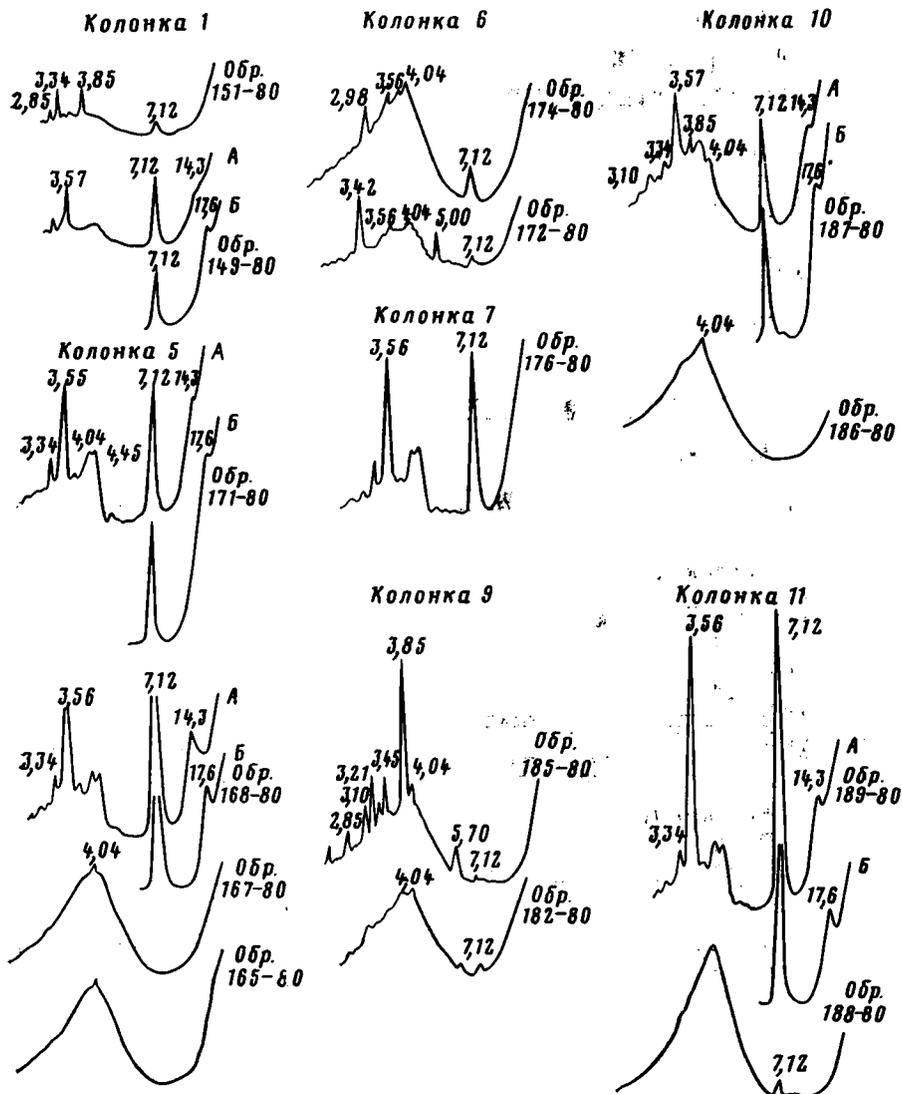
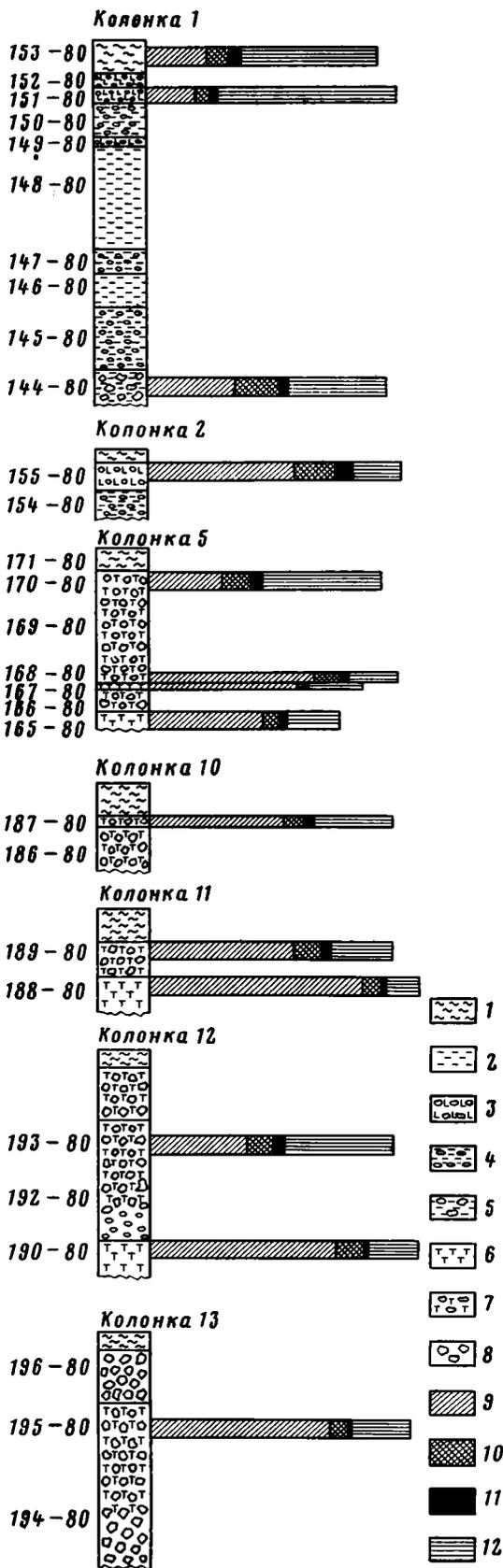


Рис. 6. Рентгеновские дифрактограммы глинистой фракции пород фундамента

месью скелетов диатомей. В породах наряду со скелетами растительного материала наблюдается значительное количество тефры, представленной мелкими (до 0,05 мм) обломками дацитовых лав, шлаков, пемз и отдельных фенокристаллов плагиоклазов и частиц вулканического стекла. По всему вскрытому вертикальному разрезу отмечается несколько горизонтов, сложенных исключительно тефровым материалом. Очевидно, этот пепловый материал периодически засыпал болото. Растительный и тефровый материал гидротермально изменен. Растительные частицы полностью замещены опалом, который, по данным рентгеновской дифрактометрии, представлен плохо раскристаллизованным низкотемпературным  $\alpha$ -кристаллитом. С увеличением содержания тефрового материала в породах возрастает количество вторичных глинистых минералов, представленных каолинитом и смектитом (см. фиг. 6). При этом отмечается вертикальная зональность распределения этих минералов в породах. В верхних горизонтах содержание каолинита достигает 80%, в нижних — 60%. Соответственно содержание смектита в нижних горизонтах измененных пород достигает 40%. В низах вскрытой толщи практически не наблюдается тефрового материала, а исходная порода почти полностью замещена опалом (см. фиг. 6). Под породами с растительны-



Фиг. 7. Литологические разрезы пород фундамента и гистограммы их химического состава:

1 — современный неконсолидированный осадок; 2 — глина; 3 — породы рудного горизонта; 4 — глинизированный гравелит; 5 — глинизированный тефронд; 6 — порода, полностью сложенная кремневым растительным материалом; 7 — то же с тефрой; 8 — тефронд; 9—12 — содержание химических компонентов в породах, г/см<sup>3</sup> (9 — SiO<sub>2</sub>, 10 — Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, 11 — Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>+FeO, 12 — п.п.п.)

Результаты химического анализа пород фундамента оз. Хлоридное

Компонент	Обр. 165-80		Обр. 168-80		Обр. 174-80		Обр. 180-80	
	%	г/см <sup>3</sup>						
SiO <sub>2</sub>	58,47	0,65	65,33	0,93	66,94	1,04	84,95	1,35
TiO <sub>2</sub>	0,20	0,01	0,84	0,01	0,58	0,01	0,04	0,01
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,92	0,08	10,78	0,16	10,03	0,15	2,15	0,03
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> +FeO	3,77	0,04	3,24	0,04	7,46	0,11	0,90	0,01
MnO	0,02	0,01	0,01	0,01	0,08	0,01	0,03	0,01
MgO	0,05	0,01	1,56	0,02	1,99	0,02	0,03	0,01
CaO	Нет	—	1,37	0,01	2,68	0,03	Нет	—
BaO	0,03	0,01	0,03	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01
SrO	0,03	0,01	0,03	0,01	0,04	0,01	0,03	0,01
NiO	0,02	0,01	Нет	—	Нет	—	Нет	—
Na <sub>2</sub> O	0,29	0,01	1,80	0,02	1,56	0,02	0,18	0,01
K <sub>2</sub> O	0,46	0,01	0,61	0,01	0,42	0,01	0,10	0,01
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,17	0,01	0,04	0,01	0,22	0,01	0,01	0,01
П. п. п.	28,21	0,33	14,08	0,21	7,13	0,11	10,81	0,17
Сумма	98,64	1,18	99,72	1,41	99,15	1,55	99,24	1,58

Примечание. Химический состав пород, пересчитанный по методу Барта: обр. 165-80 K<sub>3</sub>Na<sub>2</sub>Ca<sub>0</sub>·Mg<sub>1</sub>Fe<sub>23</sub>Al<sub>60</sub>Ti<sub>2</sub>Si<sub>1728</sub>O<sub>1000</sub>; обр. 168-80 K<sub>3</sub>Na<sub>16</sub>Ca<sub>16</sub>Mg<sub>24</sub>Fe<sub>23</sub>Al<sub>67</sub>Ti<sub>6</sub>Si<sub>1728</sub>O<sub>1000</sub>; обр. 174-80 K<sub>2</sub>Na<sub>16</sub>Ca<sub>28</sub>Mg<sub>30</sub>·Fe<sub>88</sub>Al<sub>60</sub>Ti<sub>4</sub>Si<sub>1884</sub>O<sub>1000</sub>; обр. 180-80 K<sub>0,5</sub>Na<sub>2</sub>Ca<sub>0</sub>Mg<sub>0,3</sub>Fe<sub>0,3</sub>Al<sub>11</sub>Ti<sub>0,4</sub>Si<sub>1701</sub>O<sub>1000</sub>.

ми остатками залегают гидротермально измененные гравелиты, аналогичные породам центрального участка Восточного термального поля, в основном состоящие из смектита. Химический состав измененных пород с растительными остатками, содержащих и не содержащих примесь тефрового материала, приведен в табл. 4. При сопоставлении формул химического состава пород, пересчитанных по методу Барта, можно сделать два вывода. Во-первых, при изменении органического материала из него выносятся практически все элементы, особенно кальций и магний. Вся органическая ткань замещается кремнеземом в виде опала и гидроокислами железа (пигментация). Во-вторых, при изменении тефрового материала относительно накапливается алюминий, кальций и магний за счет вхождения их в состав новообразованных глинистых минералов. Местами (колонки 7) между поверхностным слоем неконсолидированного осадка и гидротермально измененными торфами залегают горизонт, представленный полностью измененным тефроидом, сложенным каолинитом (см. фиг. 6).

Несколько отличные породы фундамента вскрыты в восточной части озера, непосредственно у берегового обрыва. Здесь на болотных отложениях, засыпанных тефрой, залегают слои материала мощностью 30 см, перемещенного с обрывистого берега. Этот материал, как было показано выше, представлен гидротермально измененными тефроидами, в составе которых основное место занимают опал, алуниит и примесь каолинита. Выше этих пород залегают современные отложения, представленные неконсолидированными глинистыми осадками.

#### СОВРЕМЕННЫЕ ОСАДКИ

Современные осадки оз. Хлоридное представлены двумя типами: 1) неконсолидированный глинистый ил, представляющий собой густую суспензию, состоящую из глинистых минералов, тонкодисперсной самородной серы и рентгеноаморфного вещества (фиг. 8); 2) песок, состоящий из сферических, лепешкообразных, скорлуповатых частиц самородной серы размером приблизительно 1—2 мм. Глинистый ил развит по всему дну озера. Характерной особенностью глинистого ила, распространенного в котловинах, является постепенный его переход в придонной части от суспензии взвеси к донному осадку. На мелководных участках граница между взвесью и осадком резкая. Песок, сложенный серой, концентрируется в юго-восточной и южной прибрежных частях бассейна и

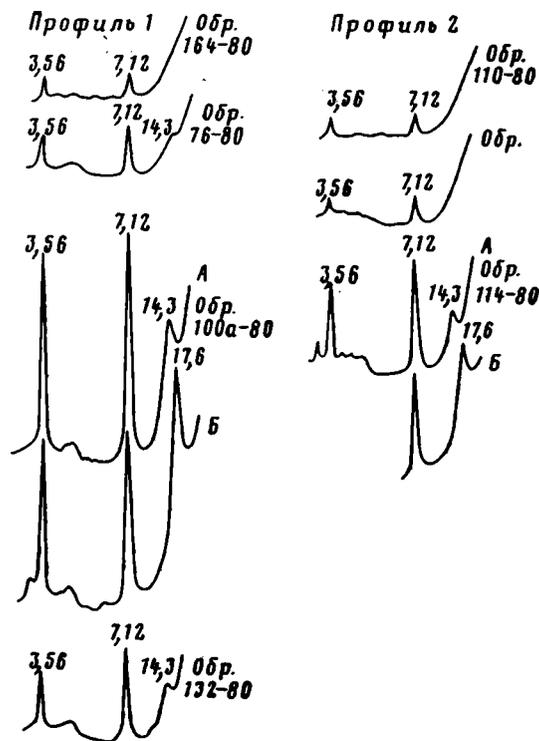


Рис. 8. Рентгеновские дифрактограммы глинистой фракции современных осадков

слагает здесь береговой пляж. Местами такой песок встречается на мелководье в северо-западной и центральной частях озера, где наблюдается активная динамика вод.

Химический состав современного глинистого ила приведен в табл. 5. По сравнению с породами фундамента озера современный осадок обеднен кремнием и обогащен алюминием. Состав осадков близок составу его глинистой фракции, что свидетельствует о сложении его в основном глинистыми минералами, представленными в современных осадках озера каолинитом и смектитом. Каолинит является преобладающим минералом на большей части озера. Содержание смектита в осадках увеличивается в котловинных зонах, где наблюдается наибольшее количество

Таблица 5

Результаты химического анализа современных осадков оз. Хлоридное

Компонент	Обр. 110-80		Обр. 115-80		Обр. 133-80		Обр. 171-80 (глинистая фракция)
	%	г/см <sup>3</sup>	%	г/см <sup>3</sup>	%	г/см <sup>3</sup>	
SiO <sub>2</sub>	27,78	0,38	25,99	0,36	37,2	0,50	30,44
TiO <sub>2</sub>	0,91	0,01	0,85	0,01	1,05	0,01	0,79
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,8	0,2	13,37	0,19	18,82	0,26	11,47
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> + FeO	4,64	0,06	4,15	0,05	4,16	0,06	4,99
MnO	—	—	—	—	—	—	—
MgO	0,16	0,01	0,15	0,01	0,31	0,01	0,47
CaO	—	—	—	—	—	—	0,18
BaO	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,02
SrO	0,03	0,01	0,03	0,01	0,03	0,01	0,04
NiO	0,01	0,01	—	—	—	—	—
Na <sub>2</sub> O	0,20	0,01	0,18	0,01	0,17	0,01	0,59
K <sub>2</sub> O	0,16	0,01	0,11	0,01	0,19	0,01	0,28
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,07	0,01	0,04	0,01	0,09	0,01	0,06
П. п. п.	49,98	0,67	53,99	0,74	37,29	0,01	48,51
Сумма	98,55	1,32	98,87	1,35	99,40	1,33	97,84

подводных источников и максимальные ареалы взвешенных веществ. Рассмотрим состав современных осадков на двух горизонтальных профилях через разные морфологические участки дна на разных глубинах. На первом профиле 1 через мелководную перемычку и северную воронку отмечается следующая закономерность в распределении глинистых минералов (см. фиг. 8). В осадках мелководной части среди глинистых минералов присутствует исключительно каолинит (обр. 161-80). Причем на рентгенограммах его базальные рефлексы широкие и характеризуются небольшими максимумами интенсивностей. Размер частиц каолинита, определенный под электронным микроскопом, не превышает 0,2 мкм. В осадках бортовой части северной воронки наряду с каолинитом присутствует смектит, содержание которого достигает 20% (обр. 76-80). В наиболее глубокой части взрывной воронки, приуроченной к нарушению, эродировавшему фундамент озера, содержание смектита увеличивается до 50% и становится равным каолиниту. Характерной особенностью каолинита, распространенного в этой части воронки, является его относительная крупность, достигающая величины 1 мкм. В северо-восточной периферийной части воронки отмечается резкое уменьшение (до 30%) количества смектита. В горизонтальном профиле 2 через южную котловину наблюдается та же закономерность (см. фиг. 8). Здесь максимальные количества смектита также наблюдаются в осадках, приуроченных к глубокой части фундамента озера, эродированного взрывом.

Приведенный в настоящей статье материал свидетельствует о том, что с выходами глубинных вод на дне озера в местах эрозии фундамента связано поступление в бассейн седиментации глинистых минералов. Причем с максимальной эрозией фундамента связано увеличение в составе глинистой фракции смектитового компонента. Отмеченная закономерность может быть обусловлена чисто механическим вымыванием глинистой фракции из пород фундамента напорными восходящими водами, а также кристаллизацией глинистых минералов (прежде всего смектита) из глубинных термальных вод.

Кристаллизация глинистых минералов из глубинных термальных вод на дне оз. Хлоридное мало вероятно вследствие низкой концентрации в этих водах основных минералообразующих компонентов — кремния и алюминия (см. табл. 1). Нами была предпринята попытка рассчитать равновесия глинистых минералов для всех трех типов вод оз. Хлоридное. Оценка равновесий между смектитом и каолинитом производилась по реакции:  $6Mg_{0,161}Al_{2,33}Si_{3,67}/OH/_{2}O_{10} + 23H_2O + 2H^+ = 7Al_2Si_2O_5/OH/_{4} + Mg^{2+} + 8H_4SiO_4$ ;  $lg K_p^0 = lg m_{Mg^{+2}} + 2pH + 8H_4SiO_4$  [1]. Логарифмы констант реакций для вод первого типа (при pH 3,2;  $T$  89°С) составили 44,45; второго типа (при pH 3,4;  $T$  33°С) — 43,35; третьего типа (при pH 2,9,  $T$  40°С) — 52,84. Очевидно, что такая реакция термодинамически невыгодна.

Образование каолинита и кварца для тех же условий pH и  $T$  и типов вод рассчитывалось по реакции:  $3H_4SiO_4 + 2Al^{3+} = Al_2Si_2O_5/OH/_{4} + SiO_2 \downarrow + 6H^+ + H_2O$ ;  $lg K_p^0 = -6pH - 2 lg m_{Al^{3+}} - 3 lg m_{H_4SiO_4}$  [2]. Для этих минералов логарифмы констант реакций сдвинуты наоборот в положительную область и равны соответственно для трех типов вод: 32,33; 52,14; 36,80.

Сравнивая полученные нами результаты с более ранними оценками равновесий для гидротермально измененных пород Узона [2] и с данными Г. Хеллесона [6], можно утверждать, что растворы оз. Хлоридное неравновесны с минералами взвеси и донных осадков.

Таким образом, воды оз. Хлоридное представляют собой раствор, отработанный после минералообразования, осуществляющегося при гидротермальном изменении пород фундамента озера, и разбавленный водами поверхностного формирования, а глинистые минералы современных осадков являются продуктами, вынесенными из пород фундамента и отчасти снесенными с береговых склонов. Однако отмеченные в водах озера содержания кремния и алюминия все же участвуют в обогащении этими элементами глинистых фракций взвеси и осадков. Так, К. Гэном

[7] экспериментально было показано, что кремний активно сорбируется глинистыми минералами при его содержании в растворах на несколько порядков ниже, чем в оз. Хлоридное. Не исключено, что глинистые минералы обогащенные сорбированным кремнием и алюминием, на стадии литогенеза осадка претерпевают дальнейшие минеральные преобразования.

#### Литература

1. *Ероцев-Шак В. А., Небоко С. И., Карпов Г. А. и др.* Формирование глинистых минералов при низкотемпературном гидротермальном процессе (на примере кальдеры Узон).— В сб.: Гидротермальный процесс в областях тектоно-магматической активности. М.: Наука, 1977, с. 172—184.
2. *Ероцев-Шак В. А., Ильин В. А.* Образование глинистых минералов при гидротермальном изменении пород в кальдере Узон (Камчатка).— Докл. АН СССР. Сер. геол., 1978, т. 241, № 4, с. 911—914.
3. *Заварзин Г. И., Карпов Г. И.* Роль бактериальных факторов в современном гидротермальном минералообразовании кальдеры Узон.— Докл. АН СССР. Сер. микробиол., 1982, т. 264, № 1, с. 244—247.
4. *Пилипенко Г. Ф.* Гидрохимическая характеристика Узонской термоаномалии.— В сб.: Вулканизм, гидротермальный процесс и рудообразование. М.: Недра, 1974, с. 83—110.
5. *Тимофеев П. П., Небоко С. И., Ероцев-Шак В. А. и др.* Особенности современного гидротермального литогенеза.— Литология и полез. ископаемые, 1979, № 6, с. 3—15.
6. *Helgeson H. C.* Thermodynamics of hydrothermal systems at elevated temperatures and pressures.— Amer. J. Sci., 1969, v. 267.
7. *Tan K. H.* The Effect of interaction and adsorption of silica on structural changes in clay minerals.— J. Soil Sci., 1982, v. 134, № 5, p. 300—307.

ГИН  
Москва

Поступила в редакцию  
19.III.1984

УДК 550.4 : 553.623.54(470.61)

## БОР И НЕКОТОРЫЕ ДРУГИЕ ЭЛЕМЕНТЫ-ПРИМЕСИ В ГЛАУКОНИТАХ БАСЕЙНА ДОНА

КАЦНЕЛЬСОН Ю. Я.

Рассматриваются новые данные об особенностях распределения бора, лития, хрома, ванадия в глаукоцитсодержащих микроконкрециях (глобулярных глауконитах) из залежей палеогенового и верхнемелового возраста в бассейне Дона и северо-восточном Приазовье. Приводятся сведения о содержании этих элементов в глауконитах других районов по литературным материалам.

Проблема изучения распределения элементов-примесей в глауконитах представляет интерес в связи с решением ряда генетических задач и с точки зрения возможного использования этого нетрадиционного вида минерального сырья в сельскохозяйственном производстве и рыбном хозяйстве

Окись бора и лития, а также кремнезем, глинозем, окись и закись железа, окись калия и другие компоненты в глауконитах изучаемой территории определялись химическим анализом (таблица), хром и ванадий — приближенно-количественным спектральным анализом, выполненными в Центральной лаборатории ПГО «Южгеология» (окись лития — методом пламенной фотометрии в Центральной лаборатории ПГО «Севкавгеология») согласно соответствующим методикам [21, 27].

**Бор.** Для глаукоцитов в общем характерна резко повышенная против кларка в осадочных породах концентрация бора [2, 14, 15, 31, 34, 37—39, 44, 46, 54, 55, 58, 59]. В ордовикских, юрских и меловых глауконитах центральных районов РСФСР бор присутствует в количестве 0,055—0,073% [55]. Содержание бора в глауконитах из палеогеновых песчаников месторождения Чанги (Узбекистан) достигает 0,25% [2]. П. П. Пилипенко [37, 39] приводит значения концентраций бора, достигающих 0,1%, в глауконитах разного возраста и различных территорий (бассейн Дона, Эстонская ССР, окрестности Саратова, бассейн Печоры и др.). Содержание бора в пробах глаукоцитовых зерен из меловых пород ФРГ колеблется от 0,022 до 0,051%, в среднем составляет 0,038% [58, 59]. Концентрация бора в глаукоцитовых зернах из ордовикских отложений Сибирской и северо-запада Русской платформ составляет соответственно 0,016—0,18%, в среднем 0,058% и 0,037—0,2%, в среднем 0,076% [31]. Г. А. Казаковым с соавторами [15] установлено закономерное увеличение содержания бора в аутигенных глауконитах в ходе развития осадочной оболочки земной коры (со среднего протерозоя до настоящего времени), что в известной мере согласуется с предположением о прогрессирующем в ходе развития земной коры процессе обогащения бором осадочных пород за счет переработки первичного подкорового материала, неоднократно подвергавшегося осадочной дифференциации [34]. Среднее содержание бора в платформенных глауконитах выше, чем в одновозрастных геосинклинальных [14].

Изменение концентрации бора в зависимости от структурного типа, химических особенностей и величины глаукоцитовых зерен различными исследователями трактуется по-разному. По данным А. П. Ясырева [55], содержание бора почти не зависит от окраски минерала, но резко снижается в окисленном глаукоците, по-видимому, в результате выщелачивания. Г. А. Казаковым с соавторами [15] отмечено, что вторичные процессы обычно ведут к выносу бора из минерала. По сведениям И. В. Николаевой с соавторами [31], более высокая концентрация бора

## Компоненты химического состава глауконитов, %

Номер пробы	Месторождение, проявление	Возраст	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	K <sub>2</sub> O	B <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Li <sub>2</sub> O	Cr	V
15	Крюковское	P <sub>3</sub> hr	50,96	5,36	21,84	0,82	6,36	0,16	He опр.	0,01	0,007
16	»	»	50,80	5,27	21,44	0,92	6,72	0,18	0,012	0,007	0,005
17	»	»	51,13	5,46	23,67	0,82	7,08	0,16	He опр.	0,01	0,007
18	»	»	51,10	6,32	20,22	0,92	6,86	0,06	»	0,007	0,005
19	»	»	50,31	6,89	21,65	0,72	6,44	0,17	0,012	0,006	0,005
150	»	»	53,50	6,68	18,82	1,44	6,35	0,11	He опр.	0,008	0,005
50	Малонесветаевское	»	51,16	7,36	19,72	0,74	6,61	0,14	»	0,005	0,008
53	Попово-Несветаевское	»	50,98	6,30	20,93	0,81	7,17	0,06	»	0,003	0,01
44	Сухо-Донецкое	»	50,03	6,63	24,35	0,61	5,67	0,03	»	0,01	0,015
10	Нижнежуравское	»	50,68	4,48	23,55	0,92	6,84	0,12	0,008	0,01	0,01
11	»	»	50,68	5,29	23,89	1,13	6,72	0,12	He опр.	0,01	0,01
12	»	»	51,29	5,55	22,62	0,60	7,30	0,14	»	0,008	0,008
13	»	»	50,44	5,17	23,76	0,92	7,22	0,11	»	0,01	0,008
14	»	»	50,53	4,78	25,16	0,60	7,22	He опр.	»	0,008	0,01
40	Новомосковское	P <sub>2</sub> <sup>1</sup>	54,48	6,95	19,37	1,20	5,47	0,14	He опр.	0,02	0,015
42	Илларионовское	»	52,83	6,77	22,34	0,38	5,15	0,09	0,004	0,01	0,015
43	»	»	53,33	5,23	21,71	0,45	5,27	0,10	0,004	0,007	0,015
200	Калмыково-Ярское	»	50,16	9,05	19,22	0,38	5,50	0,06	He опр.	0,04	0,01
201	»	»	50,94	8,99	19,35	0,75	5,80	0,03	»	0,05	0,015
202	»	»	50,18	9,95	19,51	0,45	5,60	0,04	»	0,05	0,015
203	»	»	51,00	9,07	19,51	0,76	5,60	0,04	»	0,04	0,015
21	Латышевское	P <sub>1</sub>	52,03	4,42	23,80	0,60	6,41	0,14	»	0,015	0,01
24	Чернореченское	»	50,65	5,69	22,76	0,30	6,00	0,10	0,004	0,01	0,02
26	»	»	50,32	7,17	22,90	0,45	5,30	0,08	0,004	0,01	0,02
27	Голинское	»	51,07	5,82	21,83	0,30	5,36	0,05	0,004	0,015	0,015
28	»	»	49,79	5,53	23,16	0,31	5,00	0,07	0,004	0,015	0,02
29	»	»	51,70	6,12	24,47	0,60	5,04	0,12	He опр.	0,02	0,02
34	Верхнедуленское	»	51,28	5,30	23,79	0,45	5,54	0,12	»	0,02	0,02
35	»	»	49,56	6,37	24,25	0,45	6,44	0,09	0,004	0,01	0,015
36	»	»	52,13	5,81	22,74	0,38	6,66	0,06	He опр.	0,015	0,02
205	»	»	54,88	5,24	23,18	0,43	5,70	0,08	»	0,015	0,015
120	Скв. 2, северо-западнее г. Таганрога	K <sub>2</sub> cm	46,18	6,53	19,14	3,29	7,68	0,08	»	0,02	0,02
121	То же	»	44,51	7,03	16,26	2,18	7,18	0,08	»	0,02	0,01

107	Скв. 11, северо-западнее г. Таганрога	$P_3$	55,93	9,20	13,47	1,10	5,60	0,07	»	0,015	0,02
108	То же	»	52,68	8,44	15,85	1,18	6,55	0,07	»	0,015	0,01
109	»	»	49,49	8,30	13,05	3,31	6,35	0,07	»	0,008	0,008
91	»	$F_1^2 - P_1^{1-2}$	52,66	6,86	18,78	1,92	6,59	0,07	»	0,015	0,02
96	»	$F_1^1$	46,00	5,57	20,38	2,77	7,52	0,10	»	0,03	0,015
98	»	»	46,88	5,98	19,05	2,05	7,67	0,08	»	0,01	0,01
99	»	»	47,79	5,62	21,12	2,38	7,64	0,07	»	0,015	0,015
101	»	»	48,81	6,05	19,66	3,39	8,46	0,08	»	0,02	0,015
104	»	»	46,70	6,07	20,88	2,91	8,28	0,10	»	0,015	0,01
119	Скв. 12, северо-западнее г. Таганрога	$P_3$	51,75	8,04	16,03	1,77	6,15	0,08	»	0,02	0,01
110	Скв. 21, северо-западнее г. Таганрога	$F_2^2$	53,20	8,00	18,56	0,90	7,02	0,09	»	0,01	0,015
112	То же	»	51,05	6,84	18,07	2,78	8,06	0,08	»	0,01	0,015
429	Скв. 31, северо-западнее г. Таганрога	$P_2^3 bl$	51,64	7,95	18,55	1,47	6,50	0,09	»	0,01	0,008
431	То же	»	50,91	7,55	18,70	1,61	6,50	0,09	»	0,01	0,008
433	»	»	51,73	7,63	18,26	1,47	6,50	0,08	»	0,015	0,006
435	»	»	51,44	7,62	18,70	2,57	6,59	0,17	»	0,015	0,005
453	»	»	53,85	9,65	17,56	2,23	6,10	0,08	»	0,008	0,008
454	»	$K_{2cm}$	52,57	9,44	17,50	2,69	7,05	0,09	»	0,008	0,01
307	Скв. 61, р-н г. Новошахтинска	$P_3 hr$	49,42	5,95	20,57	0,59	7,75	0,18	»	0,006	0,015
309	То же	»	51,28	7,47	20,10	0,51	7,07	0,12	»	0,01	0,008
310	Скв. 62, р-н г. Новошахтинска	»	50,18	6,42	21,69	0,59	6,99	0,11	»	0,01	0,006
311	То же	»	51,40	7,10	20,82	0,50	7,45	0,11	»	0,008	0,008
315	Скв. 63, р-н г. Новошахтинска	»	50,24	6,69	21,07	0,50	6,89	0,13	»	0,01	0,01
318	То же	»	50,01	6,88	21,00	0,59	7,22	0,10	»	0,01	0,006
319	»	»	51,27	6,42	21,44	0,43	7,20	0,09	»	0,006	0,005
327	Скв. 64, р-н г. Новошахтинска	»	48,19	7,90	19,89	1,15	6,71	0,11	»	0,03	0,01
328	То же	»	49,50	7,17	21,21	0,72	6,92	0,15	»	0,02	0,002
71	Скв. 69, р-н ст. Казанской	$P_1^2$	50,30	6,93	21,23	2,72	6,28	0,07	»	0,02	0,03
72	То же	»	51,50	6,83	21,35	2,74	6,40	0,07	»	0,02	0,03
73	»	»	50,02	7,22	18,90	4,05	6,14	0,08	»	0,015	0,02
74	»	»	50,30	7,60	20,65	2,70	6,48	0,06	»	0,015	0,02
75	»	»	47,55	6,87	19,90	5,35	6,51	0,05	»	0,015	0,02

характерна для измененных (монтмориллонитизированных) разновидностей глауконитов. По данным Э. Колера [58], содержание бора не зависит от химического и гранулометрического состава глауконитовых зерен. Э. Колер и Х. Кёстер [59] пришли к выводу об обратной зависимости между содержанием бора в различных фракциях глауконитовых проб и их емкостью катионного обмена, а также о том, что часть бора адсорбирована глауконитовыми зернами. У. И. Феношина и А. Е. Василевская [44] отмечают, что общее содержание бора непосредственно зависит от размеров глауконитовых зерен. А. В. Ивановская и М. Ф. Соколова [11] считают, что степень вторичных изменений глауконита вплоть до стадии глубинного эпигенеза существенно не влияет на содержание бора.

В глауконитах изучаемой территории содержание окиси бора находится в пределах 0,03—0,18%, в среднем 0,09%. Наиболее высокая концентрация бора зафиксирована в отдельных пробах глауконитов из песков харьковской свиты Крюковского проявления, расположенного на правом берегу Тузлова (бассейн Нижнего Дона), и из скважин в районе г. Новошахтинска (0,18%  $B_2O_3$ ). Самая низкая концентрация бора отмечена в микроконкрециях из нижнеэоценовых песков Калмыков-Ярского проявления в бассейне р. Чир и из песков харьковской свиты Суходонецкого проявления на правом берегу Дона (0,03%  $B_2O_3$ ). В плотностных фракциях глауконитовых зерен содержание бора отличается незначительно, несколько увеличиваясь в светло-зеленой фракции. Четкая зависимость между содержанием бора и гранулометрическим составом глауконитовых зерен нами не установлена. По-видимому, концентрация бора все же несколько выше в крупных фракциях, а максимум содержания бора приурочен к фракции 0,4—0,25 мм. Концентрация бора в изучаемых глауконитах возрастает с уменьшением возраста вмещающих пород, что подтверждают соответствующие литературные данные [15]. Так, среднее содержание окиси бора увеличивается от 0,08% в глауконитах из сеноманских пород до 0,11% в микроконкрециях из олигоценых отложений.

Концентрация бора в глауконитах, приуроченных к различным типам вмещающих пород, отличается незначительно (несколько выше в микроконкрециях из песков и песчаников, ниже — в глауконитах, приуроченных к алевролитам и глинам).

Анализ корреляционных связей [17] между окисью бора и основными минералообразующими компонентами в изучаемых глауконитах (кремнезем, глинозем, окись и закись железа, окись калия) показывает, что коэффициенты корреляции характеризуются низкими величинами, связи слабые или отсутствуют.

Бор попадает в моря в результате процессов выветривания и вулканических извержений [7]. Геохимическая связь бора с кремнеземом и железом, в частности концентрирование бора тонкокристаллическими и аморфными окислами и гидроокислами железа, констатируется многими исследователями [15, 34, 44, 46 и др.]. Из-за отмечаемого в глауконитах во времени (от более древних к более молодым) уменьшения содержания глинозема и увеличения —  $Fe_2O_3$  [14, 28 и др.] и соответствующего вероятного роста концентрации бора в морской воде от среднего протерозоя к четвертичному периоду повышенные концентрации бора в глауконитах связываются с обогащением последних окисным железом. Предполагается, что бор может соосаждаться с коллоидальной гидроокисью железа и при диагенезе осадков входить в формирующуюся структуру глауконита, где в дальнейшем «геохимическим партнером» бора становится алюминий [15].

Экспериментально доказано, что при обработке глауконита горячей разбавленной соляной кислотой бор полностью извлекается [15, 44, 46]. Кислая реакция на поверхности корней (рН около 3,5) позволяет растениям усваивать кислоторастворимые формы питательных веществ, в том числе бора [35], что, вероятно, имеет место при внесении глауконитовых зерен в почву.

**Литий.** Этот элемент может накапливаться в глауконитах [7, 12, 28, 29, 36—39, 43, 55]. По данным А. П. Виноградова [7], литий имеет относительно высокую подвижность; П. П. Пилипенко [36] и А. В. Казаков [12] полагали, что обогащение литием осадочных пород, почв и почвенных вод часто обусловлено предшествующим растворением глауконита и миграцией лития в раствор.

В глауконитах из песков, вмещающих слои фосфоритов на месторождениях центральных районов РСФСР, содержание лития составляет 0,0076—0,0122%, в среднем 0,01% [55]. Наиболее богатые литием образцы глауконитов, по данным П. П. Пилипенко [37] и И. В. Николаевой [28], содержат до 0,2—0,4%  $Li_2O$ . В глауконитовых зернах из меловых пород ФРГ содержание лития составляет 0,001—0,0077% [58, 59].

Концентрации лития обычно повышаются от темно-зеленой к светло-зеленой фракции глауконитовых зерен с уменьшением содержания двухвалентного железа, совместно с которым литий может входить в октаэдрические позиции кристаллической решетки минералов [50, 55]. По предположению А. П. Ясырева [55], в окислительных условиях зоны гипергенеза с переходом закиси железа в окись совместное нахождение лития и железа нарушается, с чем связано резкое уменьшение содержания  $Li$  в окисленных разностях глауконитов. Рядом исследователей [12, 28, 36, 59 и др.] предполагается вхождение лития наряду с калием, натрием, кальцием в межслоевые промежутки структуры глауконита.

В глауконитах изучаемой территории определения лития проведены лишь по пробам Нижнежуравского (низовья Северного Донца) и Крюковского проявлений, а также залежей бассейна р. Чир (см. таблицу). Можно констатировать некоторое уменьшение (до 0,004%) содержания окиси лития в глауконитах из палеоценовых и нижнеэоценовых отложений залежей в северной части территории по сравнению с глауконитами из песков харьковской свиты в южных разрезах (0,007—0,012%). В микроконкрециях Крюковского проявления, структура которых характеризуется повышенным (до 20%) содержанием разбухающих межслоевых промежутков, концентрация окиси лития достигает 0,012%, в то время как в глауконитах Нижнежуравского проявления (5—10% разбухающих слоев в структуре) концентрация окиси лития составляет 0,007—0,008%. Эти сведения в какой-то мере сопоставимы с данными П. П. Пилипенко [37, 39] и А. П. Ясырева [55] о повышении содержания лития в светло-зеленой фракции глауконитовых зерен, т. е. в смешанослойных глауконит-сметитовых минералах. В одном из образцов, характеризующих такие минералы (Крюковское проявление), содержание окиси лития составляет 0,07% [30].

В изучаемых микроконкрециях максимальному содержанию окиси бора соответствует и наибольшая концентрация окиси лития (см. таблицу).

**Хром.** Содержание хрома в глауконитах Полпинского месторождения составляет 0,001% [54], в ряде других месторождений Русской платформы колеблется от 0,0035 до 0,01%, составляя в среднем 0,007% [55]. В глауконитах юрских и нижнемеловых отложений центральной части Русской платформы, по данным Л. И. Горбуновой [9], содержание хрома составляет: в темно-зеленых разновидностях (тип I) 0,1%, в желто-зеленых (тип II) 0,005—0,01%, в зеленовато-желтых «бесцветных» (тип III) 0,01%. Микроконкреции месторождения Чанги содержат 0,01—0,03% хрома [2]. Концентрация хрома в глауконитовых зернах из меловых пород ФРГ определена в 0,0148—0,0386% [58, 59]. По данным Й. Бентора и М. Кастнер [56], содержание хрома в ряде образцов меловых и эоценовых глауконитовых пеллет составляет около 0,01%, а в двух образцах увеличивается до 0,065%.

Изучаемые глаукониты содержат 0,003—0,05%, в среднем 0,015% хрома. Микроконкреции из северных районов изучаемой территории характеризуются более высокими концентрациями этого элемента, чем глаукониты из разрезов южных районов. Максимальное (0,04—0,05%)

содержание хрома отмечено в микроконкрециях из нижнеэоценовых песков Калмыков-Ярской залежи (левобережье р. Чир), а минимальное (0,003%) — в глауконитах из песков харьковской свиты Попово-Несветаевского проявления (р. Большой Несветай, бассейн Нижнего Дона). Концентрации хрома в плотных (светло- и темно-зеленых) фракциях глауконитовых зерен составляют соответственно 0,006—0,01%, в среднем 0,008% и 0,008—0,02, в среднем 0,01%, т. е. несколько выше в темно-зеленой фракции [17].

На основании литературных материалов [7, 22, 56] и собственных наблюдений можно полагать, что хром в глауконитовых зернах находится в октаэдрической координации структуры, адсорбирован на поверхности частиц, а также входит в состав микроскопических механических примесей минералов, содержащих этот элемент.

**Ванадий.** Содержание ванадия в глауконитах Полпинского месторождения составляет 0,003%, в других месторождениях центральных районов РСФСР — 0,003—0,01%, в среднем 0,0055% [54, 55]. В глауконитах юрских и нижнемеловых отложений центральной части Русской платформы [9] содержание ванадия увеличивается от темно-зеленых (тип I) и желто-зеленых (тип II) разновидностей к зеленовато-желтым «бесцветным» (тип III) и составляет в последних 0,01—0,1%. Повышенное содержание ванадия (0,06%) установлено в глауконитах из палеогеновых отложений Нижнего Поволжья [33]. Глаукониты из песчаников месторождения Чанги содержат 0,02% ванадия [2]. Концентрация ванадия в глауконитовых зернах из меловых пород ФРГ составляет 0,009—0,03% [58]. Ванадий в некоторых образцах меловых и эоценовых глауконитовых пеллет присутствует в количестве 0,004—0,01%, отрицательно коррелируется с калием и увеличивается с ростом количества глинистого вещества в пеллетах, в структуру которых ванадий не входит [56].

Глаукониты изучаемой территории содержат 0,005—0,03%, в среднем 0,012% ванадия. Содержание ванадия в плотных (светло- и темно-зеленой) фракциях глауконитовых зерен составляет соответственно 0,008—0,015%, в среднем 0,011% и 0,005—0,01, в среднем 0,007%, т. е. несколько выше в светло-зеленой фракции [17]. Отмечается тенденция к увеличению концентрации ванадия с возрастанием степени гетерогенности структуры глауконитовых зерен, с повышением содержания в ней разбухающих межслоевых промежутков, что в определенной мере соответствует литературным данным [9, 56]. Концентрация ванадия в глауконитах, отобранных в обнажениях из северных разрезов изучаемой территории (0,01—0,02%), в целом выше, чем из южных (0,005—0,015%). Наибольшим (до 0,03%) содержанием ванадия характеризуются глаукониты из палеоэоценовых алевролитов скв. 69 (южный склон Воронежской антеклизы, район ст. Казанской), наименьшим (0,005—0,007%) — микроконкреции Крюковского проявления, приуроченные к пескам харьковской свиты. В соответствии с быстрым выпадением ванадия из миграции [40, 47, 49] повышение содержания этого элемента в глауконитах северной части изучаемой территории помимо связи со структурно-кристаллохимическими факторами, очевидно, зависит и от близости коренного источника сноса, которым мог быть Воронежский кристаллический массив, снабжавший морской бассейн продуктами химического выветривания. Различия в металлогении размываемых пород разрушающегося источника сноса отмечены в литературе для морских бассейнов, в которых формировались глаукониты центральных районов РСФСР [55] и Крыма [51].

Для изучаемых глауконитов [17] были установлены высокие положительные коэффициенты корреляции между калием и закисным железом, а также отрицательная связь с последними большинства малых элементов, которые, вероятно, в значительной части могут не входить в структуру микроконкреций. Считается, что глаукониты при своем формировании в процессах диагенеза осадков поглощают и фиксируют ионы калия из иловых вод в присутствии разлагающихся органических веществ [23, 25, 26], в то время как концентрированные растворы калия,

необходимые для такого поглощения непосредственно из морской воды, отсутствуют в нормальных морских условиях [53]. Если это так, то обогащение большинством малых элементов изучаемых железистых глауконитов, по-видимому, происходило до их насыщения калием [17], на более ранних стадиях диагенеза, с высоким темпом миграции вещества [10]. В пользу этого предположения свидетельствует и относительное обеднение темно-зеленой фракции изучаемых глауконитовых зерен, характеризующейся повышенной концентрацией калия и двухвалентного железа, такими элементами-примесями, как марганец, кобальт, титан, ванадий, цинк [19]. На обогащение микроэлементами так называемых светло-зеленых разновидностей глауконита указывают и другие исследователи. Именно к этим разновидностям в некоторых районах приурочены повышенные содержания ванадия, а также никеля, меди, цинка [9], никеля, кобальта [51]. Аутигенный ферримонтмориллонит (в донных осадках профиля через Тихий океан), рассматриваемый как вероятный исходный материал для диагенетического превращения в высокожелезистые слюда-монтмориллонитовые образования [25], по сравнению с последними также обогащен рядом микроэлементов [5]. Вместе с тем преимущественно к темно-зеленой фракции глауконитовых зерен могут быть приурочены повышенные количества редких земель [48], хрома [17].

По существующим представлениям, при формировании глауконитов в диагенезе, по-видимому, происходят сосаждение и совместная коагуляция металлорганических комплексов и гидроксокомплексов железа, алюминия, кремния [13, 26, 52, 57—59] и последовательная раскристаллизация исходного кремнево-железистого геля с образованием ряда смешанослойных фаз и постепенной фиксацией калия из иловых вод, по мере которой осуществляются упорядочение возникающих слюда-монтмориллонитовых структур и увеличение содержания в них слюдяных пакетов [3, 4, 24]. Алюмокремнево-железистый гель и начальные структурно несовершенные формы глауконитового ряда, по-видимому, лучше поглощают из наддонных и иловых вод большинство малых элементов по сравнению со слюдяными структурами. В изучаемых глауконитах намечается прямая корреляционная связь ванадия и некоторых других элементов-примесей (марганец, никель, кобальт, цинк) с окисным железом [17]. Возможности накопления большинства малых элементов в глауконитах обычно реализуются благодаря структурно-кристаллохимическим факторам (например, преобладание структурно несовершенных форм глауконитового ряда), но в первую очередь, вероятно, связаны с физико-химическими условиями и составом среды осадкообразования, геохимической подвижностью и формами миграции элементов.

Ванадий и хром входят в группу слабых мигрантов, для которых характерен перенос речными водами преимущественно в виде грубых взвесей [40, 47, 49]. В соответствии с такими геохимическими особенностями этих элементов, как отмечалось выше, их содержание в пробах глауконитов, отобранных на выходах глауконитоносных пород, увеличивается с юга на север, в направлении Воронежского кристаллического массива. Литий отличается относительно высокой миграционной способностью [7]. По данным И. В. Николаевой [29], обогащение литием более свойственно минералам группы глауконита, формировавшимся в бассейнах эвапоритового типа.

Ванадий и литий имеют тенденцию к накоплению в смешанослойных глауконит-сметтитовых минералах, хром — в конечных членах глауконитового ряда.

Ранее были показаны возможности использования глауконитов из залежей Ростовской области как естественного комплексного минерального удобрения постепенного действия при выращивании виноградных саженцев, сахарной свеклы, картофеля, томатов, декоративных растений, карповых и осетровых рыб в прудах как компонента питательных сред при культивировании микроводорослей для нужд животноводства и рыбного хозяйства [1, 8, 16, 18—20, 41, 42]. В результате применения

глауконитовых песков и концентрата питательный субстрат виноградных саженцев пополнился макро- и микроэлементами, в число которых входит бор [41]. Продуктивность водоема во многом зависит от уровня развития фитопланктона, локализация которого, резкое увеличение его массы как в морских водоемах [49], так и в прудах [6], обычно определяется поступлением питательных веществ. Глауконитовые зерна различного структурного типа и химического состава оказывают стимулирующее воздействие на развитие микроводорослей разных систематических групп, развивающихся в водоемах Нижнего Дона [42]. При этом динамика, темп и степень извлечения элементов питания микроводорослей из глауконитов разных залежей неодинаковы, а более высокий эффект получен при использовании микроконкреций менее стабильной структуры с повышенным числом разбухающих межслоевых промежутков [20]. Внесение глауконитового песка (с добавлением азотных и фосфорных удобрений), содержащего микроконкреции такого структурного типа, приближает геохимические и биогеохимические условия в осетровых прудах к естественным, при этом происходит значительное изменение концентрации в донных отложениях целого ряда элементов [1], в том числе рассмотренных выше. Из донных илов эти элементы постепенно переходят в воду, в связи с чем, а также благодаря некоторым другим факторам в водоеме в несколько раз возрастают среднесезонная численность фито- и бактериопланктона, среднесезонная биомасса кормового зоопланктона и бентоса, среднесуточные привесы осетровой молоди, ее средняя навеска, показатели выживаемости и рыбопродуктивности [8, 18].

В настоящее время, когда поставлены задачи создания и расширения сырьевой базы глауконитов [32, 45], а также подготовки к освоению выявленных залежей глауконитовых песков, назрела необходимость разработки требований отраслей сельскохозяйственного производства к качеству глауконитового сырья и утверждения соответствующих технических условий, определяющих допустимые пределы концентрации полезных и вредных компонентов. Этим обусловлены новые аспекты дальнейшего изучения особенностей распределения в глауконитах и выноса из них различных питательных элементов, в том числе элементов-примесей.

Итак, в изучаемых микроконкрециях содержание окиси бора (0,03—0,18%) значительно (на один-два порядка) выше кларка этого элемента в осадочных породах и сопоставимо с концентрацией бора в глауконитах из меловых и кайнозойских отложений других территорий; содержание окиси лития (0,004—0,012%) несколько выше кларкового и находится в тех же пределах, что и в глауконитах из месторождений центральных районов РСФСР; концентрации хрома (0,003—0,05%) изменяются в широком диапазоне — от кларковых до превышающих их в 3—5 раз, ванадия (0,005—0,03%) — от кларковых и ниже до превышающих кларковое содержание в 2—3 раза. Рассматриваемые элементы могут накапливаться в глауконитах, а при определенных условиях постепенно переходить в жидкую фазу.

#### Литература

1. Алексеев В. А., Алексеев Вал. А., Лукьянченко А. Д. Геохимия вод рыбодонных прудов и их продуктивность.— В кн.: Второй Междунар. симпозиум по геохимии природных вод (тез. докл.). Ростов-на-Дону, 1982, с. 7—8.
2. Бескровный Ю. В. Глауконит.— В кн.: Минерально-сырьевые ресурсы Узбекистана. Ч. 2. Ташкент: Фан, 1977, с. 153—157.
3. Бутузова Г. Ю., Дриц В. А., Лисицына Н. А. и др. Динамика формирования глинистых минералов в рудоносных осадках впадины Атлантис-II (Красное море).— Литология и полез. ископаемые, 1979, № 1, с. 30—42.
4. Бутузова Г. Ю., Дриц В. А., Лисицына Н. А., Ципурский С. И. Новые данные об аутигенных слоистых силикатах в металллоносных осадках впадины Атлантис-II (Красное море).— Литология и полез. ископаемые, 1983, № 5, с. 82—88.
5. Бутузова Г. Ю., Лисицына Н. А., Градусов Б. П. Глинистые минералы в осадках на профиле через Тихий океан.— Литология и полез. ископаемые, 1977, № 4, с. 3—17.
6. Винберг Г. Г., Ляхнович В. П. Удобрение прудов. М.: Пищевая пром-сть, 1965. 271 с.

7. *Виноградов А. И.* Геохимия редких и рассеянных химических элементов в почвах. М.: Изд-во АН СССР, 1957. 238 с.
8. *Горбачева Л. Т., Алексеенко Вал. А., Крапивина Л. А. и др.* Геохимическая оценка влияния минеральных удобрений на рыбопродуктивность осетровых прудов Нижнего Дона.— В кн.: Геохимия ландшафтов при поисках месторождений полезных ископаемых и охране окружающей среды (тез. докл.). Ростов-на-Дону, 1982, с. 215—217.
9. *Горбунова Л. И.* Глаукониты юрских и нижнемеловых отложений центральной части Русской платформы.— Тр. ИГН АН СССР, 1950, вып. 114, геол. сер. (№ 40), с. 65—103.
10. *Зарицкий П. В.* Перераспределение вещества и методика оценки геохимической подвижности элементов в диагенезе.— В кн.: Геохимия осадочных пород и прогноз полезных ископаемых. Киев: Наук. думка, 1978, с. 42—50.
11. *Ивановская А. В., Соколова М. Ф.* Бор в гидрослюдах как индикатор солености.— В кн.: Палеогеографические основы рационального использования естественных ресурсов. Ч. I. (тез. докл.). Киев: Наук. думка, 1977, с. 33—34.
12. *Казаков А. В.* Глауконит.— Тр. ИГН АН СССР, 1957, вып. 152, геол. сер. (№ 64), с. 93—142.
13. *Казаков Г. А.* Глаукониты как геохимические показатели фациальных условий седиментогенеза.— Геохимия, 1982, № 11, с. 1547—1561.
14. *Казаков Г. А.* Глаукониты как показатели геохимических условий формирования осадочных пород.— Геохимия, 1983, № 12, с. 1670—1680.
15. *Казаков Г. А., Боровик-Романова Т. Ф., Ермишкина А. И.* Закономерности изменения во времени содержания бора и фтора в морском аутигенном осадочном процессе (на примере глауконитов).— Геохимия, 1975, № 9, с. 1355—1371.
16. *Кацнельсон Ю. Я.* Некоторые итоги и очередные задачи изучения глауконита как полезного ископаемого многоотраслевого использования.— Экспресс-информация (Геология, методы поисков и разведки месторождений неметаллических полезных ископаемых). М.: ВИЭМС, 1976, № 5, с. 8—19.
17. *Кацнельсон Ю. Я., Нырков А. А.* Некоторые геохимические особенности различных типов глауконитов Волго-Донского региона.— В кн.: Геохимия осадочных пород и прогноз полезных ископаемых. Киев: Наук. думка, 1978, с. 56—63.
18. *Кацнельсон Ю. Я., Нырков А. А., Ступин В. А., Горбачева Л. Т.* Изучение и использование глауконитов Ростовской области.— В кн.: Материалы XII Всес. совещ. по исследованию и использованию глин и глинистых минералов (тез. докл.). Т. II. Баку: 1983, с. 38—39.
19. *Кацнельсон Ю. Я., Нырков А. А., Якушев В. В.* Структурно-химические особенности глауконита как показатели его качественной оценки.— Литология полез. ископаемые, 1978, № 3, с. 64—77.
20. *Кацнельсон Ю. Я., Нырков А. А., Якушев В. В.* Связь технологических свойств глауконитсодержащих микроконкреций с особенностями их состава и структуры.— В кн.: Рентгенография минерального сырья и строение минералов. М.: ВИМС, 1981, с. 116—128.
21. Классификация методов анализа минерального сырья (методические указания). М.: ВИМС, 1976. 8 с.
22. *Ковда В. А., Якушевская И. В., Тюрюканов А. Н.* Микроэлементы в почвах Советского Союза. М.: Изд-во МГУ, 1959. 66 с.
23. *Лазаренко Е. К.* Курс минералогии. М.: Высшая школа, 1971. 608 с.
24. *Лисицына Н. А., Бутузова Г. Ю.* К вопросу о генезисе океанических глауконитов.— Литология и полез. ископаемые, 1981, № 5, с. 91—97.
25. *Лисицына Н. А., Градусов Б. П., Бутузова Г. Ю.* Глауконит в осадках литологического профиля через Тихий океан.— В кн.: Международный геол. конгресс. XXV сессия. М.: Наука, 1976, с. 166—176.
26. *Логвиненко Н. В., Волков И. И., Розанов А. Г.* К вопросу о генезисе глауконита в осадках Тихого океана.— Литология и полез. ископаемые, 1975, № 2, с. 3—13.
27. *Лонциг С. В., Недлер В. В., Райхбаум Я. Д., Хохлов В. В.* Спектральный анализ при поисках рудных месторождений. Л.: Недра, 1969. 296 с.
28. *Николаева И. В.* Минералы группы глауконита в осадочных формациях. Новосибирск: Наука, 1977. 322 с.
29. *Николаева И. В.* Литология и минералогия глауконитоносных отложений: Автореф. докт. дис. Новосибирск: Ин-т геол. и геофиз. СО АН СССР, 1979. 55 с.
30. *Николаева И. В.* Фациальная зональность химического состава минералов группы глауконита и определяющие ее факторы.— В кн.: Минералогия и геохимия глауконита. Новосибирск: Наука, 1981, с. 4—41.
31. *Николаева И. В., Симонова В. И., Бородаевская З. В.* Бор в ордовикских минералах группы глауконита.— В кн.: Глауконит в современных, нижнепалеозойских и докембрийских отложениях. М.: Наука, 1971, с. 124—131.
32. *Никаноров С. П., Дистанов У. Г., Зайнуллин И. И. и др.* Возможности использования нетрадиционных видов нерудного сырья для сельского хозяйства.— Сов. геология, 1984, № 2, с. 3—10.
33. *Носов Г. И., Богокина Ф. Е.* Глауконит палеогеновых отложений Сталинградского Поволжья.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1959, № 10, с. 69—77.
34. *Оборин А. А., Залкинд И. Э.* К геохимии бора в гипергенных процессах.— Геохимия, 1964, № 2, с. 148—162.
35. *Пейве Я. В.* Микроэлементы и их значение в сельском хозяйстве. М.: Сельхозгиз, 1961. 63 с.

36. Пилипенко П. П. Литий в глауконитах.— Минеральное сырье, 1927, № 7—8, с. 437—440.
37. Пилипенко П. П. О совместном нахождении лития и бора в глауконите.— Уч. зап. Саратовск. ун-та, 1934, т. 12, вып. 1, с. 93—95.
38. Пилипенко П. П. К вопросу о структуре и химическом составе глауконита.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1935, т. 13, № 1, с. 155—171.
39. Пилипенко П. П., Лизунов Н. В. Спектроскопические исследования состава глауконитов.— Тр. МГРИ, 1940, т. 20, с. 104—112.
40. Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. М.: Изд-во АН СССР. Т. I, 1962. 212 с.; Т. II, 1962. 375 с.
41. Ступин В. А., Кацнельсон Ю. Я., Мовчан В. Г., Кравченко Л. В. Глауконитовые пески и перспективы их использования в сельскохозяйственном производстве.— В кн.: V конф. по геол. и полезн. ископ. Сев. Кавказа (тез. докл.). Кн. 2. Эссенуки, 1980, с. 377—379.
42. Труфонова З. А., Суздальцева Л. Ф., Андросова Л. В., Кацнельсон Ю. Я. Опыт использования глауконита при выращивании рыб в прудах.— В кн.: V конф. по геол. и полезн. ископ. Сев. Кавказа (тез. докл.). Кн. 2. Эссенуки, 1980, с. 379—381.
43. Феношина У. И. Глауконит из нижнетортоновых отложений курорта Любень Великий.— В кн.: Вопросы минералогии осадочных образований. Кн. 6. Львов: Изд-во Львовск. ун-та, 1961, с. 266—282.
44. Феношина У. И., Василевская А. Е. О форме нахождения бора в глауконитах.— Минерал. сб. Львовск. ун-та, 1972, № 26, вып. 1, с. 64—72.
45. Филько А. С. Минеральное сырье для сельского хозяйства.— Сов. геология, 1983, № 12, с. 3—13.
46. Хардер Г. Геохимия бора. М.: Недра, 1965. 137 с.
47. Холодов В. Н. Осадочный рудогенез и металлогения ванадия. М.: Наука, 1973. 277 с.
48. Хоодов В. Н., Горский С. П., Казанский М. Г. Редкие земли в глауконитах.— Литология и полез. ископаемые, 1966, № 5, с. 80—89.
49. Холодов В. Н., Недумов Р. И. К проблеме геохимии среднемиоценовых отложений Восточного Предкавказья.— Литология и полез. ископаемые, 1979, № 3, с. 59—84.
50. Чухров Ф. В. Коллоиды в земной коре. М.: Изд-во АН СССР, 1955. 672 с.
51. Шехоткин В. В. Глауконит из пограничных мел-палеогеновых отложений Горного Крыма.— Литология и полез. ископаемые, 1971, № 6, с. 110—124.
52. Шутов В. Д., Дриц В. А., Кац М. Я., Соколова А. Л. Модель образования глобулярного глауконита во флишевой формации.— Литология и полезн. ископаемые, 1983, № 1, с. 23—40.
53. Шутов В. Д., Кац М. Я., Дриц В. А. и др. Кристаллохимия глауконита как индикатора фациальных условий его образования и постседиментационного изменения.— В кн.: Кристаллохимия минералов и геологические проблемы. М.: Наука, 1975, с. 74—81.
54. Ясырев А. П. Микроэлементы в пластовых и желваковых фосфоритах некоторых месторождений центральных районов РСФСР.— Литология и полез. ископаемые, 1964, № 3, с. 66—76.
55. Ясырев А. П. Распределение микроэлементов в глауконитах Русской платформы.— Докл. АН СССР, 1966, т. 168, № 4, с. 914—916.
56. Bentor Y. K., Kastner M. Notes on the mineralogy and origin of glauconite.— J. Sediment. Petrol., 1965, v. 35, № 1, p. 155—166.
57. Harder H. Synthese von Glaukoniten unter natürlichen Bedingungen.— Naturwissenschaften, 1978, B. 65, № 1, S. 59—60.
58. Kohler E. E. Untersuchungen zur Kristallchemie und Geochemie von kretazischen Glaukonitglimmern: Diss. Dokt. Naturwiss. Auszug. Munchen: Techn. Univ., 1974. 23 S.
59. Kohler E. E., Köster H. M. Zur Mineralogie, Kristallchemie und Geochemie kretazischer Glaukonite.— Clay Mineral., 1976, B. 11, № 4, S. 273—302.

ПГО «Южгеология»  
Ростов-на-Дону

Поступила в редакцию  
1.11.1984

УДК 552.11; 553.251.2(476)

**ПОСТСЕДИМЕНТАЦИОННЫЙ ГИПС  
В РИФЕЙСКО-ЭЙФЕЛЬСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ БЕЛОРУССИИ**

**МАХНАЧ А. А.**

В статье показано влияние рассолов наровского галогенеза на нижележащие отложения широкого стратиграфического диапазона (от рифея до эйфеля) в пределах северных и центральных районов Белоруссии, выразившееся в формировании в верхнепротерозойских, нижнепалеозойских и витебско-пярунских (среднедевонских) породах новообразований гипса в виде цементов, выполнений каверн и трещин, желваков и гнезд. Получены данные, указывающие на постседиментационный генезис гипса, предложен механизм формирования сульфатных новообразований.

В отложениях рифея, венда, кембрия, ордовика, витебского и пярунского горизонтов эйфельского яруса среднего девона на территории северных и центральных районов Белоруссии обнаружены многочисленные и различным образом локализованные в породах проявления гипса. Несмотря на особую важность изучения природы этого минерала для фациально-палеогеографических построений, выяснения перспектив разреза на минеральные воды и решения других геологических задач, вопрос о генезисе гипса до сих пор не привлек должного внимания исследователей. Нами предпринята попытка выяснить происхождение выделений гипса в разрезе верхнепротерозойско-пярунских образований Белорусской антеклизы, Латвийской и Жлобинской седловин и Оршанской впадины (фиг. 1).

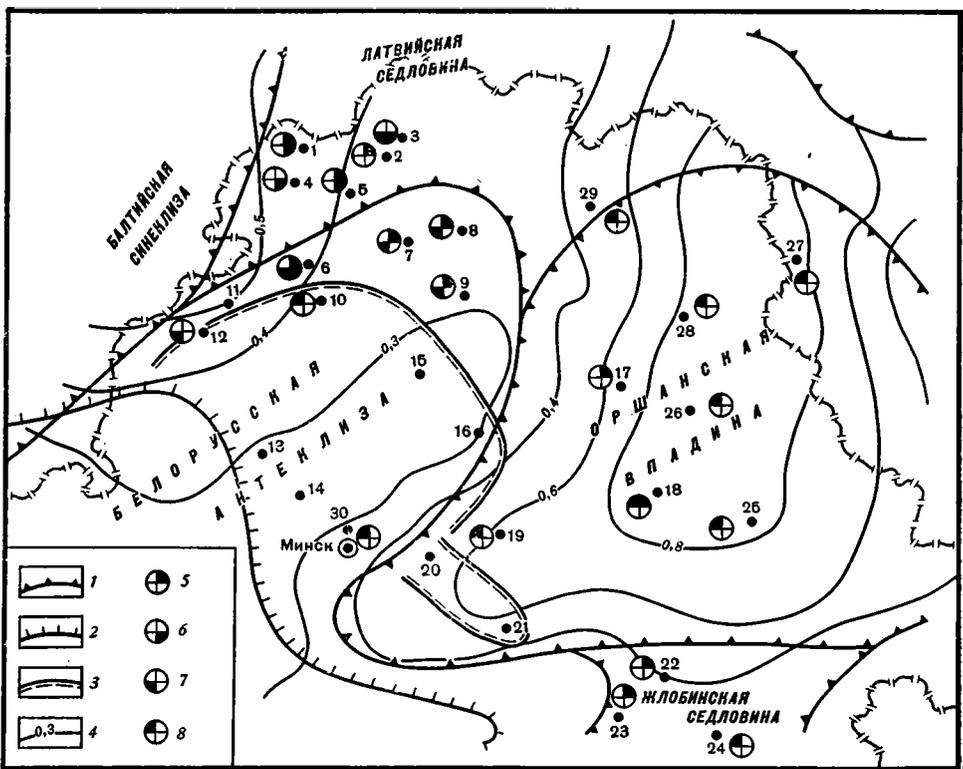
**ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ПРИЗНАКИ ВТОРИЧНОСТИ ГИПСА**

На основании изучения кернового материала и шлифов пород нами установлены петрографические признаки вторичности гипса в разрезе всех отложений от рифея до эйфеля.

В связи с максимальным развитием огипсования и наименьшей литологической изученностью основное внимание уделено петрографическому описанию витебско-пярунских пород среднего девона, широко распространенных в пределах северной половины территории Белоруссии. Здесь, в зоне сочленения Главного и Центрального девонских полей, витебско-пярунские отложения представлены чередованием кремовато-светло-оолитовых доломитов, серых песчаников, зеленовато-голубовато-серых фарфоровидных доломитов и мергелей [17]. Нередко присутствуют смешанные породы: доломиты с включениями песчаников, песчаники с обломками мергелей и оолитами и др. Мощность витебско-пярунских отложений 20—50 м. Перекрываются они гипсоносной пачкой или брекчированными мергельными породами наровского горизонта, подстилаются ордовикскими, кембрийскими или верхнепротерозойскими образованиями.

Гипс в витебско-пярунских породах образует пойкилитовый цемент песчаников и оолитовых доломитов, встречается в виде гнезд, желваков, выполнения трещин в доломитах и мергелях.

Гипсосодержащие песчаники обычно массивные или неяснослоистые. Их обломочная часть представлена главным образом кварцевыми и полевошпатовыми зернами разной степени окатанности. Структура песчаников крупно- и средне, реже мелкопсаммитовая, сортировка кластогенного материала средняя. Примечательной особенностью песчаников является регенерация зерен полевого шпата; в меньшей степени этим процессом охвачен кварц. Достройка обломков обычно осуществляется в



Фиг. 1. Гипс в верхнепротерозойско-пярнских отложениях Белоруссии (составлено с использованием тектонических данных Р. Г. Гарецкого и др. [15])

1 — границы тектонических структур; 2 — контур распространения отложений нарвского горизонта; 3 — условный контур развития нарвских отложений, в разрезе которых отсутствует сульфатная пачка; 4 — палеоизогипсы поверхности фундамента к преднарвовскому времени; 5—8 — гипс в породах (5 — витебско-пярнских, 6 — ордовикских, 7 — кембрийских, 8 — верхнепротерозойских). Скважины: 1 — Обабе-3; 2 — Миново-6; 3 — Верхнедвинск; 4 — Ахремовцы-7; 5 — Заборье-8; 6 — Балаи-15; 7 — Сахновичи-1; 8 — Ухвище-2; 9 — Новоселки-8; 10 — Дуниловичи-18; 11 — Оцковичи-5; 12 — Лоси-9; 13 — Лозовец-15; 14 — Красное-58; 15 — Заречье-20; 16 — Погодица-22; 17 — Замощье-26; 18 — Кляпиничи-38; 19 — Боровино-3; 20 — Верхмень-1; 21 — Каменичи-8; 22 — Озераны-3к; 23 — Большие Бортники-2; 24 — Рогачев; 25 — Вильчицы; 26 — Орша-4 (Межа); 27 — Рудня; 28 — Богушевск-2; 29 — Шумилино; 30 — Минск-4

виде кристаллографически правильных форм (фиг. 2, а). Идиоморфизм регенерационных полевых шпатов с учетом окатанности (порой значительной) кластогенных зерен, а также «свежий» облик новообразованных минералов на фоне пелитизированных «материнских» обломков не оставляют сомнения в аутигенном характере регенерации. Важно отметить, что новообразованные грани, как правило, погружены в пластины гипса, занимающие поровое пространство.

Многие песчаные зерна окружены тонкой каемкой из микрочернистого карбоната («карбонатная пыль») (фиг. 2, б). Природа ее может быть связана либо с эмбриональной стадией хемогенного оолитообразования, либо с обволакиванием песчинок водорослями. Нередко в шлифах в пределах поля развития гипса видны лишь контуры обломочных зерен, трассируемые «карбонатной пылью» (см. фиг. 2, в). Образование таких форм обусловлено смещением кластогенных зерен под действием кристаллизационных сил при выпадении гипса; ниже мы проанализируем это явление подробнее.

Следует отметить полное отсутствие в цементе песчаников глинистого материала. Решающая роль в цементировании кластогенной массы принадлежит гипсу, меньшая — карбонатным минералам. Гипсовый цемент пойкилитовый, порового, базального и крустификационно-порового типа.

В последнем случае вокруг обломочных зерен отмечаются одна или несколько каемок (шириной в доли миллиметра) коротковолокнистого гипса с ориентацией длинной оси кристаллов, нормальной к поверхности обломков, а поры заполнены монокристаллическим гипсом (см. фиг. 2, з, д). Гипсовый цемент геохимически пассивен по отношению к алюмосиликатному материалу: коррозионных взаимоотношений между ними не наблюдается.

Структура карбонатного (преимущественно доломитового) цемента от пелитоморфной до крупнозернистой. Иногда доломит корродирует кластогенный материал и регенерационные каемки. Участками он заполняет поровое пространство, приспособляясь к его очертаниям. Встречаются весьма интересные выделения карбонатного вещества: в средних и крупнозернистых идиоморфных кристаллах доломита, частично запечатанных гипсом, видны эллиптические контуры, трассирующиеся тонкой глинистой пленкой (см. фиг. 2, е). Присутствие внутри них реликтов полевых шпатов свидетельствует о том, что образование этих форм обусловлено замещением обломочных алюмосиликатных зерен доломитом и последующим его разрастанием в поровом пространстве до кристаллизации гипса.

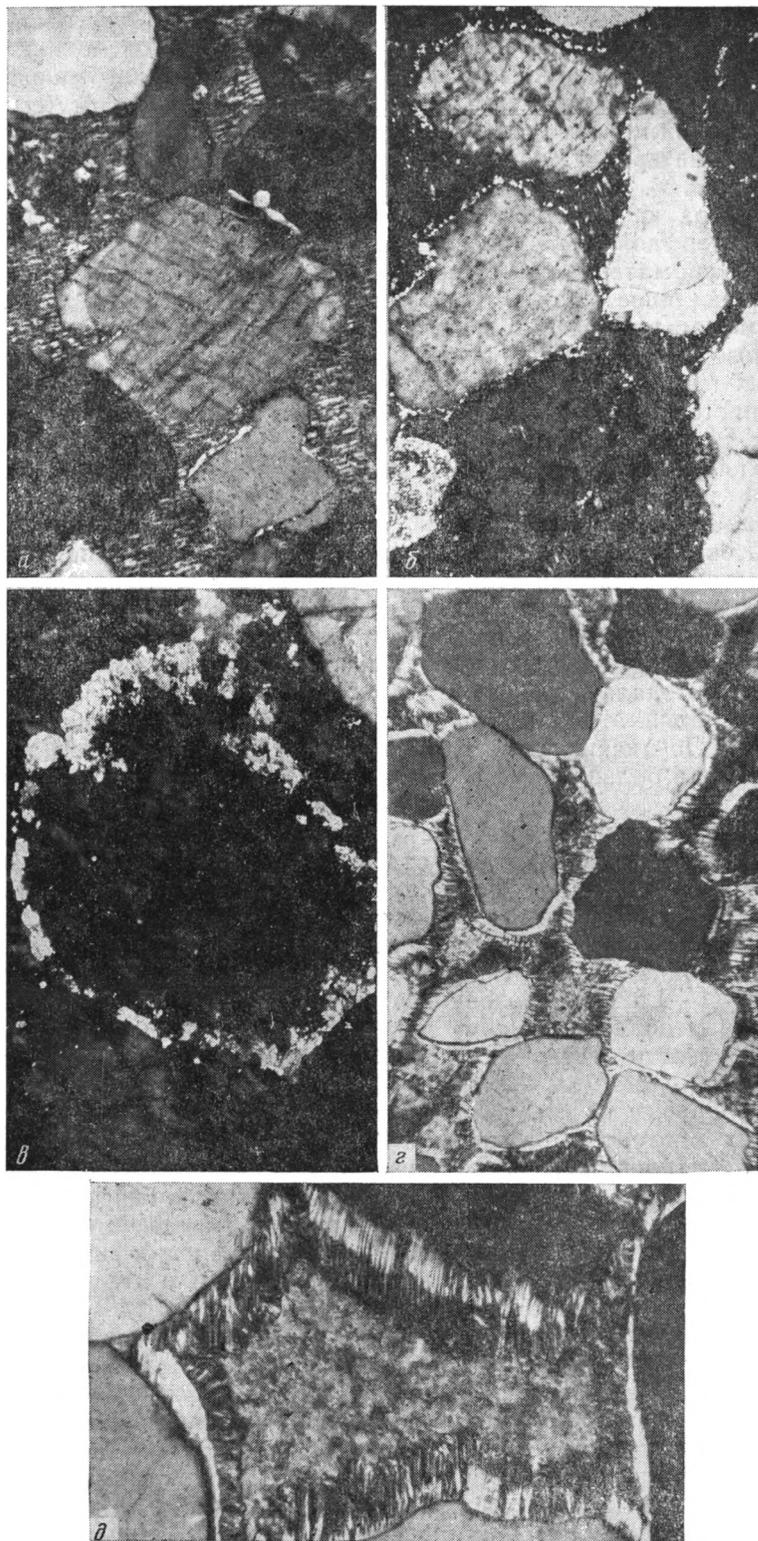
Оолитовые доломиты характеризуются обычно массивной текстурой. Чаще всего встречаются оолиты среднепесчаного размера, однако попадаются и принадлежащие мелко-, крупнопесчаной, алевритовой и гравийной фракциям. Форма оолитов эллипсоидная, дискоидальная, шарообразная. Внутреннее строение одних из них однородное, других — концентрически-зональное. Доломит, слагающий оолиты, пелитоморфный и микрозернистый. Местами в центрах оолитов обнаруживаются обломочные зерна. По мнению С. А. Кручека и В. А. Москвича (устное сообщение), природа большинства оолитов витебско-пярнуских пород водорослевая.

Как и в песчаниках этой части разреза, цемент оолитовых доломитов преимущественно гипсовый, отдельные участки пород сцементированы карбонатным материалом разной кристалличности. Глинистое вещество в оолитовых доломитах абсолютно отсутствует. Гипсовый цемент поровый, реже базальный (см. фиг. 2, ж); во всех случаях он сложен крупными пойкилообластами. Иногда в оолитовых породах встречаются желваки (1—1,5 см) прозрачного бесцветного пластинчатого гипса. В единичных оолитах фиксируется выполнение гипсом центральных частей, в частности отдельных уровней концентрической зональности (см. фиг. 2, з).

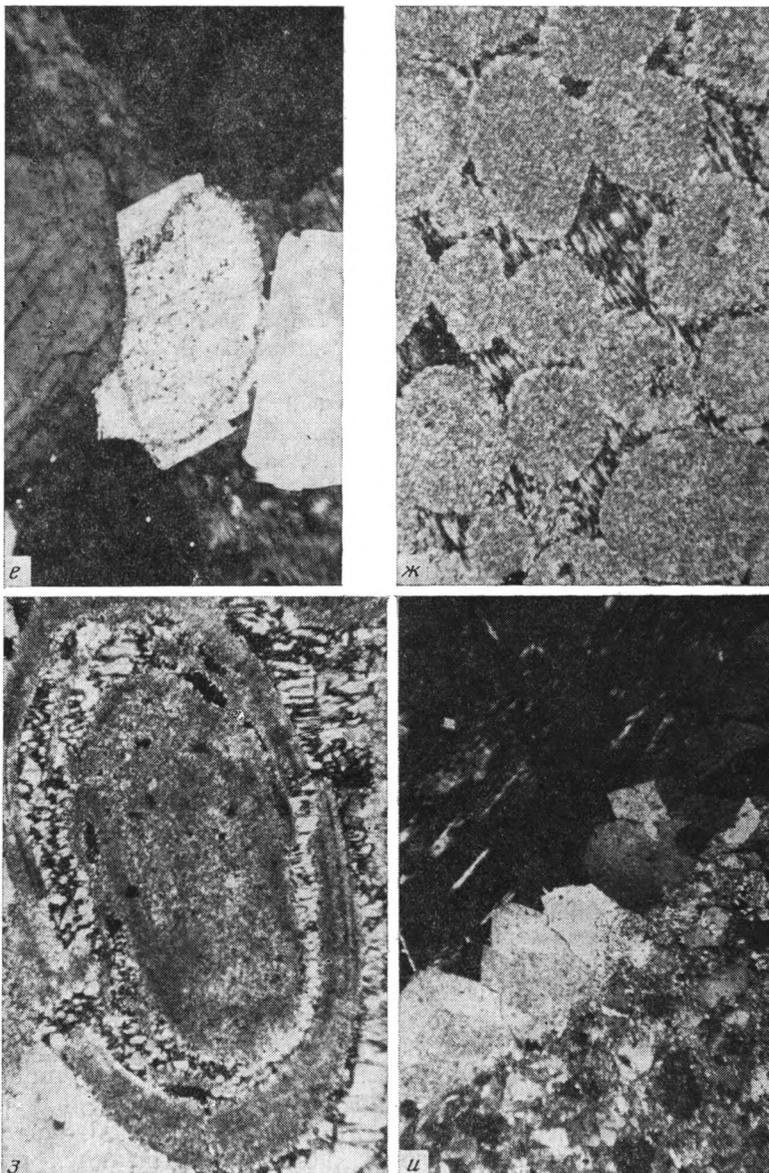
Разнообразны формы выделения гипса в пелитоморфных и микрозернистых доломитах и мергелях. Изредка доломиты рассечены вертикальными, наклонными и субгоризонтальными трещинами шириной до 2 мм, заполненными розовым и желтовато-розовым гипсом. Иногда такие трещины бывают инкрустированы микро-, мелкозернистым доломитом (см. фиг. 2, и). На постлитофикационную природу трещин указывают их секущий характер, наблюдаемые вдоль них микросбросы горизонтальных слоев породы.

Строматолитовые уровни доломитовых разрезов (например, скв. Кляпиничи-38, гл. 337—342 м) подвержены сплошной гипсовой цементации.

Широко распространены гипсовые желваки размером от 1 мм до 5 см, плотно упакованные в глинисто-карбонатном вмещающем субстрате. Форма желваков лепешковидная, эллипсоидная. Иногда гипсовая скульптура слагается группой соединенных желваков, представляющих собой мозгоподобную массу. В других случаях образуются желваковые прослои мощностью до 0,5 см, состоящие из разрозненных нодулей размером в несколько миллиметров. Иногда в доломитах микрозернистой структуры обнаруживаются прозрачные гнезда-глазки гипса размером 1—1,5 см. В разрезе скв. Замошье-26 (гл. 407—410 м) в зеленовато-сером доломитовом мергеле гипс формирует круглое гнездо (1 см), окаймленное тонкой (1—1,5 мм) кальцитовой прокладкой. Возможно, в данном случае имело место заполнение каверны, образовавшейся при вы-



Фиг. 2(а — е)



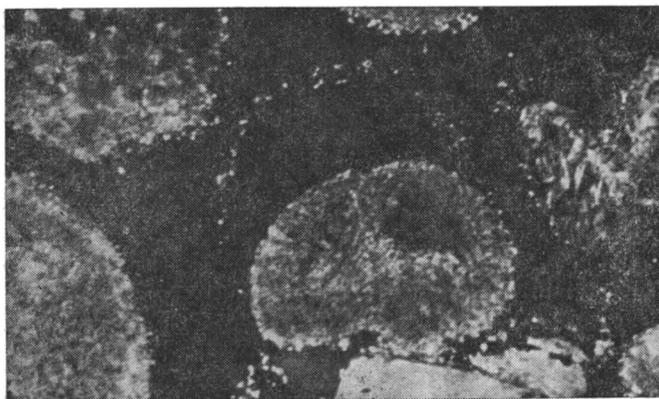
Фиг. 2. Новообразования гипса в витебско-ярнуских отложениях Белоруссии (фотографии шлифов)

*а* — поровый гипсовый цемент, контактирующий с регенерированным зерном полевого шпата (скв. Ухвище-2, гл. 302—307 м). Николи+, увел. 70; *б* — «углеродная пыль» вокруг обломочных зерен в песчанике с гипсовым цементом, видно отторжение карбонатной каймы от некоторых обломков (скв. Обабье-3, гл. 285—289 м). Николи+, увел. 70; *в* — кольцо из карбонатных кристаллов в пластине гипса (скв. Обабье-3, гл. 299—304 м). Николи+, увел. 90; *г* — кристификационно-поровый гипсовый цемент в песчанике (скв. Обабье-3, гл. 299—304 м). Николи+, увел. 55; *д* — структурная зональность кристификационных каемок гипса (скв. Обабье-3, гл. 299—304 м). Николи+, увел. 110; *е* — разрастание в поровом пространстве кристалла доломита, заместившего обломочное зерно (скв. Обабье-3, гл. 299—304 м). Николи+, увел. 60; *ж* — пойкилитовая гипсовая цементация оолитов (скв. Замощье-26, гл. 404—407 м). Николи+, увел. 55; *з* — гипс внутри оолита (скв. Замощье-26, гл. 418—419 м). Николи+, увел. 80; *и* — трещина в песчаном доломите, выполненная гипсом и инкрустированная доломитом (скв. Сахновичи-1, гл. 326—331 м). Николи+, увел. 60

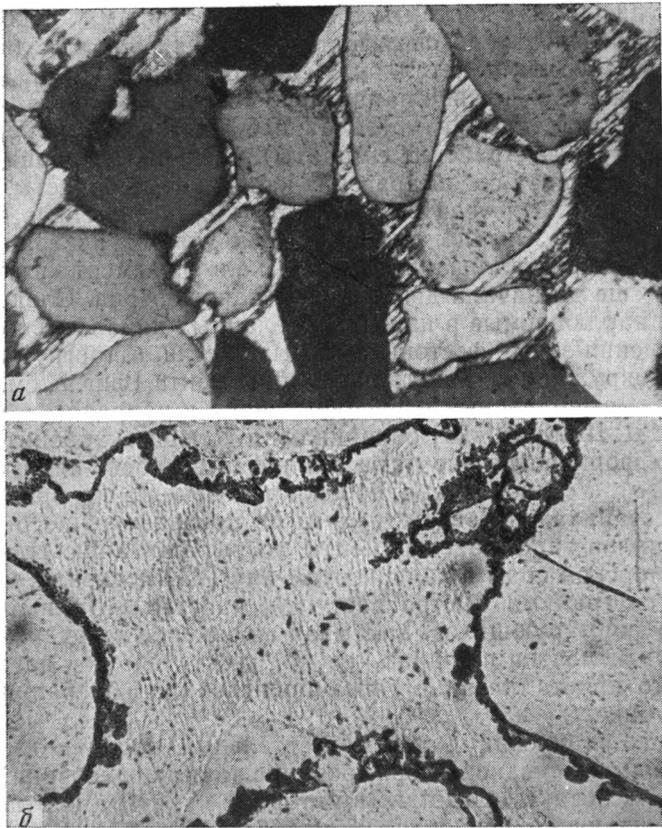
шелачивании раковины. Цвет гипсовых агрегатов оранжевый, желтый, розовый и темно-розовый до красного; реже эти образования бесцветны. Желваки сложены крупными прозрачными пластинами, иногда агрегатом тонковолокнистых кристаллов. В последнем случае в массе гипса бывает рассеян микрозернистый доломит.

Приведенные данные по условиям локализации гипса позволяют провести стадильно-литогенетический анализ его выделений в отложениях витебского и пярнуского горизонтов. Имеется ряд петрографических признаков, свидетельствующих о постседиментационном характере сульфидной минерализации. К ним в первую очередь относятся взаимоотношения регенерационных полевых шпатов и кварца с гипсовым цементом. По-видимому, регенерация обломочных минералов протекала на этапе, когда имелось свободное для роста кристаллов пространство и была возможность генерации идиоморфных кристаллографических форм. Позднее произошло запечатывание пор гипсом. На вторичную природу сульфата кальция указывает и пойкилитовый характер цементации кластогенной и оолитовой матрицы пород, связанный, по-видимому, с медленным ростом кристаллов, наиболее вероятным в условиях подземной гидросферы, а также наблюдающаяся зональность гипсообразования в песчаниках с крустификационно-поровым типом цемента. Возможно, заполнение порового пространства гипсом в последнем случае происходило в ряд стадий: сначала в несколько фаз осуществлялось обрастание обломочных зерен крустификационными каемками, а затем выпадали крупные пластины гипса в свободных порах. Еще одним признаком вторичной природы гипса служит заполненные этим минералом катагенетические трещины. Наконец, о позднем гипсообразовании в песчаниках свидетельствует идиоморфизм по отношению к гипсу кристаллов доломита, которые в то же время приспособляются к очертаниям пор между обломочными зернами. В целом, судя по изучению петрографических шлифов, намечается такая последовательность постседиментационного минералообразования: кристаллизация доломита первой генерации (возможно, перекристаллизация седиментационного доломита), сопровождающаяся коррозией и растворением кварца и полевых шпатов, → регенерация полевых шпатов и кварца → образование доломита второй генерации → выпадение гипса.

Очевидно, следует остановиться на обсуждении ряда петрографических признаков, которые, казалось бы, говорят против нашей версии о вторичном генезисе гипса. Как уже отмечалось, гипс спорадически фиксируется внутри оолитов. Надо сказать, что в процессе оолитообразования, особенно хемобиогенного, которое, по-видимому, имело место и в витебско-пярнуском бассейне седиментации, происходит чередование этапов роста водорослевых оболочек, когда накапливаются пористые



Фиг. 3. Замкнутый в монокристалле гипса фестон каймы «карбонатной пыли» вокруг пеллеты, прибрежная сабхка Абу-Даби; фотография шлифа, николи +, увел. 50 [28]



Фиг. 4. Новообразования гипса в кембрийских песчаниках Белоруссии (фотографии шлифов)  
*a* — поровый пойкилитовый гипсовый цемент (скв. Балаи-15, гл. 216—223 м). Николи +, увел. 65; *б* — гипс, запечатавший диагенетические глауконитовые «рубашки» на обломочных зернах (скв. Ухвище-2, гл. 333—337 м). Николи =, увел. 90

слойки, и остановок активного развития водорослей, фиксируемых плотными слойками карбонатного вещества [24]. Имея в виду неоднородно-скорлуповатое строение оолитов и возможность вторичного избирательного их выщелачивания и выщелушивания, логично допустить вероятность формирования микрополостей в оолитах, которые могли в дальнейшем (на любом этапе литогенеза) залечиваться гипсом. Кстати, нарушение целостности оолита, способствовавшее проникновению сульфатного раствора, видно и на приведенной нами фотографии (см. фиг. 2, з). Кроме того, нельзя забывать, что определенным образом срезанные при изготовлении шлифов оолиты с заливообразными краевыми частями, граничащими с гипсовым цементом, будут в препарате выглядеть, как содержащие гипс в своей центральной части. Если наряду со сказанным выше учесть факт весьма редкой встречаемости оолитов с гипсом в середине, становится ясно, что это явление не может служить доказательством сингенетичности сульфата кальция.

Еще один признак, который традиционно считается свидетельством первичности цемента — его базальный характер. Уже указывалось, что в рассматриваемых породах сочетаются фрагменты порового и базального гипсового цемента. Есть основания полагать, что базальная цементация вторична и обусловлена действием кристаллизационных сил, которые при гипсообразовании раздвигали кластогенные зерна. Явление захвата песчинок растущими кристаллами гипса характерно для неконсолидированных песчаных отложений аридных областей [19, 26]. В. А. Макфадьен [26] отмечал, что песчаные зерна бывают сконцентрированы в определенных зонах гипсовых кристаллов или рассеяны хаотически, но в большинстве случаев песчинки «плавают» в гипсе и лишь

немногие из них имеют контакты с соседними зёрнами. Такое расположение зёрен исследователь объяснил их раздвижением механическими силами роста гипсовых кристаллов. Недавно Д. Д. Шарман [28] специально исследовал это явление на примере «песчаных кристаллов» гипса, широко распространенных в пределах песчаных сабкх побережья Абу Даби (Объединенные Арабские Эмираты). «Песчаные» зёрна здесь, как правило, представляют собой арагонит-кальцитовые пеллеты, окаймленные «карбонатной пылью». По мере роста кристалла гипса он сначала обрастал частицами «пыли», окружающими участок поверхности зёрна по направлению кристаллизации, и «замыкал» фрагмент «пылевой» каймы на месте еще до начала движения песчаного зёрна. Следствием этого являются наблюдаемые в шлифах, сделанных параллельно направлению перемещения зёрен, фестоны пылевых частиц, отторгнутые от зёрен, которые они окружали до кристаллизации цемента (фиг. 3, см. фиг. 2, б). В шлифах же, выполненных перпендикулярно к направлению движения песчинок, Д. Д. Шарман [28] обнаруживал кольца «карбонатной пыли». Много таких форм встречено нами в шлифах витебско-пярнуских пород (см. фиг. 2, в). Установленные признаки перемещения обломков в эйфельских песчаниках подтверждают наше предположение о медленном росте кристаллов гипса: эксперименты по выращиванию гипсовых кристаллов из морской воды в кальцитовом илу [23] показали, что кальцит захватывается гранями быстро растущих кристаллов и выталкивается из медленно формирующихся. Учитывая возможное затруднение перемещения песчаных частиц при значительной геостатической нагрузке, надо полагать, что кристаллизация гипса происходила на сравнительно небольшой глубине.

В витебско-пярнуских доломито-мергельных породах имеется множество гипсовых желваков. Формирование таких образований в нелигифицированном осадке, следствием которого является плотная их упаковка во вмещающем непроницаемом субстрате, обычно безоговорочно связывается с кристаллизацией гипса из растворов, сингенетичных осадку. Однако широко развитие в водоносных системах процессов диффузионного массопереноса [18], возможность проявления фильтрационного эффекта [7], в результате которого сульфат-ион задерживается на иллитовой мембране сильнее других анионов [24], заставляют весьма осторожно относиться к подобным допущениям, по крайней мере для случая маломощных слоев неконсолидированных осадков.

Нижнепалеозойские (кембрийские и ордовикские) отложения, сформировавшиеся в пределах восточной окраины Балтийского эпиконтинентального морского бассейна, распространены в северо-западной и юго-западной частях Белоруссии. Находки выделений гипса свойственны лишь северо-западному участку развития нижнепалеозойских пород (см. фиг. 1).

Огипсование ордовикских отложений территории Белоруссии детально изучено ранее и описано в работе [11]. Здесь подчеркнем только, что для ордовикских карбонатных отложений, накопившихся в типично морских, исключительно благоприятных для обитания мелководного бентоса, условиях, характерны явно вторичные (катагенетические) гипсовые гнезда и прожилки.

Гипсовый цемент кембрийских песчаников и гравелитов исследован В. И. Абраменко и Н. Н. Левых [1]. Отметим некоторые особенности гипсовой минерализации кембрийских отложений, установленные нами в разрезах скважин Лоси-9, Сахновичи-1, Ухвище-2, Балаи-15 и др. Признаками вторичности гипса здесь выступают приуроченность его к наиболее проницаемым породам, часто абсолютно лишенным глинистого материала (фиг. 4, а), пойкилитовый, крустификационный-поровый характер цемента, присутствие продуктов постседиментационных преобразований (см. фиг. 4, б), невозможных в условиях первичной гипсовой цементации (регенерация полевых шпатов, глауконитизация).

В верхнепротерозойских отложениях, сплошным чехлом покрывающих исследуемую территорию, выделения гипса установлены мно-

гими скважинами (см. фиг. 1). По данным автора и других исследователей [3, 13], гипс в виде цемента песчаников и выполнения каверн и трещин в доломитах присутствует в разрезах пинской (скв. Городище-19, Рогачев), оршанской (скв. Вильчицы, Минск-4, Рогачев) и лапичской (район Блони — Осиповичи) свит рифея. Проявления гипса зафиксированы также в вендских разрезах района Осиповичи — Пуховичи (блонская свита), а также скважин Рогачев, Вильчицы (глусская свита), Богушевск-2, Орша-4, Рудня, Шумилино (редкинская и котлинская свиты).

Гипсовые образования в верхнепротерозойских породах изучены нами в ряде районов. Так, в пределах северных склонов Белорусской антеклизы выявлены пойкилитовый, преимущественно поровый гипсовый цемент в грубозернистых песчаниках (скв. Новоселки-8, гл. 382—388 м), и единичные игольчатые кристаллы в гравелитах (скв. Дуниловичи-18, гл. 374—376 м). В юго-западной центриклинали Оршанской впадины в разрезе скв. Боровино-3 (гл. 619 м) встречен пятнистый (красно-белый) крупнозернистый песчаник пинской свиты с пойкилитовой гипсовой цементацией. Выше (200—202 м) залегает черная туфогенная глина волинской серии с горизонтальными прожилками (1—10 мм) ярко-розового гипса. Короткошестоватая структура гипса с ориентацией кристаллов, нормальной к напластованию, и четкая горизонтально-плитчатая отдельность породы указывают на трещинный характер прожилков и вторичность гипса. Ближе к центральной части Оршанской впадины сульфатизация выявлена в разрезе Кляпиничской скв. 38 в интервале 347—378 м. Здесь залегают грубозернистые песчаники и пепельно-серые алевролиты редкинской свиты. В песчаниках отмечен пойкилитовый гипсовый цемент, а в алевролитах довольно много горизонтальных, реже наклонных прожилков (1—40 мм) розового гипса. Характерна четкая горизонтальная тонкоплитчатая отдельность алевролитовых пород. Это свидетельствует о значительной проницаемости алевролитов по напластованию и о трещинной природе гипсовых прожилков. Данный вывод подтверждается присутствием плоскостей скольжения, приуроченных к некоторым прожилкам, а также наличием в прожилках зальбандов, подчеркиваемых разной структурой гипса.

### ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ГИПСООБРАЗОВАНИЯ

Установление постседиментационного характера сульфатных цементов и включений — лишь первый шаг к выяснению их генезиса. Предстоит решить вопрос о природе сульфатообразующих растворов.

Приступая к анализу возможных факторов гипсообразования, сразу отметим, что принципиально вероятны две группы условий кристаллизации гипса. Первая охватывает конкреционно-диагенетическую [22], сабховую (приливо-отливную субаэральную) [25, 27] и пустынную (внутригрунтового засоления) [2, 19] обстановки, так или иначе унаследованные от условий осадконакопления и определяющиеся фациально-палеогеографическими особенностями седиментогенеза. Вторая группа включает «афациальные» обстановки, которым свойственно формирование подземных растворов, способных высаживать гипс, вне связи с условиями седиментации отложений, содержащих сульфатные новообразования.

Весьма проблематично объяснение происхождения вторичного гипса в рифейско-пярнуском разрезе какой-либо одной моделью первой группы, так как пришлось бы допустить неоднократное повторение достаточно специфических седиментационных обстановок в пределах небольшого региона в течение громадного интервала геологического времени, ознаменовавшегося накоплением верхнепротерозойских, нижнепалеозойских и среднедевонских отложений с резко различными структурными планами. В этой связи заметим, что даже такой распространенный в истории Земли процесс, как галогенез, без начального (хотя бы эмбрионального) развития которого невозможна реализация конкреционно-диагенетической модели гипсообразования, регламентирован довольно жесткими па-

леотектоническими, палеогеографическими, палеоклиматическими условиями [5].

Анализируя возможность развития на территории северных и центральных районов Белоруссии обстановок постседиментационного гипсообразования первой из намеченных нами групп в разные эпохи, мы пришли к выводу о малой вероятности их существования. Так, для верхнепротерозойских, кембрийских и ордовикских образований характерно отсутствие не только пластов эвапоритов в пределах Белоруссии, но и достоверных признаков существенного осолонения бассейнов осадконакопления на прилегающих территориях Восточно-Европейской платформы, что не позволяет связывать природу новообразований гипса в разрезе этих отложений с диагенетической трансформацией формировавшихся в седиментационных водоемах и захоронявшихся в осадках растворов. Что касается витебско-пярусского (среднедевонского) бассейна осадконакопления, то большинство исследователей [6, 8 и др.] считают возможным его значительное осолонение. Основанием для этой точки зрения служит отнесение всей эйфельской толщи отложений к единому циклу седиментации [6], ознаменовавшемуся сульфатонакоплением в нарвское время, и отступление границы распространения осульфаченных терригенных пород нижнего эйфеля Средней Прибалтики к югу вблизи современного Рижского залива, что, по мнению В. М. Курша [8], обусловлено воздействием распресняющих морской бассейн палеопотоков с Балтийского щита. Однако удивительно, что, как отмечает сам В. М. Курш, для нижнеэйфельских отложений «...полоса загипсованных пород...», характеризующих повышенную соленость вод бассейна, почти под прямым углом пересекает границу литолого-фациальных зон» [8, с. 132], различающихся главным образом интенсивностью поступления обломочного материала, которая в основном зависит от активности притока в бассейн вод с суши. Таким образом, выявляется афациальный характер сульфатизации резекненских (витебских) и пярусских пород, выражающийся в ее индифферентности к гидрохимической характеристике палеоводоема.

Не согласуется с фактическими данными и сабкховая модель гипсообразования описываемых отложений, предполагающая засульфачивание осадков надприливной зоны. Для всех стратиграфических уровней огипсования отмечается отсутствие необходимого набора атрибутов современных сабкховых обстановок. Отсутствуют эвапоритовые пласты и водорослевые маты, всегда имеющиеся на сабкхах. В разрезе верхнего протерозоя и кембрия абсолютно доминируют терригенные отложения; даже в карбонатных ордовикских отложениях подавлен процесс доломитизации, весьма характерный для приливно-отливных равнин. Сульфатизация верхнепротерозойских, ордовикских и витебско-пярусских образований отмечается на значительном (300 км и более) удалении от береговых линий, а тектонический режим осадконакопления, судя по распределению фаций позднего протерозоя — эйфеля, не способствовал формированию конседиментационных островных структур [6, 15]. В этих условиях трудно себе представить существование территорий, где бы имели место приливно-отливные явления.

Нет оснований связывать происхождение гипса с процессом внутригрунтового засоления, так как в разрезе рассматриваемых отложений не обнаружены признаки пустынных фаций [6, 13]. Кроме того, не выявлено маркирования осульфачиванием каких-либо отдельных уровней в разрезах, как это бывает в пустынях, где огипсованием трассируются современные и древние уровни грунтовых вод на большие расстояния [2].

По нашему мнению, происхождение гипса в рифейско-пярусском разрезе следует связывать со второй группой названных факторов, т. е. с миграцией в эти отложения растворов, генетически не связанных с процессами их седиментации и диагенеза. В этой связи важно, что выявляется повсеместная пространственная ассоциация верхнепротерозойско-пярусских пород, содержащих постседиментационный гипс, и залегаю-

щих выше пластов гипса наровского горизонта. На территории Брестской впадины, где наровские образования не отлагались, не встречено гипса и в подстилающих кембро-силурийских породах. Не исключено, что сульфатные наровские осадки не отлагались также в присводовых участках Белорусской антеклизы и юго-западной центриклинали Оршанской впадины (районы Молодечно, Минска, Борисова, Червеня) (см. фиг. 1). Здесь отсутствует и гипсовая минерализация в витебско-пярунских породах. На это обстоятельство автор указывал еще в 1958 г.: «Отличительной особенностью оолитовой толщи на территории собственно Белорусско-Литовского массива является отсутствие прослоев и вторичных выделений гипсов» [12, с. 40]. При просмотре керна и шлифов пород, поднятых в скважинах Заречье-20 и Погодица-22, пробуренных за контуром развития сульфатных отложений наровского горизонта, нами установлено, что витебско-пярунские песчаники и оолитовые доломиты здесь, в отличие от других районов, сцементированы не гипсом, а карбонатом.

По всей вероятности, выпадение гипса в породах рифейско-пярунской части осадочного чехла происходило из подземных вод, генетически связанных с седиментационными гипсами наровского возраста. Причем древние растворы выщелачивания этих гипсов, аналогами которых являются современные подземные воды неглубоко погруженных верхнепротерозойских и палеозойских горизонтов, в силу недостижения ими состояния равновесия с сульфатом кальция [10], по-видимому, не могли сыграть существенной роли в гипсообразовании. Скорее всего сульфатобразующими были рапные рассолы наровского галогенеза, проникавшие в нижележащие части разреза. Если допустить такую возможность, то совершенно естественным оказывается распределение масштабов засульфаченности поднаровских отложений, хотя и не оцененное строго количественно, но при петрографическом изучении отчетливо устанавливающееся. Частота встречаемости гипса возрастает при переходе от верхнепротерозойских отложений к кембрийским, а от них — к ордовикским. Максимальна она для витебско-пярунских образований, которые представляли собой непосредственное основание наровского бассейна сульфатонакопления.

Поскольку витебско-пярунские отложения из-за высокой пористости являлись в значительной части сильнопроницаемыми, тяжелые рассолы сульфатной стадии наровского галогенеза повсеместно насыщали их и проникали (по латерали и вертикали) в более древние горизонты. Общая направленность этого процесса характеризовалась смещением рассолов с заключенными в отложениях растворами, замещением последних рассолами, что протекало особенно интенсивно в наиболее проницаемых зонах разреза. В связи с состоянием эвапоритовых рассолов, близким к равновесному с сульфатом кальция, незначительные изменения геохимической обстановки пластовых систем приводили к выпадению гипса. Что же касается плотных доломито-мергельных витебско-пярунских пород, содержащих стяжения гипса, то они в наровское время, по-видимому, были нелитифицированными осадками, в которые сульфат кальция диффундировал и в которых гипс кристаллизовался по конкреционному механизму.

На «гидрогеологическую» природу сульфатизации поднаровских пород указывает присутствие гипса в кембрийских (скв. Лоси-9) и верхнепротерозойских (скв. Дуниловичи-18, Минск-4) отложениях за пределами контура развития сульфатных наровских образований (см. фиг. 1). Формирование гипса в этих случаях, вероятно, обусловлено латеральным подтоком эвапоритовых рассолов из соседних районов.

Предлагаемая нами схема связи наровских эвапоритовых и подстилающих рифейско-пярунских отложений находит подтверждение при анализе данных гидрогеологического опробования глубоких водоносных горизонтов территории Северной Белоруссии. В рифейских и вендских отложениях значительно погруженных частей Оршанской впадины (районы Витебска, Городка, Орши), несущественно затронутых процессом

инфильтрационного водообмена, вскрываются рассолы седиментационной природы с минерализацией 74—118 г/л и концентрацией брома 119—180 мг/л [4, 14]. Весьма мало вероятно, что эти рассолы представляют собой преобразованный продукт позднепротерозойских бассейнов осадконакопления. Такое предположение не согласуется ни с фациальными особенностями отложений верхнего протерозоя [13], как мы уже отмечали, ни с существованием в пределах этого региона после формирования вендской толщи колоссального (кембрий, ордовик, силур, ранний девон) перерыва в седиментации, в течение которого верхнедевонские образования промывались инфильтрационными водами. Рассолы, залегающие в глубоко погруженных рифейских и вендских комплексах Оршанской впадины, вероятнее всего, являются несколько измененными смешением с нормально-морской и метеорной водами дериватами поступивших сюда рассолов наровского сульфатонакопления, которое ознаменовалось формированием здесь гипсоносной пачки, максимальной (20 м) для территории Белоруссии мощности.

Процессы, приведшие к кристаллизации вторичного гипса в поднаровских отложениях Белоруссии, принципиально сходны с явлениями миграции рассолов позднедевонского галогенеза в межсолевую и подсолевую толщи Припятского прогиба, где в результате сформировались высокоминерализованные подземные рассолы, а карбонатные и терригенные породы подверглись интенсивной ангидритизации и галитизации [9]. Однако если в Припятском прогибе решающая роль в процессах массопереноса между эвапоритовыми и подстилающими толщами принадлежала отжиму межкристальной рапы при диагенезе солей в условиях интенсивной дизъюнктивной тектоники [20], то в формировании сульфатной минерализации витебско-пярнуских и более древних отложений северных и центральных районов БССР преобладающее значение имел гравитационно-струйный механизм поступления рассолов непосредственно из наровского бассейна седиментации [16]. Данный вывод обусловлен наличием незначительной массы захоронившихся в маломощной (5—15 м) толще гипсов межкристальных рассолов, не способной обеспечить заполнение сколько-нибудь существенной части нижележащего резервуара, в разрезе которого вторичный гипс встречается на 400 м и более глубже уровня залегания сульфатной пачки. Вместе с тем ориентировочные расчеты показывают, что для накопления всего лишь 10-метрового слоя гипса в пределах изучаемой территории требуется объем рапы, многократно превышающий суммарный объем пустотного пространства рифейско-пярнуских отложений, о котором можно составить представление на основании распределения палеоизопахит осадочного чехла в преднаровское время (см. фиг. 1).

Приведенные данные, свидетельствующие о том, что гипс, широко распространенный в виде цемента, желваков, выполнения трещин в разрезе рифейско-эйфельских отложений северных и центральных районов Белоруссии, характеризуется постседиментационной природой, связанной с поступлением в эти горизонты рассолов наровского бассейна галогенеза, что необходимо учитывать при фациально-палеогеографических построениях.

Кроме того, вторичная гипсовая минерализация в верхнепротерозойских и нижнепалеозойских отложениях районов существенной последевонской инфильтрации в пределах Белорусской антеклизы, Латвийской и Жлобинской седловин и краевых частей Оршанской впадины выступает индикатором существования здесь в геологическом прошлом высокоминерализованных эвапоритовых наровских рассолов. В связи с этим данные отложения на всей территории развития сульфатных образований наровского горизонта следует считать перспективными на хлоридные и, возможно, сульфатные минеральные воды с широким диапазоном состава и минерализации. Конкретные типы подземных вод, которые могут быть здесь обнаружены, по-видимому, должны определяться главным образом гипсометрией водоносных ванн и условиями послесредневековой инфильтрации

1. *Абраменко В. И., Левых Н. Н.* Вещественный состав отложений кембрия северо-запада Белоруссии.— В кн.: Литология, геохимия и фации верхнего протерозоя и палеозоя БССР. Минск: Наука и техника, 1979, с. 51—58.
2. *Алексин А. А.* Гипсоносность пород в засушливых областях и их палеогеографическое значение на примере северной Туркмении.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1958, т. XXXII (1), с. 139—143.
3. *Бессонова В. Я.* Новые данные по литологии верхнего докембрия Белоруссии (Рогачевский тип разреза).— В кн.: Вопросы геологии территории БССР и некоторых смежных районов УССР. Минск: Наука и техника, 1970, с. 88—96.
4. *Гатальский М. А.* Подземные воды Белоруссии в связи с оценкой перспектив ее нефтегазоносности.— Труды ВНИГРИ, 1963, вып. 205, с. 166—314.
5. *Гемп С. Д.* К вопросу формирования соленосных отложений Днепровско-Донецкой впадины.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1979, № 9, с. 124—140.
6. *Голубцов В. К., Махнач А. С.* Фации территории Белоруссии в палеозое и раннем мезозое. Минск: Изд-во АН БССР, 1961. 183 с.
7. *Коржинский Д. С.* Фильтрационный эффект и его значение в геологии.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1947, № 2, с. 35—48.
8. *Курис В. М.* Литология и полезные ископаемые терригенного девона Главного поля. Рига: Зинатне, 1975. 216 с.
9. *Махнач А. А.* Постседиментационные изменения межсолевых девонских отложений Припятского прогиба. Минск: Наука и техника, 1980. 200 с.
10. *Махнач А. А.* Термодинамическое исследование системы вода — порода осадочной толщи Белорусской антеклизы.— Докл. АН БССР, 1983, т. XXVII, № 10, с. 925—928.
11. *Махнач А. А., Ропот В. Ф., Пушкин В. И.* Влияние среднедевонского галогенеза на катагенез ордовикских отложений Белоруссии.— В кн.: Геохимические закономерности формирования галогенных отложений. Новосибирск: Изд. ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР, 1983, с. 72—73.
12. *Махнач А. С.* О границе распространения наровских слоев среднего девона на территории Белоруссии.— Изв. вузов. Геол. и разведка, 1958, № 12, с. 38—45.
13. *Махнач А. С., Веретенников Н. В., Шкуратов В. И., Бордон В. Е.* Рифей и венд Белоруссии. Минск: Наука и техника, 1976. 360 с.
14. *Морозов А. К.* О возрасте подземных минеральных вод юго-западной окраины Московского артезианского бассейна.— Докл. АН БССР, 1977, т. XXI, № 9, с. 850—852.
15. Палеотектоника Белоруссии/Под ред. Р. Г. Гарецкого. Минск: Наука и техника, 1983. 182 с.
16. *Поливанова А. И., Валяшко М. Г.* Специфика гидрогеохимии подсолевых отложений и характерный для них комплекс ископаемых.— В кн.: Гидрогеология и нефтеносность. Минск: Наука и техника, 1982, с. 72—99.
17. Решения межведомственного регионального стратиграфического совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Белоруссии 1981 г. Л.: ВСЕГЕИ, 1983. 135 с.
18. *Смирнов С. И.* Введение в изучение геохимической истории подземных вод. М.: Недра, 1974. 264 с.
19. *Страхов Н. М.* Основы теории литогенеза. Т. III. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 550 с.
20. *Шиманович В. М.* Палеодинамика рассолов соленосных толщ Припятской впадины.— Докл. АН БССР, 1978, т. XXII, № 9, с. 821—824.
21. *Carozzi A. V., Falkenhein F. U., Franke M. R.* Depositional environment, diagenesis and reservoir properties of oncologic packstones, Macae Formation (Albain-Cenomanian) Campos Basin, Offshore Rio de Janeiro, Brazil.— In: Coated Grains. Berlin, 1983, p. 330—343.
22. *Davies G. R., Nassichuk W. W.* Subaqueous evaporites of the Carboniferous Otto Fiord Formation, Canadian Arctic Archipelago: A summary.— Geology, 1975, v. 3, № 5, p. 273—278.
23. *Kastner M.* An inclusion hourglass pattern in synthetic gypsum.— Amer. Mineralogist, 1970, v. 55, p. 2128—2130.
24. *Kharaka Y. K., Berry F. A. F.* Simultaneous flow of water and solutes through geological membranes.— Experimental investigation.— Geochim. et cosmochim. acta, 1973, v. 37, p. 2577—2603.
25. *Kinsman D. J. J.* Gypsum and anhydrite of recent age, Trucial Coast, Persian Gulf.— In: Second Symp. Salt. N. Ohio Geol. Soc., 1966, v. 1, p. 302—326.
26. *Macfadyen W. A.* Sandy gypsum crystals from Berbera, British Somaliland.— Geol. Mag., 1950, v. LXXXVII, p. 409—420.
27. *Shearman D. J.* Recent anhydrite, gypsum, dolomite and halite from the coastal flats of the Arabian Shore of the Persian Gulf.— Proc. Geol. Soc. L., 1963, v. 1607, p. 63—65.
28. *Shearman D. J.* Displacement of sand grains in sandy gypsum crystals.— Geol. Mag., 1981, v. 118, № 3, p. 303—306.

УДК 550.4:551.311.8

## **ИЗОТОПНЫЙ ОБЛИК ГАЗОВ ГРЯЗЕВЫХ ВУЛКАНОВ**

**ВАЛЯЕВ Б. М., ГРИНЧЕНКО Ю. И., ЕРОХИН В. Е.,  
ПРОХОРОВ В. С., ТИТКОВ Г. А.**

Выполнено исследование изотопного состава углерода метана и углекислоты, а также водорода в метане газов грязевых вулканов всех основных грязевулканических областей СССР. Выявлен диапазон изменения и наиболее распространенные значения  $\delta^{13}\text{C}$  и  $\delta\text{D}$  по более 100 грязевым вулканам. Выяснилось, что по изотопному составу углерода и водорода в метане газы грязевых вулканов близки к газам нефтяных и газовых месторождений, тогда как углекислота грязевых вулканов характеризуется более изотопно тяжелым составом и большим распространением пользуется «ультратяжелая» углекислота ( $\delta^{13}\text{C}$  от +8 до +20‰). По особенностям химического и изотопного состава газов выделены азербайджанский и южносахалинский типы газов грязевых вулканов, булганакский подтип, а также ахтальская и кобыстанская разновидности. Отмечены корреляции изотопного состава газов с особенностями геологического строения грязевулканических областей.

Изучение химического состава газов грязевых вулканов Азербайджана еще в довоенные годы позволило установить их преимущественно метановый состав и сходство с газами нефтяных и газовых месторождений [11, 17]. Это обстоятельство стало еще одним важным доводом в пользу генетической связи грязевулканических процессов с нефтегазонакоплением. Однако и более поздние исследования [10, 13 и др.] не дали окончательного ответа о глубинах генерации газов грязевых вулканов: большинство исследователей связывали их генерацию с глубокими (по возрасту пород брекчии «корней» грязевых вулканов от 5 до 15 км) горизонтами осадочного разреза, тогда как некоторые исследователи [23] допускали возможность их близповерхностного генезиса.

За последние 15—20 лет для решения вопросов о генезисе различных геологических образований все большее применение находят исследования изотопного состава. В этом отношении газы нефтяных и газовых месторождений оказались хорошо исследованными; по результатам изучения изотопного состава углерода опубликовано несколько монографий и сборников [2, 6, 7 и др.], защищены диссертации (В. С. Лебедев, В. А. Лобков, Э. М. Прасолов и др.). Изучению изотопного состава газов грязевых вулканов было уделено гораздо меньше внимания. Первая работа была опубликована в 1970 г. [8], и уже тогда на основании анализа изотопного состава газов 10 грязевых вулканов Тамани и Керчи авторы этой работы подтвердили близость изотопного состава углерода в метане грязевых вулканов ( $\delta^{13}\text{C}$  от —48,4 до —33,8‰) с газами близлежащих нефтяных и газовых залежей. Однако диапазон изменения изотопного состава углерода (ИСУ) углекислоты ( $\delta^{13}\text{C}$  от —9,9 до +7,4‰) не оставлял сомнений о более глубоких обстановках генерации  $\text{CO}_2$  (ее ювенильном или метаморфогенном генезисе). В последующие годы были опубликованы данные изучения ИСУ метана по двум грязевым вулканам Туркмении [2] и девяти грязевым вулканам Азербайджана [14].

Начиная с 1977 г. в ГИНе АН СССР совместно с МИНХиГП им. И. М. Губкина было проведено изучение изотопного состава углерода в газах грязевых вулканов (углеводородов и углекислоты), а с 1981 г. совместно с ВНИИЯГГ проводятся исследования и изотопного состава водорода (ИСВ). Частично результаты этих исследований опубликованы в работах [3—5, 15]. Выяснилось, что изменения  $\delta^{13}\text{C}$  метана в газах

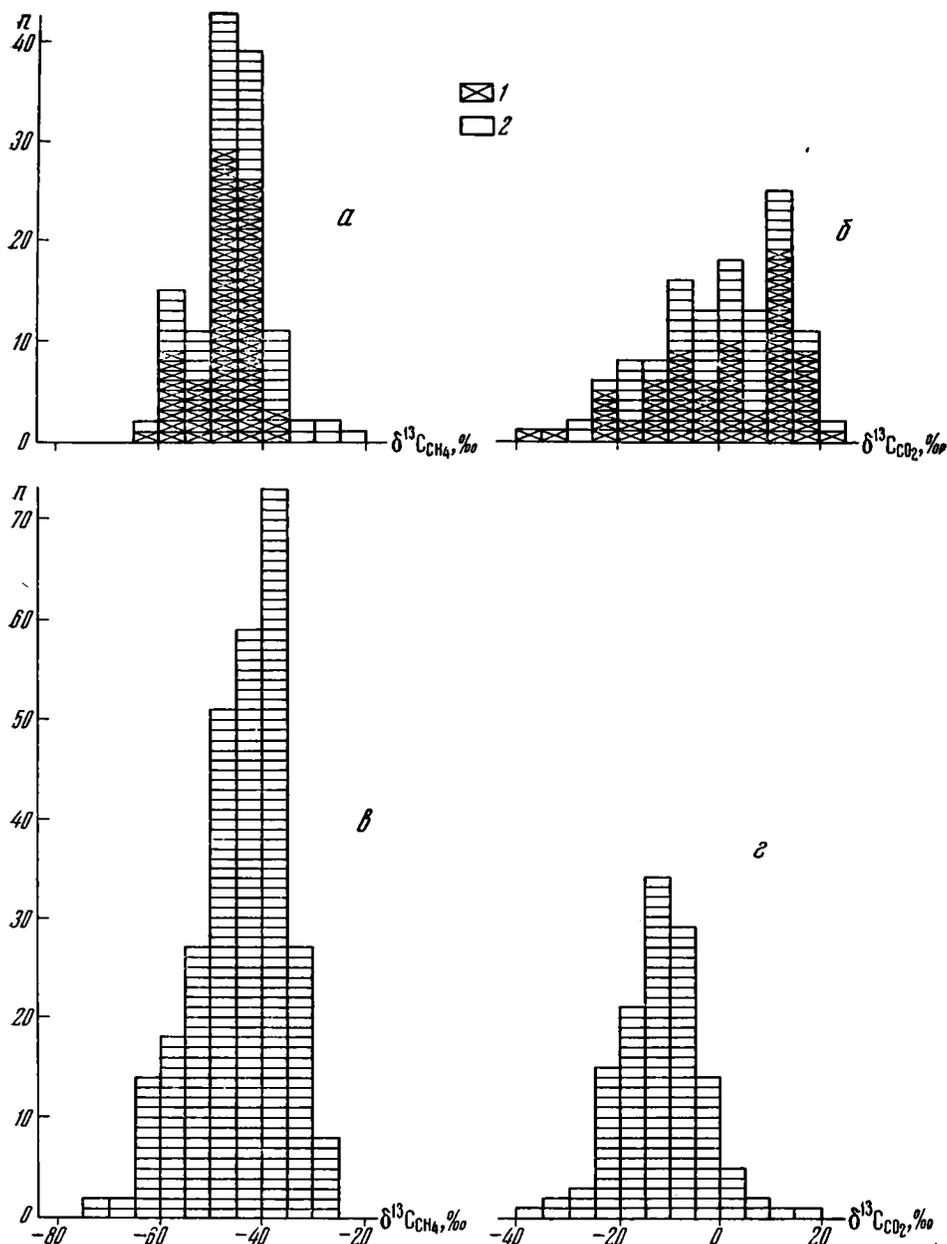
грязевых вулканов охватывают диапазон от  $-24,2$  до  $-62,8\text{‰}$ , с преобладанием значений от  $-40$  до  $-50\text{‰}$ . Это существенно расширило диапазон известных ранее значений  $\delta^{13}\text{C}$  [9, 10]. ИСУ углекислоты характеризуется еще большим разбросом значений  $\delta^{13}\text{C}$  от  $+23,4$  до  $-36,9\text{‰}$ , с преобладанием значений от  $+20$  до  $-10\text{‰}$  и существенно отличается от ИСУ углекислоты в газах нефтяных и газовых месторождений, для которой характерны значения от  $0$  до  $-25\text{‰}$ . Для газов более чем  $1/3$  грязевых вулканов оказалась характерной изотопно «ультратяжелая» по углероду углекислота со значениями  $\delta^{13}\text{C}$  от  $+20$  до  $+8\text{‰}$  (среднее  $+13\text{‰}$ ). Были подмечены также определенные пространственные закономерности (зональность) в изменении ИСУ метана и углекислоты в связи с особенностями геологического и тектонического строения грязевулканических регионов [5].

В настоящей статье суммированы полученные нами результаты исследований ИСУ для газов более 100 грязевых вулканов из всех грязевулканических регионов СССР. Если учесть замеры на всех различных грифонах, а также повторные замеры (с целью режимных наблюдений короткопериодических изотопных вариаций), число определений  $\delta^{13}\text{C}$  превышает 250 как для  $\text{CH}_4$ , так и для  $\text{CO}_2$ . Сожжение образцов и определения ИСУ производились по стандартным методикам в изотопной лаборатории МИНХиГП им. И. М. Губкина. Исследование изотопного состава водорода выполнено во ВНИИЯГГ с использованием масс-спектрометра МХ-1307 по отработанной и апробированной методике [16]. Систематическая погрешность определения  $\delta\text{D}$  не превышала  $\pm 5\text{‰}$ . Анализировались пробы газов грязевых вулканов, собранные при экспедиционных работах сотрудниками ГИН АН СССР в период 1977—1983 гг. Химический состав проб газа определялся в РОМЭ ВНИИЯГГ.

**Результаты и их обсуждение.** В табл. 1 приведены результаты исследования химического и изотопного состава газов более 70 грязевых вулканов Азербайджана. На этой территории сосредоточено более половины (около 200) грязевых вулканов СССР. По результатам анализов для отдельных грязевулканических областей Азербайджана построены гistogramмы распределения значений  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CH}_4}$  и  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$  с интервалом в  $2\text{‰}$ . В более осредненном (через  $5\text{‰}$ ) и суммарном виде графики распределения значений  $\delta^{13}\text{C}$   $\text{CH}_4$  и  $\text{CO}_2$  приведены на фиг. 1.

Как следует из построенных гistogramм, для классического грязевулканического региона (Азербайджана) значения  $\delta^{13}\text{C}$  для метана концентрируются в основном в интервале от  $-40$  до  $-50\text{‰}$  с побочным максимумом от  $-54$  до  $-58\text{‰}$ . В целом разброс значений охватывает интервал от  $-36,6$  до  $-61,2\text{‰}$ . Углекислота в этом регионе характеризуется более широким разбросом значений  $\delta^{13}\text{C}$  — от  $+23,4$  до  $-36,9\text{‰}$  с несколькими максимумами: главный максимум охватывает интервал от  $+16$  до  $+10\text{‰}$ , а побочные — от  $+2$  до  $-2\text{‰}$  и от  $-6$  до  $-10\text{‰}$ . Обычно при интерпретациях гistogramм каждой группе значений ИСУ ( $\delta^{13}\text{C}$ ) приписывается самостоятельный генезис. В этом плане на полученных нами гistogramмах для  $\text{CO}_2$  можно было бы выделить «ювенильную», «метаморфогенную» (карбонатную) и изотопно «ультратяжелую» углекислоту неустановленного генезиса. Причем следует подчеркнуть, что изотопно «ультратяжелая» по  $\delta^{13}\text{C}$  углекислота составляет самую большую группу значений и характерна почти для половины грязевых вулканов Азербайджана (см. фиг. 1, б).

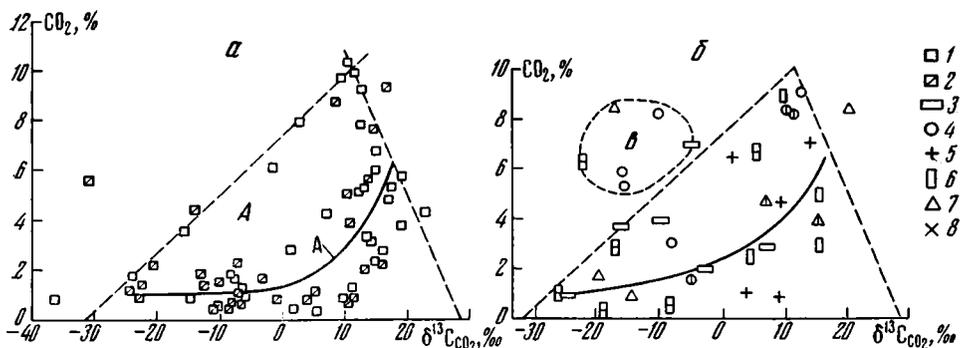
Ранее отмечалось [5] сходство ИСУ в  $\text{CH}_4$  и  $\text{CO}_2$  газов грязевых вулканов, приуроченных к единым тектоническим линиям, в таких, например, связках вулканов Азербайджана, как Матраса — Чараган, Арзани — Клыч, Сарыдаш Бояната — Перекишкюль, Кирмаку — Бог Бога, Боздаг — Заячь Гора — Бяндован, Бабазанан — Дуровдаг — Дуздаг. Можно отметить также резкие различия ИСУ углекислоты для соседних грязевых вулканов: например для Солахая  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2} = -8\text{‰}$  («ювенильная»), для Айрантекияна  $+14\text{‰}$  («ультратяжелая»), для Котурдага в разных грифонах  $+1,2$  и  $+10\text{‰}$  («метаморфогенная» и «ультратяжелая»), для Бахара в разных грифонах  $+11$  и  $-7,9\text{‰}$  («ультратяжелая»



Фиг. 1. Гистограммы изотопного состава углерода метана и углекислоты в газах грязевых вулканов (а, б) в сопоставлении с газами нефтяных и газовых месторождений (в, г). Данные по  $\delta^{13}\text{C}$  метана месторождений взяты из работы [22];  $\delta^{13}\text{C}$  углекислоты месторождений — из работ [7, 19 и др.]  
1 — Азербайджан; 2 — другие грязевулканические области СССР

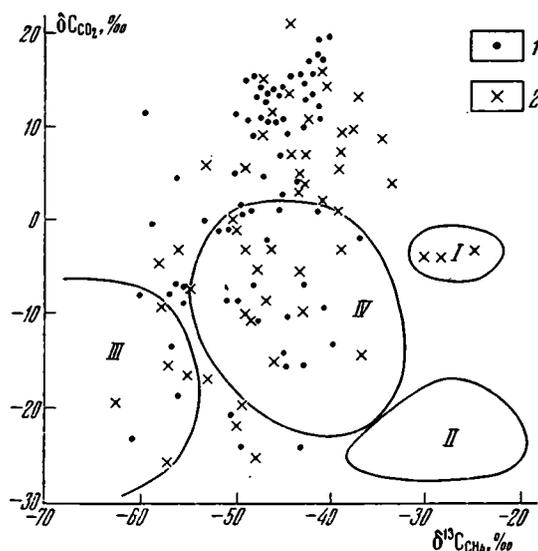
я «ювенильная»). Однако, по нашему мнению, невозможно допустить для соседних вулканов, а тем более для разных грифонов одного и того же вулкана, что углекислота в их газах имеет совершенно различный генезис, т. е. нельзя манипулировать при интерпретации изотопных данных одними цифрами — метками изотопного состава без интерпретации геохимических данных на геолого-геофизической основе.

Для рассматриваемой территории Азербайджана отмечается отчетливое различие в ИСУ метана и углекислоты грязевых вулканов Прикуринской области по сравнению с газами вулканов Шемахино-Кобыстанской области: более изотопно легкий состав углерода в первой из них (см. табл. 1). Эти области характеризуются значительными различиями



Фиг. 2. Графики зависимости между изотопным составом  $\text{CO}_2$  и ее содержаниями в газах грязевых вулканов  
 а — грязевые вулканы Азербайджана; б — грязевые вулканы других регионов СССР с содержанием  $\text{CO}_2$  до 10%

Грязевулканические области: 1 — Шемахино-Кобыстанская; 2 — остальные области Азербайджана; 3 — Юго-Западная Туркмения; 4 — Кахетия; 5 — Северо-Западный Кавказ; 6 — Таманская; 7 — Керченская; 8 — Южно-Сахалинская, А — Азербайджанский тип; В — ахтальская разновидность



Фиг. 3. Зависимость между изотопным составом углерода метана и углекислоты (совместная диаграмма  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}/\delta^{13}\text{C}_{\text{CH}_4}$  для различных типов природных газов

I—IV — контуры полей групп природных газов (I — гидротермальных, II — термометаморфических (пиролиз ОБ), III — приповерхностных (почвенных, болотных), IV — залежей нефти и газа на глубинах  $> 1000$  м; 1—2 — газы грязевых вулканов (1 — Азербайджана, 2 — других грязевулканических регионов СССР)

тектонического строения и геологической истории, и одно из них состоит в том, что Прикуринская область испытала значительные погружения (несколько тысяч метров) в верхнемiocен-плиоценовое время в связи с опусканием Южно-Каспийской депрессии, тогда как на большей части Шемахино-Кобыстанской области для этого же времени были характерны восходящие движения, образование складчатых, а также надвиговых дислокаций в процессе поддвижения этой зоны под юго-восточное периклинальное погружение мегантиклинория Большого Кавказа. Таким образом, можно сделать вывод, что для более закрытой (и перекрытой мощными молодыми отложениями) части грязевулканического региона Азербайджана (Прикуринской грязевулканической области) характерны более изотопно легкие по углероду метан и углекислота. Следует отметить, что и содержания углекислоты в составе газов в Прикуринской области ниже, чем в газах грязевых вулканов Шемахино-Кобыстанской

## Химический и изотопный состав газов

Название вулкана, сопки	Дата отбора пробы	Концентра-		
		CH <sub>4</sub>	C <sub>2</sub> H <sub>6</sub>	ΣTV
Прикаспийская				
Кайнарджа	1981	97,11	0,09	0,12
Зораг	1980	90,69	0,00	0,00
Советабад	1981	95,40	0,06	0,07
Апшеронская				
Боздаг Геокмалинский	1981	96,90	0,53	0,53
Кирмаку	1980	98,53	0,00	0,00
Богбога	1980	97,54	0,00	0,00
Боздаг Кобийский	1980	Нет	Нет	Нет
Ахтарма Карадагская	1981	95,42	0,08	0,09
Шемахино-Кобыстанская				
Демирчи	1977	92,50	0,04	0,04
Сарысура	1981	Нет	Нет	Нет
Астраханка (грифон 2)	1977	78,10	0,14	0,15
Кюрдамич	1977	80,52	0,03	0,03
Сагян	1977	98,21	0,07	0,08
Матраса	1977	93,69	0,14	0,15
Чараган	1977	94,63	0,13	0,13
Кырлых (Еникенд)	1981	97,25	0,47	0,48
Кушчи	1980	97,55	0,00	0,00
Маломаразинский	1981	98,11	0,04	0,04
Шихзагирли (Иланлы)	1981	99,06	0,03	0,04
Перекишкюль	1980	96,71	0,00	0,00
Сарыдаш-Бояната	1980	94,57	0,00	0,00
Западная Нардаранахтарма	1981	96,23	0,03	0,04
Восточная Нардаранахтарма	1981	98,16	0,02	0,03
Кюрдамич (Нефтик)	1981	94,99	0,03	0,03
Сунди	1981	97,10	0,03	0,03
Ильхичи	1981	89,12	0,57	0,59
Адживели	1981	90,75	0,03	0,04
Арзани	1982	99,47	0,01	0,02
Шокихан	1981	96,67	0,03	0,03
Клыч	1978	94,02	0,01	0,02
Сулейманахтарма	1981	90,28	0,03	0,03
Чейлахтарма (западное поле)	1981	93,82	0,03	0,03
Чейлахтарма (восточное поле)	1981	93,32	0,03	0,03
Чейлдаг	1981	95,10	0,03	0,03
Шихикая	1981	98,92	0,10	0,10
Чухуроглыбозы	1981	99,54	0,04	0,04
Отманбоздаг	1981	97,39	0,90	0,91
Западная Календарахтарма	1981	93,39	0,03	0,03
Восточная Календарахтарма	1978	92,16	0,12	0,13
Северная Утальгяхтарма	1978	89,90	0,09	0,16
Южная Утальгяхтарма	1981	95,79	0,03	0,04
Агдам	1981	96,05	0,40	0,43
Котурлыг	1981	98,91	0,00	0,10
Эмджек-Эмджек	1981	97,73	0,03	0,03
Солахай	1978	97,47	0,03	0,04
Айрантекия	1981	96,91	0,04	0,04
Котурдаг	1978	98,58	0,01	0,01
Дашгиль	1981	99,03	0,03	0,04
Бахар	1981	98,31	0,08	0,08
Прикуринская				
Северный Инчабель	1981	94,41	0,05	0,06
Северный Каламадын	1981	98,88	0,05	0,05
Заахтарма	1981	93,75	0,09	0,11
Ахтарма-Пашалы	1981	99,13	0,12	0,12
Кырлых	1981	98,43	0,03	0,03
Малый Харамы	1981	98,74	0,06	0,06
Нефтяная балка	1982	97,46	0,42	0,46
Малый Мишовдаг	1982	97,63	0,00	0,01
Большой Мишовдаг	1978	92,43	0,02	0,02
Калмас	1981	97,42	0,04	0,04

Таблица 1

## грязевых вулканов Азербайджана

ция, %				δ <sup>13</sup> C, ‰			δD ‰
He	H <sub>2</sub>	N <sub>2</sub> *	CO <sub>2</sub>	CH <sub>4</sub>	CO <sub>2</sub>	CH <sub>4</sub>	
область							
0,0005	Не обн.	0,52	2,25	-59,7	-7,6		
Не обн.	»	0,10	9,21	-41,7	+16,9		
0,0090	»	0,70	3,83	-41,0	+10,9		
область							
0,0058	0,010	0,96	1,60	-46,6	-3,9		
Не обн.	Не обн.	0,75	0,71	-55,6	-8,3		
»	»	1,06	1,39	-56,7	-13,1		
Нет	Нет	Нет	Нет	-47,3	+13,1		
0,0067	Не обн.	0,11	4,38	-45,0	-14,0		
область							
Не обн.	Не обн.	1,45	6,01	-36,6	-1,8		
Нет	Нет	Нет	Нет	-45,5	Нет		
Не обн.	Не обн.	19,02	2,73	-48,7	+1,2		
0,0100	»	11,56	7,87	-42,9	+3,0		
Не обн.	Не обн.	1,71	0,00	-52,0	Нет		
»	»	0,92	5,25	-47,5	+13,3		
»	»	0,00	5,23	-45,4	+13,4		
0,0013	»	0,00	2,27	-53,6	+0,1		
Не обн.	»	1,04	1,42	-56,0	-6,8		
»	«	0,00	1,85	-40,3	-8,9		
0,0018	»	0,10	0,81	-42,5	+0,1	-20,5	
Не обн.	»	0,74	2,55	-41,5	+15,9		
»	»	0,22	5,21	-40,4	+17,6		
0,0010	»	0,15	3,58	-39,9	+19,6		
0,0014	»	0,00	1,82	-43,2	-24,0		
0,0014	»	0,69	4,30	-44,9	+6,7		
0,0003	»	0,80	2,07	-58,4	-0,1		
0,0011	»	0,00	10,29	-47,7	+11,2		
0,0180	»	»	9,21	-42,2	+12,8		
0,0017	»	0,31	0,20	-49,7	+5,0		
0,0033	0,008	0,00	3,30	-42,0	+13,8	-228	
Не обн.	Не обн.	»	5,96	-42,6	+14,6		
0,0012	»	»	9,69	-44,2	+9,8		
0,0021	»	0,45	5,70	-40,7	+19,1		
0,0026	»	0,00	6,65	-43,1	+15,1		
0,0013	»	0,0	4,87	-40,7	+16,9		
0,0014	»	0,00	0,99	-47,3	-36,9	-170	
0,0082	0,007	0,00	0,42	-41,1	+1,7	-215	
0,0033	Не обн.	0,00	1,70	-39,4	-13,5		
0,0084	»	0,00	6,92	-46,7	+11,4		
Не обн.	»	0,00	7,71	-47,6	+13,0		
»	»	0,00	9,94	-41,0	+12,0		
0,0006	»	0,00	4,17	-41,0	+23,4		
0,0012	»	0,00	3,52	-45,3	-15,8		
0,0006	»	0,00	0,99	-42,7	-15,4	-198	
0,0005	»	0,00	2,24	-44,1	+15,6		
Не обн.	»	0,84	1,65	-56,8	-7,9		
0,0006	»	0,01	3,04	-44,9	+13,9	-236	
Не обн.	»	0,00	1,61	-45,4	+1,2		
0,0006	»	0,00	0,93	-42,2	-6,4		
Не обн.	»	0,35	1,28	-46,2	+11,0		
область							
0,0025	»	0,00	5,53	-48,9	-30,9	-158	
0,0003	»	0,00	1,07	-55,7	+4,4	-	
0,0005	»	0,00	6,14	-46,0	+14,1	-220	
0,0004	»	0,07	0,68	-47,9	-7,2	-159	
0,0007	»	0,00	1,54	-49,3	+0,6	-204	
0,0012	»	0,00	1,20	-52,2	-0,4	-236	
0,0034	»	1,54	0,54	-49,8	-8,6		
0,0025	Не обн.	0,10	2,26	-48,6	+15,7		
Не обн.	»	0,00	7,55	-47,9	+14,7		
0,0015	»	0,48	2,06	-47,7	+13,7	-167	

Название вулкана, сопки	Дата отбора пробы	Концентра-		
		CH <sub>4</sub>	C <sub>2</sub> H <sub>6</sub>	ΣТУ
Прикуринская				
Геоктепе	1982	98,78	0,00	0,01
Хыдырлы	1981	94,06	0,10	0,10
Агзыбир	1978	96,06	0,02	0,02
Гамма	1982	98,56	0,00	0,01
Промежуточный	1982	98,26	0,00	0,01
Заячья гора (грифон 1)	1981	98,99	0,06	0,06
» (грифон 2)	1978	98,25	0,05	0,09
Бяндован	1978	97,26	0,04	0,05
Кюрсангя	1978	94,39	0,02	0,03
Бабазанан	1978	96,40	0,95	0,98
Дуровдаг	1978	96,84	Нет	Нет
»	1982	97,50	0,36	0,40
Дуздаг	1978	93,45	0,71	0,73
Кичик-Пильпиля	1982	94,25	3,19	4,33
Нефтечала	1982	90,48	0,42	0,48

\* Результаты пересчета на «бесвоздушный» состав, с исключением O<sub>2</sub> и эквивалентных ему количеств

области. Отметим также, что Шемахино-Кобыстанская область, характеризующаяся более изотопно тяжелыми по углероду метаном и углекислотой, по сравнению с Прикуринской областью отличается также большей дислоцированностью и более древним возрастом обнаженных здесь на поверхности отложений, более высокой сейсмичностью и тепловым потоком.

Сделанный выше вывод подтверждается также сравнением ИСУ по газам грязевых вулканов Прикаспийской и Апшеронской грязевулканических областей Азербайджана. Апшеронская область отличается более мощным и более молодым разрезом отложений и для нее характерны (по сравнению с Прикаспийской областью) более изотопно легкие по углероду метан и углекислота.

Отмеченная тенденция проявляется и при рассмотрении отдельных зон в пределах упомянутых грязевулканических областей Азербайджана. Так, юго-восточная часть Шемахино-Кобыстанской области, примыкающая к побережью Каспия, по сравнению с остальной территорией этой области отличается накоплением и сохранностью верхнемиоценоплиоценовых отложений мощностью 500—1000 м. Ряд расположенных здесь грязевых вулканов (например, Шихикая, Агдам, Солахай, Бахар, в меньшей мере Восточный Сунди, Ильхичи, Котурлыг, Айрантекян, Котурдаг, Дашгиль) характеризуется относительно более изотопно легким составом углерода метана (с  $\delta^{13}\text{C} < -45\text{‰}$ ) и углекислоты (с отрицательными значениями  $\delta^{13}\text{C}$ ).

Южная оконечность северо-западной части Шемахино-Кобыстанской области характеризуется большей мощностью третичных отложений (в частности, майкопской свиты). Для расположенных здесь грязевых вулканов (Сары Сура, Сагиян, Матраса, Чараган, Еникенд, Кушчи) свойствен более изотопно легкий по углероду метан, чем для газов грязевых вулканов севера (Демирчи, Кюрдамыч, Астраханка — грифоны 1, 3)

В отношении химического состава (см. табл. 1) большинство грязевых вулканов Азербайджана характеризуются сухими метановыми газами с низкими (обычно менее 0,1%) содержаниями тяжелых углеводородов. Только в газах пяти из примерно 70 грязевых вулканов ΣТУ находится в пределах 0,5—1% и лишь в одном (Кичик-Пильпиля) достигает 4,33‰. Даже обилие поверхностных нефтепроявлений в пределах апробируемых грифонов не всегда сопровождается аномальными концентрациями ТУ в пробах газов. Содержание азота обычно низкое (<1%); лишь в девяти грязевых вулканах оно превышает 1%, в двух — 3% и достигает 11,56% в Кюрдамыче и 19,02% в Астраханке.

Таблица 1 (продолжение)

цнтя, %				$\delta^{13}\text{C}$ , ‰		$\delta\text{D}$ , ‰
He	H <sub>2</sub>	N <sub>2</sub> *	CO <sub>2</sub>	CH <sub>4</sub>	CO <sub>2</sub>	CH <sub>4</sub>
<b>о б л а с т ь</b>						
0,0060	»	0,23	0,98	-49,6	+11,6	
0,0003	»	0,82	5,02	-48,6	+10,3	
0,0000	»	3,27	0,65	-50,9	-10,2	
0,0031	»	0,56	0,87	-51,1	-1,7	
0,0024	0,050	0,87	0,81	-46,5	+4,1	
0,0033	He обн.	0,15	0,81	-44,8	+10,5	-198
Нет	»	1,22	0,48	-44,2	-10,6	
He обн.	»	1,14	1,55	-48,0	-10,6	
»	»	1,15	4,43	-49,1	-1,6	
»	»	1,57	1,06	-49,4	-24,1	
Нет	Нет	0,94	2,23	-56,1	-20,4	
0,0032	He обн.	0,81	1,29	-55,8	-6,4	
He обн.	»	4,43	1,40	-50,2	-22,5	
0,0014	»	0,48	0,94	-61,2	-23,7	
0,0010	»	0,33	8,70	-47,5	+8,8	

«воздушного» N<sub>2</sub>.

Углекислота—более обычный компонент в составе газов грязевых вулканов. Ее концентрации достигают 10,3%, причем в газах 19 грязевых вулканов превышают 5%, в 17 составляют менее 1%, а в остальных колеблются от 1 до 5%.

На фиг. 2, а в координатах CO<sub>2</sub>/δ C<sub>so</sub>, в виде треугольника обособлено поле точек А, отвечающих грязевым вулканам Азербайджана. Замечна корреляция между концентрациями CO<sub>2</sub> и ее ИСУ: с увеличением содержания углекислоты ее изотопный состав утяжеляется, происходит обогащение изотопом <sup>13</sup>C. Можно отметить, что из 19 грязевых вулканов, в газах которых содержание CO<sub>2</sub> превышает 5%, в 16 по ИСУ она попадает в подгруппу изотопно «ультратяжелой». Отметим, также, что для грязевых вулканов Азербайджана, которые обычно рассматриваются в качестве типичных (классических), изотопно легкая углекислота (легче -16‰) не характерна (7 вулканов из 70).

Результаты сопоставления на совместной диаграмме ИСУ метана и углекислоты (фиг. 3) подтверждают выводы, полученные по гистограммам (см. фиг. 1). Из 70 грязевых вулканов Азербайджана 56 (т. е. 80%) характеризуются метаном с δ <sup>13</sup>C от -38 до -50‰, и для 30 из них характерна изотопно «ультратяжелая» по углероду углекислота (δ <sup>13</sup>C от +8 до +20‰ и более), для 12 — «метаморфогенная» (δ <sup>13</sup>C от +8 до -4‰) и для 10 — «ювенильная» (δ <sup>13</sup>C от -4 до -16‰). О грязевых вулканах с изотопно легкой CO<sub>2</sub> (δ <sup>13</sup>C менее -16‰) было сказано выше.

В изотопном составе водорода метана газов грязевых вулканов намечается два максимума в интервалах от -160 до -180 и от -200 до -220‰, тогда как общий разброс значений δ D находится в пределах от -159 до -236‰ [15]. Выявлено, что грязевым вулканам Прикуринской области свойствен относительно обогащенный дейтерием метан по сравнению с газами вулканов Шемахино-Кобыстанской области.

В табл. 2 приведены данные по грязевым вулканам остальных грязевулканических областей СССР. В Юго-Западной Туркмении изучено шесть грязевых вулканов (почти все действующие грязевые вулканы на суше). Как по ИСУ метана, так и по ИСУ углекислоты разброс значений δ <sup>13</sup>C здесь не столь велик, как в Азербайджане. Следует, правда, отметить, что в Юго-Западной Туркмении нет грязевых вулканов с изотопно «ультратяжелой» по углероду CO<sub>2</sub>, встречающейся в Азербайджане наиболее часто. Для обеих тектонических зон Туркмении (Прибалханской и Гограньдаг-Чикишлярской) даже при малом числе грязевых вулканов характерна достаточная пестрота значений δ <sup>13</sup>C и для метана, и для углекислоты.

## Химический и изотопный состав газовых грязевых вулканов СССР

Название вулкана, сопки	Дата отбора пробы	Концентрация, %							$\delta^{13}\text{C}$ , ‰		$\delta\text{D}$ , ‰
		$\text{CH}_4$	$\text{C}_2\text{H}_6$	ЭТУ	He	$\text{H}_2$	$\text{N}_2^*$	$\text{CO}_2$	$\text{CH}_4$	$\text{CO}_2$	$\text{CH}_4$
Юго-Западная Туркмения											
Западный Порсугель	1977	91,53	1,15	1,62	0,0090	Не обн.	0,00	6,85	-43,6	-5,7	
Розовый Порсугель	1977	89,79	0,38	0,72	0,0100	»	7,55	1,92	-56,1	-3,0	
Алигул	1983	94,68	0,83	0,92	0,0058	»	0,52	3,88	-49,0	-10,0	
Кеймир	1983	95,31	1,02	1,20	0,0036	Следы	2,60	0,89	-48,2	-25,2	-213**
Кипящий бугор	1983	96,81	0,09	0,10	0,0048	Не обн.	0,30	2,79	-43,8	+6,9	-176**
Ак-Патлаук	1983	94,21	1,42	2,12	0,0019	Следы	0,00	3,67	-55,7	-16,2	-199**
Кахетия (Грузия)											
Ахтала (поле 1)	1977	89,90	0,15	0,17	Не обн.	Не обн.	1,75	8,18	-43,0	-9,8	—
» (поле 3)	1977	90,82	0,44	1,18	»	»	2,13	5,88	-46,0	-15,8	—
» (поле 4)	1977	85,34	0,01	0,02	»	»	11,62	3,03	-46,4	-8,1	—
Пховели	1977	81,37	0,02	0,02	»	»	13,22	5,39	-56,7	-15,7	—
Лакбе	1977	72,58	2,76	9,94	»	»	8,52	8,96	-44,4	+12,9	—
Байда	1977	91,65	0,07	0,07	»	»	0,00	8,28	-42,3	+11,3	—
Аладжиги	1977	78,25	0,16	0,17	»	»	0,00	8,08	-46,1	+11,7	—
Тюлькитапа	1981	89,03	1,15	1,15	0,0006	»	0,00	10,86	-53,1	+5,9	-196
Кила Купра	1982	97,81	0,39	0,42	0,0015	»	0,33	1,45	-48,9	-3,0	—
Северо-Западный Кавказ											
Шуго (северо-западное поле 1)	1977	91,72	0,39	0,43	Не обн.	Не обн.	0,88	6,97	-40,1	+14,2	—
» (северо-западное поле 2)	1980	93,50	0,83	0,88	»	»	0,71	4,55	-38,5	+9,5	—
» (юго-западное поле)	1981	93,50	0,03	0,03	Нет	»	0,00	6,47	-41,4	+2,1	—
Гладковский центр (поле 1)	1980	96,04	0,00	Следы	0,0800	»	3,00	0,95	-33,4	+4,0	—
» (поле 3)	1980	95,63	0,00	»	0,1000	»	3,60	0,75	-33,9	+9,1	—

### Таманская область

Бугазский (восточный грифон)	1981	94,64	0,03	0,03	0,0043	Не обн.	0,37	4,96	-40,3	+16,0	—
» (грифон, 10)	1981	79,64	0,02	0,02	0,0017	»	0,00	20,34	-47,4	+8,8	—
Карабетовский, (грифон 3)	1981	70,71	0,30	0,30	Не обн.	»	0,00	29,26	-36,7	+13,5	—
» (грифон 1)	1981	90,33	Следы	0,00	Следы	»	0,95	8,72	-37,4	+9,8	—
Донатар	1980	96,67	0,00	Следы	Не обн.	»	0,41	2,92	-47,8	+15,6	—
Цимбалы	1980	98,33	0,00	0,00	0,0050	Следы	1,22	0,45	-57,9	-8,6	—
Ахтанзовская	1977	82,85	Нет	Нет	0,0210	Не обн.	0,68	16,47	-43,5	+3,8	—
Комедантская	1981	97,50	0,10	0,10	Нет	»	0,00	2,40	-43,6	+4,7	—
Южно-Нефтяная (грифон 1)	1981	77,61	4,27	15,87	Не обн.	Следы	0,13	6,30	-49,8	-21,8	—
» (грифон 2)	1981	79,82	1,25	1,67	0,0003	Не обн.	0,00	18,42	-50,2	-0,9	—
Синяя балка	1980	96,61	0,00	0,00	Не обн.	0,031	0,39	2,97	-54,3	-7,1	—
Пекло	1977	77,43	0,09	0,09	»	Не обн.	0,77	24,63	-57,9	+4,2	—
Гнилая (северный грифон)	1981	93,26	0,03	0,03	0,0010	»	0,00	6,68	-48,9	+5,9	—
»	1980	98,12	0,21	0,55	Следы	»	0,43	0,90	-57,2	-25,9	—
» (южный грифон)	1981	99,71	0,05	0,05	0,0025	»	0,04	0,20	-62,8	-19,4	—

### Керченская область

Арма-Эли	1981	91,64	0,03	0,04	0,0023	Не обн.	0,06	8,25	-43,7	+20,7	—
Тищенко	1981	95,39	0,03	0,03	0,0080	»	0,64	3,93	-39,3	+5,8	—
»	1977	80,26	0,01	0,01	Не обн.	»	1,08	18,64	-42,3	+7,3	—
Булганакский	1981	94,72	0,04	0,05	0,0130	»	0,62	4,62	-38,5	+7,0	—
Обручева (западный грифон)	1977	83,18	0,00	0,00	Не обн.	»	3,42	13,40	-48,5	-10,1	—
» (центральный грифон)	1977	35,13	0,01	0,01	»	»	0,65	64,22	-50,2	+0,3	—
Шилова	1981	84,83	0,00	0,01	»	»	0,35	14,80	-46,2	-3,2	—
Павлова	1981	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет	-38,6	+2,8	—
Тарханский	1981	»	»	»	»	»	»	»	-38,7	+0,7	—
Травертиновый	1977	47,33	0,01	0,01	Не обн.	Не обн.	1,01	51,65	-43,0	+2,6	—
Солдатская	1981	96,72	1,62	1,62	0,0037	»	0,00	1,72	-49,3	-19,4	—
Сазонова	1977	53,47	0,01	0,01	Не обн.	»	1,04	45,48	-47,4	-5,1	—
Краснопольская	1981	97,99	0,52	0,53	0,0110	»	0,11	0,86	-36,8	-14,7	—
Насырский	1981	87,28	3,07	4,19	Не обн.	»	0,00	8,53	-53,6	-16,7	—

### Южно-Сахалинская область

Южно-Сахалинский	1979	4,70	0,04	0,07	Не обн.	Не обн.	0,33	94,90	-24,2	-3,8	—
» (грифон 2)	1979	43,57	0,14	0,24	»	»	1,86	54,33	-27,8	-4,1	—
» (грифон 3)	1979	38,21	0,12	0,23	»	»	2,82	58,72	-29,7	-4,1	—

\* Пересчитано за вычетом «воздушного» азота.

\*\* Значения δD по результатам более ранних анализов (в других пробах).

В химическом отношении газы грязевых вулканов Юго-Западной Туркмении несколько обогащены ТУ по сравнению с газами вулканов Азербайджана, однако максимальные их концентрации достигают лишь 2,12% (Ак-Патлаук). Содержания углекислоты и азота в газах грязевых вулканов Туркмении и Азербайджана почти одинаковы. По изотопному составу водорода максимум на гистограмме  $\delta D$  [15] приходится на интервал от  $-180$  до  $-200$ ‰, хотя в целом значения  $\delta D$  в газах грязевых вулканов Туркмении колеблются от  $-176$  до  $-213$ ‰ (в Азербайджане — от  $-159$  до  $-236$ ‰).

В Кахетии (Грузия) нами исследованы почти все действующие грязевые вулканы. Как и в Азербайджане, ИСУ в метане большей части грязевых вулканов Грузии укладывается в интервал от  $-38$  до  $-50$ ‰. Для вулканов северной части Кахетии, приуроченных к северному борту Восточно-Грузинской впадины, характерна углекислота, обедненная изотопом  $^{13}C$ , по сравнению с грязевыми вулканами юга Кахетии (Багда-Аладжиги), приуроченными к Прииорскому поднятию на южном борту той же впадины. Грязевые вулканы на востоке Кахетии (Кила Купра), расположенные в погруженной части межгорной впадины, характеризуются промежуточными значениями  $\delta^{13}C$  (как по метану, так и по углекислоте). Газы грязевых вулканов Кахетии отличаются большей обогащенностью  $CO_2$ , а северной Кахетии также и  $N_2$ , тогда как содержание ТУ близко к таковому для вулканов Азербайджана (исключение составляет грязевый вулкан Лакбе, в газах которого  $\sum TУ$  достигает 9,94%).

Единственное определение изотопного состава водорода по грязевому вулкану Тюлькитата ( $\delta D = 196$ ‰) согласуется с результатами  $\delta D$ , полученными для газов грязевых вулканов Азербайджана и Юго-Западной Туркмении.

По химическому составу газы грязевых вулканов Северо-Западного Кавказа также являются сухими метановыми, а по содержанию  $\sum TУ$   $N_2$  и  $CO_2$  не отличаются от типичных грязевых вулканов. В изотопном отношении они характеризуются «ультратяжелой» и «метаморфогенной» углекислотой, тогда как метан вулкана Гладковский ( $\delta^{13}C = -33,6$ ‰) изотопно тяжелее, чем метан типичных грязевых вулканов. Это вполне согласуется с тектонической и геологической позициями данного вулкана. Вулкан Гладковский приурочен к оси антиклинальной структуры, в ядре которой выходят фораминиферовые отложения: Шуго расположен на погружении северного крыла этой же структуры.

В отношении ИСУ метана и углекислоты газы грязевых вулканов Тамани укладываются в интервал значений для типичных грязевых вулканов. По химическому составу (ТУ,  $N_2$ ) они также близки к азербайджанским грязевым вулканам; лишь на одном грязевом вулкане (Южно-Нефтяная, грифон 1) отмечены высокие (15,87%) содержания  $\sum TУ$ . Однако пять (из 10) грязевых вулканов Тамани отличаются повышенными, по сравнению с типичными для грязевых вулканов Азербайджана, содержаниями углекислоты (от 16,47 до 29,26%). Два из них характеризуются изотопно «ультратяжелой» и три — «метаморфогенной» углекислотой. Изотопный состав углерода метана для этих аномальных по содержанию  $CO_2$  грязевых вулканов изменяется от  $-36,7$  до  $-57,9$ ‰, т. е. укладывается в интервал значений, характерный для типичных грязевых вулканов. Здесь не проявляется тенденция к его утяжелению.

В Таманской грязевулканической области намечается пространственная дифференциация по ИСУ метана и углекислоты: грязевые вулканы собственно Тамани (Донатар, Комендантская, Карабетовский, Бугазский) характеризуются более изотопно тяжелым составом углерода ( $\delta^{13}C_{CH_4}$ , от  $-36,7$  до  $-47,8$ ‰,  $\delta^{13}C_{CO_2}$ , от  $+16$  до  $+4,7$ ‰), тогда как грязевые вулканы на севере области (Пекло, Синяя Белка, Гнилая, Цымбалы) обеднены изотопом  $^{13}C$ , что согласуется с различиями их геологического разреза. Отметим еще, что разные грифоны грязевого вулкана Гнилая резко различаются по ИСУ метана и углекислоты, причем ре-

жимные наблюдения на протяжении ряда лет показали устойчивость этих различий.

Грязевые вулканы Керченской грязевулканической области по содержанию  $\text{ТУ}$  и  $\text{N}_2$  не отличаются от грязевых вулканов Азербайджана. Однако для трех из десяти характерны повышенные ( $>10\%$ ) содержания  $\text{CO}_2$ , а для двух углекислота является доминирующим компонентом, т. е. их газы относятся к газам метаново-углекислого типа. В целом разброс значений  $\delta^{13}\text{C}$  для метана и углекислоты в газах грязевых вулканов Керчи близок к таковому для типичных грязевых вулканов, но «ультратяжелая» углекислота характерна лишь для одного грязевого вулкана (Арма Эли). В газах сопки Обручева (центральный грифон) и Тарханского вулкана (грифон Травертиновый), в которых содержание  $\text{CO}_2$  превышает  $50\%$ , углекислота относится к «метаморфогенному» типу. В двух из трех грязевых вулканов (Тищенко и Шилова) с повышенной ( $>10\%$ ) концентрацией  $\text{CO}_2$  углекислота также относится к «метаморфогенному» типу. Метан этих грязевых вулканов не характеризуется каким-либо утяжелением своего ИСУ. В целом по сравнению с Азербайджаном для Керченских грязевых вулканов реже встречаются пробы, в которых  $\delta^{13}\text{C}$  метана характеризуется значениями менее  $-50\%$  (Насырский  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CH}_4} = -53,6\%$ ). В пространственном отношении отчетливой дифференциации по ИСУ метана и углекислоты не намечается.

Вследствие бездействия Пугачевского вулкана летом 1979 г. на Южном Сахалине исследованиями ИСУ был охвачен только Южно-Сахалинский грязевый вулкан. Во всех трех изученных грифонах преобладающим компонентом оказалась углекислота, причем для центрального грифона метан является лишь примесью ( $4,7\%$ ). Южно-Сахалинский вулкан характеризуется самым тяжелым ИСУ метана из всех грязевых вулканов СССР, причем значения  $\delta^{13}\text{C}$  выходят за пределы интервала значений, характерных для типичных грязевых вулканов. ИСУ метана Южно-Сахалинского грязевого вулкана совпадает со значениями  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CH}_4}$ , свойственными для метана в газах гидротерм. Типично гидротермальными (в среднем  $-4\%$ ) являются и значения  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$  для различных грифонов Южно-Сахалинского грязевого вулкана и находятся на стыке «метаморфогенных» и «ювенильных» значений.

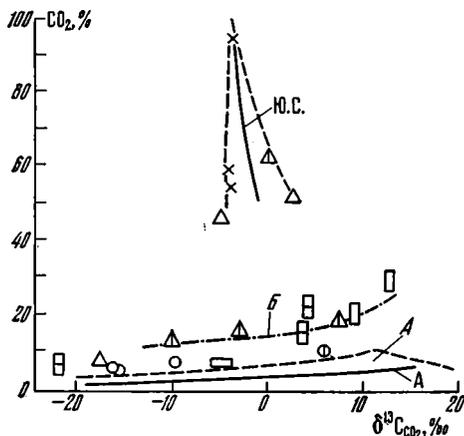
**Сопоставление данных по различным грязевулканическим регионам СССР.** Генетическое родство и близость газов грязевых вулканов и газов нефтяных и газовых месторождений, которые многократно утверждались, теперь можно оценить на изотопной основе. На фиг. 1, а, б представлены гистограммы ИСУ метана и углекислоты в газах нефтяных и газовых месторождений. Разброс значений  $\delta^{13}\text{C}$  метана в газах грязевых вулканов (см. фиг. 1, а) почти укладывается в интервал разброса аналогичных значений в нефтяных и газовых месторождениях. Это вполне закономерно, поскольку геологическая и геотектоническая обстановки месторождений гораздо разнообразнее, чем у грязевых вулканов. Напротив, разброс значений  $\delta^{13}\text{C}$  углекислоты газов грязевых вулканов (см. фиг. 1, б) шире, чем аналогичный интервал для газов нефтяных и газовых месторождений. Кроме того, наиболее представительная в газах грязевых вулканов подгруппа «ультратяжелой» углекислоты отсутствует в газах месторождений. Эта особенность газов грязевых вулканов требует самостоятельного анализа.

На фиг. 3 видна зависимость между ИСУ углекислоты и метана в газах грязевых вулканов различных регионов СССР. В целом поле с результатами определений совпадает с таковым для Азербайджана, т. е. для типичных грязевых вулканов. Исключение представляют данные ИСУ по Южно-Сахалинскому грязевому вулкану, образующие самостоятельное небольшое поле.

На фиг. 4 можно видеть, что зависимость между содержаниями  $\text{CO}_2$  и ее изотопным составом в газах грязевых вулканов всех регионов имеет сложный вид. Как в Азербайджане (см. фиг. 2, а), так и в грязевых вулканах других регионов СССР (см. фиг. 2, б) проявляется изотопное утяжеление углерода в  $\text{CO}_2$  с ростом ее содержания. Поле А и линия А (см.

фиг. 2, а), отвечающие типичным грязевым вулканам, воспроизведены на фиг. 4 (кривая А). В верхней части фиг. 4 (содержания  $\text{CO}_2 > 50\%$ ) обрисовывается обособленное поле (осредненное кривой Ю. С.) с грязевыми вулканами иного типа, в газах которых преобладает углекислота, с мало изменяющимся изотопным составом и характеризующаяся типичными «гидротермальными» значениями. В эту группу попадает лишь несколько грязевых вулканов, в том числе все грифоны вулкана Южно-Сахалинского.

Таким образом, обособившиеся на диаграмме ИСУ (см. фиг. 3) два типа грязевых вулканов проявляются и на графике зависимости  $\text{CO}_2 / \delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$  (см. фиг. 4). Следовательно, по химическому и изотопному со-



Фиг. 4. Типизация грязевых вулканов на геохимической основе (зависимость между ИСУ  $\text{CO}_2$  и ее содержаниями в газах грязевых вулканов)

А — азербайджанский тип; ЮС — южносахалинский тип; Б — булганакский подтип. Остальные условные обозначения см. на фиг. 2

ставу газов можно выделить грязевые вулканы двух типов: азербайджанского (метанового, нефтегазового) и южносахалинского (метаново-углекислого, гидротермального). Второй тип характеризуется не только преобладанием углекислоты в составе газов, но и типично гидротермальным обликом ИСУ не только их  $\text{CO}_2$ , но и  $\text{CH}_4$ . Вероятно, второй тип не распространен широко среди грязевых вулканов мира.

Кроме двух типов на рис. 4 обособляется еще одна группировка грязевых вулканов (кривая Б), в которую попадает менее десятка грязевых вулканов Керченской и Таманской грязевулканических областей. Их можно выделить в качестве самостоятельного подтипа грязевых вулканов, характеризующегося газами углекисло-метанового типа, с содержанием  $\text{CO}_2$  от 10 до 30%. Как и для вул-

канов азербайджанского типа, для них характерно утяжеление ИСУ углекислоты с повышением ее содержания в газах (см. фиг. 4, кривая Б). Поскольку почти все грифоны Булганакского грязевого вулкана относятся к этому подтипу, его можно назвать булганакским.

На фиг. 2, б за пределами треугольника типичных грязевых вулканов можно видеть небольшую, обособленную группу грязевых вулканов (поле В). К ней относятся такие вулканы, как Ахтала и Пховели (Кахетия), Западный Порсугель (Туркмения) и др. Их обособленность не случайна. Как видно из фиг. 4, эта группа газов занимает промежуточное положение между грязевыми вулканами азербайджанского типа и булганакского подтипа. Их специфика состоит в обогащенности от 5 до 8% (сравнительно изотопно легкой) углекислотой в большей мере, чем азербайджанский тип, но в меньшей, чем булганакский подтип. Любопытно, что вулканы Ахтала и Западный Порсугель характеризуются и рядом специфических геохимических черт, что оправдывает их выделение в качестве самостоятельной разновидности грязевых вулканов — ахтальской.

Как отмечалось ранее [5], на территории Азербайджанского грязевулканического региона обнаруживаются элементы пространственной дифференциации ИСУ метана и углекислоты. Так, например, обособляются участки распространения грязевых вулканов с повышенным (>3—5%) содержанием  $\text{CO}_2$ , обогащенной изотопом  $^{13}\text{C}$  до «ультратяжелых» значений, характеризующиеся также изотопно тяжелым метаном ( $\delta^{13}\text{C} > -50\text{‰}$ ). Самый крупный из аномальных участков-полей приурочен

к Кобыстану (Кобыстанская аномалия). Соответственно в азербайджанском типе выделяется кобыстанская разновидность грязевых вулканов.

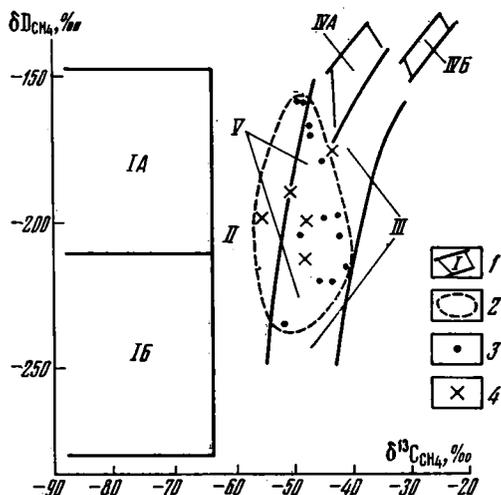
Пространственная дифференциация ИСУ газов проявляется и для других грязевулканических регионов СССР. Выделение дополнительных разновидностей грязевых вулканов по химическому и изотопному составу газов пока преждевременно. Отметим лишь, что более изотопно легкие  $\text{CO}_2$  и  $\text{CH}_4$  свойственны наиболее погруженным зонам, сложенным с поверхности более молодыми отложениями.

Особая черта газов грязевых вулканов, отличающая их от газов нефтяных и газовых месторождений, состоит в следующем. При значениях  $\delta^{13}\text{C}$  метана в интервале от  $-40$  до  $-50\text{‰}$  для газов нефтяных и газовых месторождений [1] характерны значительные содержания (от 5 до 30% и более)  $\Sigma\text{TU}$ , тогда как газы грязевых вулканов и при этих значениях  $\delta^{13}\text{C}$  остаются, как правило, сухими метановыми газами. Именно в этом интервале значений ИСУ метана для газов грязевых вулканов характерно также содержание изотопно «ультратяжелой» углекислоты. Интересно, что и на совместной диаграмме  $\delta^{13}\text{C}/\delta\text{D}$  метана (фиг. 5) газы грязевых вулканов совмещаются с полем «жирных», а не «сухих» углеводородных газов. Пока нет возможности дифференциации газов грязевых вулканов с использованием этой диаграммы.

Как видно на фиг. 3, поле газов типичных грязевых вулканов (азербайджанский тип) частично перекрывается с полем газов нефтяных и газовых месторождений и так называемых биохимических газов. В то же время оно не перекрывает поля газов гидротермального генезиса и высокотемпературного крекинга, в чем еще раз проявляется их сходство с газами нефтяных и газовых месторождений [12].

В верхней части диаграммы, в области распространения «ультратяжелой»  $\text{CO}_2$ , перекрытия с другими типами газов нет. Таким образом, изотопно «ультратяжелую» по углероду углекислоту можно рассматривать в качестве специфического компонента газов грязевых вулканов.

Как следует из изложенного выше, углекислота в газах грязевых вулканов не случайный компонент, вошедший в состав газов в результате разнообразных процессов смешения на путях миграции. Между ИСУ углекислоты и ее содержаниями (когда они превышают 3—5%) прослеживается закономерная корреляция, которая использована нами для типизации газов грязевых вулканов. Особый интерес представляет то, что для газов грязевых вулканов характерна изотопно «ультратяжелая» по углероду углекислота, поскольку углерод с таким изотопным составом редко встречается в земных объектах. Из опубликованных данных о случаях нахождения столь уникально изотопно тяжелого углерода следует отметить материалы по углероду диагенетических карбонатов и травертинов [7, 21], карбонатных включений перидотитовых даек в ким-



Фиг. 5. Зависимость между изотопным составом углерода и водорода метана (совместная диаграмма  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CH}_4}/\delta\text{D}_{\text{CH}_4}$ ) в газах грязевых вулканов и в газах нефтяных и газовых месторождений [по 24]

1 — контуры полей различных групп природных газов: IA — биохимических (морские отложения), IB — биохимических (континентальные отложения), II — смешанных, III — жирных попутных, IVA — термокаталитических (морские отложения, сапропелевое ОБ), IVB — термокаталитических (континентальные отложения, гумусовое ОБ); 2 — контуры поля газов грязевых вулканов (V); 3 — грязевые вулканы Азербайджана; 4 — грязевые вулканы Юго-Западной Туркмении

берлитах [20]. Авторы этих исследований связывали генезис карбонатов с «ультратяжелым» ИСУ либо с разложением (гидролизом) карбонатов, либо с продуктами неполного восстановления органической  $\text{CO}_2$  либо, наконец, с абиогенным синтезом по механизму Фишера—Тропша в неравновесных условиях, как это принимается для еще более изотопно тяжелых по углероду карбонатов в метеоритах. Если считать, что генезис «ультратяжелой»  $\text{CO}_2$  связан с разложением карбонатов или расщеплением (при ее восстановлении) части  $\text{CO}_2$  на образование  $\text{CH}_4$  с легким ИСУ, остается неясным, почему изотопно «ультратяжелая» углекислота столь обычна для газов грязевых вулканов и столь редка для газов нефтяных и газовых месторождений, не говоря уже об областях гидротермальной деятельности. Отмеченные выше зависимости ИСУ  $\text{CO}_2$  от ее содержания в газах грязевых вулканов, закономерный характер изменений  $\delta^{13}\text{C}$  у  $\text{CO}_2$  и  $\text{CH}_4$  в связи с особенностями геологического строения отдельных грязевулканических регионов трудно увязать с заимствованием ее из карбонатов или частичным восстановлением  $\text{CO}_2$ . Имеющиеся данные скорее свидетельствуют об образовании  $\text{CO}_2$  из продуктов глубинной дифференциации, что согласуется с данными в пользу глубинного генезиса метана [18], закономерно связанного с углекислотой в газах грязевых вулканов.

На основании изложенного можно сделать следующие выводы:

1. По результатам исследований авторов показан изотопный облик (интервалы значений  $\delta^{13}\text{C}$  в метане и углекислоте и  $\delta\text{D}$  в метане) газов грязевых вулканов. 2. По химическому составу газы грязевых вулканов относятся в основном к «сухим» метановым газам с примесью (несколько процентов)  $\text{TU}$  и  $\text{N}_2$ , и более значительным (до 10, реже 30—50% и более) содержанием  $\text{CO}_2$ , а по изотопному составу углерода и водорода в метане ближе совпадают с «жирными» газами нефтяных и газовых месторождений. 3. Выделено два типа газов грязевых вулканов: азербайджанский (метановый) и южносахалинский (метаново-углекислый) и переходный булганакский подтип (углекисло-метановый), а также кобыстанская и ахтальская разновидности. 4. Отмечены корреляции ИСУ  $\text{CO}_2$  и  $\text{CH}_4$  с особенностями геологического строения грязевулканических регионов и их отдельных частей. 5. Для значительной части газов грязевых вулканов свойственна уникальная изотопно «ультратяжелая» по углероду углекислота. Корреляции между содержаниями углекислоты и ее ИСУ, а также корреляции ИСУ  $\text{CO}_2$  и  $\text{CH}_4$  с особенностями геологического строения грязевулканических регионов свидетельствуют о связи их генезиса с продуктами глубинной дегазации.

#### Литература

1. Алексеев Ф. А., Готтих Р. П., Лебедев В. С. Использование ядерных методов в нефтегазовой геологии. М.: Недра, 1973. 384 с.
2. Алексеев Ф. А., Войтов Г. И., Лебедев В. С., Несмелова З. Н. Метан. М.: Недра, 1978. 310 с.
3. Валяев Б. М., Прохоров В. С., Гринченко Ю. И. Новые данные об изотопном составе углерода грязевых вулканов юга СССР.— В сб.: VII Всесоюзный симпозиум по стабильным изотопам в геохимии (тез. докл.). М., 1978, с. 67—69.
4. Валяев Б. М., Прохоров В. С., Гринченко Ю. И., Титков Г. А. Изотопный состав углерода газов грязевых вулканов юга СССР в связи с их генезисом.— Докл. АН СССР, 1980, т. 254, № 6, с. 1459—1461.
5. Валяев Б. М., Гринченко Ю. И., Прохоров В. С., Титков Г. А. О зональности изотопного состава углерода газов грязевых вулканов и ее тектоническом контроле.— Докл. АН СССР, 1982, т. 267, № 5, с. 1222—1225.
6. Галимов Э. М. Геохимия стабильных изотопов углерода. М.: Недра, 1968. 198 с.
7. Галимов Э. М. Изотопы углерода в нефтегазовой геологии. М.: Недра, 1973. 384 с.
8. Гемп С. Д., Дуброва Н. В., Несмелова З. Н. и др. Изотопный состав углерода углеродсодержащих газов ( $\text{CH}_4$  и  $\text{CO}_2$ ) грязевых вулканов Керченско-Таманской области.— Геохимия, 1970, № 2, с. 243—247.
9. Гемп С. Д., Легунова И. А. Связь грязевого вулканизма с эндогенными процессами.— В сб.: Влияние эндогенных факторов на формирование залежей нефти и газа. Л.: ВНИГРИ, 1978, с. 75—97.
10. Геодекян А. А. Геохимические особенности нефтегазообразования в Южно-Каспийской впадине. М.: Недра, 1968. 152 с.

11. Губкин И. М., Федоров С. Ф. Грязевые вулканы Советского Союза и их связь с генезисом нефтяных месторождений Крымско-Кавказской геологической провинции. М.—Л.: Изд-во АН СССР, 1938. 44 с.
12. Гуцало Л. К., Плотников А. М. Отношение изотопов углерода в системе  $\text{CO}_2\text{—CH}_4$  как показатель происхождения метана и углекислоты в природных газах.— В сб.: VIII Всесоюзный симпозиум по стабильным изотопам в геохимии. М.: ГЕОХИ, 1980, с. 241—244.
13. Дадашев Ф. Г. Углеводородные газы грязевых вулканов Азербайджана. Баку: Азернешр, 1963. 68 с.
14. Дадашев А. Л., Зорькин Л. М., Блохина Г. Г. Новые данные об изотопном составе углерода метана природных газов грязевых вулканов Азербайджана.— Докл. АН СССР, 1982, т. 262, № 2, с. 399—401.
15. Ерохин В. Е., Титков Г. А. Первые результаты изучения изотопного состава водорода в метане газов грязевых вулканов Азербайджана и Туркмении.— Докл. АН СССР, 1983, т. 271, № 3, с. 715—717.
16. Есиков А. Д., Ерохин В. Е., Лебедев В. С., Черникова Н. С. Методические указания по прецизионному масс-спектрометрическому методу определения изотопного состава водорода и углерода. М.: ВНИИЯГГ, 1975. 115 с.
17. Ковалевский С. А. Грязевые вулканы Южного Прикаспия (Азербайджана и Туркмении). Баку: Азгостоптехиздат, 1940. 200 с.
18. Кропоткин П. Н., Валаев Б. М. Геодинамика грязевулканической деятельности (в связи с нефтегазоносностью).— В сб.: Геологические и геохимические основы поисков нефти и газа. Киев: Наук. думка, 1981, с. 148—178.
19. Максимов С. П., Панкина Р. Г., Гуриева С. М., Запивалов Н. П. Изотопный состав углерода  $\text{CO}_2$  газов Западной Сибири в связи с ее генезисом.— Геохимия, 1980, № 7, с. 992—998.
20. Мамчур Г. П. Абиогенный синтез углеводородов в кимберлитовой трубке по изотопному составу углерода.— Докл. АН СССР, 1980, т. 252, № 4, с. 974—977.
21. Покровский Б. Г. Условия образования диагенетических карбонатов кайнозойских отложений о. Карагинского (Восточная Камчатка) по изотопным данным.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1980, № 12, с. 88—98.
22. Прасолов Э. М., Лобков В. А., Якуцени В. П. Интенсивность и глубина генерации метана в земной коре (по изотопным данным).— Докл. АН СССР, 1980, т. 252, № 6, с. 1476—1479.
23. Суббота М. И. Новые данные о газах и типах грязевых вулканов района Западной Кубани.— Тр. ВНИГНИ, 1964, вып. 41, с. 156—178.
24. Schoell M. The hydrogen and carbon isotopic composition of methane from natural gases of various origins.— Geochim. et cosmochim. acta, 1980, v. 44, № 5, p. 649—661.

ГИН  
Москва

Поступила в редакцию  
30.XII.1983

УДК 552.58

## ЕЩЕ РАЗ К ВОПРОСУ О ШУНГИТЕ

ФИРЦОВА С. О., ЯКИМЕНКО Е. Ю.

Приведены новые данные о миграционных шунгитах Карелии: оптические и структурные. Наряду с существующей классификацией шунгитов I предложена новая схема, основанная на оптических характеристиках. Сделан вывод о том, что гидротермальная деятельность — основной процесс, определяющий образование шунгитов I.

Среди верхнеятулийских и суйсарских отложений Карелии широко распространены шунгитсодержащие породы. Термин *шунгит* был введен в 1877 г. профессором Петербургского университета А. А. Иностранцевым для обозначения блестящего минерала черного цвета, похожего на смолу. Его изучением в разное время занимались А. А. Иностранцев [14, 15], К. И. Лисенко [20], В. М. Тимофеев [28], Н. А. Орлов и В. А. Успенский [26], А. К. Болдырев [3], П. А. Борисов [4], Л. Е. Штеренберг [37], Ю. К. Калинин [16], К. Усенбаев [29], В. И. Горлов [9], И. Б. Волкова [5] и мн. др. Исторически сложилось, что название «шунгит» служит как для обозначения самого минерала — шунгита I, так и шунгитовых пород, которые в зависимости от содержания углерода подразделяются на шунгит II, III, IV, V.

Шунгиты II содержат углерода от 35 до 75%; они характеризуются черным цветом, черной чертой, ровным, местами ступенчатым изломом, иногда параллелепипеидальной отдельностью. При микроскопическом изучении на черном фоне наблюдаются включения серицита, альбита, кварца, хлорита.

Шунгиты III содержат углерода от 20 до 35%; обладают черным цветом, матовым блеском, раковистым изломом, местами псевдобрекчиевой структурой. Петрографический состав минеральной части аналогичен составу шунгитов II, но увеличивается число минеральных включений.

В шунгитовых породах IV группы количество углерода колеблется от 10 до 20%; они характеризуются черным цветом с сероватым или зеленоватым оттенком; блеск матовый или землистый, отдельность плитчатая. Минеральная часть соответственно возрастает.

К породам V группы среди прочих разновидностей относятся *лидиты* — высококремнистые хомогенные породы, неслоистые, афанитового сложения, с раковистым изломом, матовым блеском, с содержанием углерода 3—3,5%, а также *нигозериты* и шунгитсодержащие туфопесчаники суйсарской свиты, с содержанием углерода 0,5—2% [38].

Шунгитсодержащие породы наиболее широко представлены в верхней части заонежской подсвиты [6]. Так, на Максовско-Забогинском участке, в северо-восточной части Заонежского полуострова, это переслаивающиеся в разрезе шунгитсодержащие серицит-хлоритовые и кварц-серицит-хлоритовые породы, шунгитсодержащие доломиты и известняки, шунгитсодержащие туффиты и туфоалевролиты. Во всех породах широко проявлена сульфидная минерализация. Довольно значительное место в разрезе занимают магматические образования, диабазы и габбро-диабазы, переслаивающиеся с шунгитсодержащими породами. Контакты магматических тел ровные, иногда секущие, часто согласные со слоистостью вмещающих пород. Как и вообще в онежской структуре, на Максовско-Забогинском участке породы метаморфизованы очень слабо, во всех осадочных и вулканогенно-осадочных породах сохраняются первичные структурные и текстурные признаки. В редких случаях карбонатные породы характеризуются развитием кристаллобластиче-

ских структур. Это позволяет говорить о том, что породы заонежской свиты лишь затронуты метаморфическими преобразованиями стадии зеленых сланцев.

По существующей классификации [38] шунгиты II, III, IV, V относятся к стратифицированным разностям, а шунгит I — к миграционным. Данная работа посвящена в основном рассмотрению различных форм проявления шунгита I, определению его оптических свойств, структурных особенностей и выявлению возможных способов образования этого минерала. В Онежском синклинории в отложениях суйсарской и заонежской свит шунгит I в различных формах найден в районах поселков Шуньга, Максово, Чеболакша, Нигозеро и др. [4, 30, 38]. Он образует самостоятельные жилы, занимающие как согласное, так и секущее положение в разрезе, а также встречается в виде включений в кварцевых и кальцитовых жилах, в миндалинах эффузивов и в форме лепешковидных обособлений. Нами были рассмотрены шунгиты I из всех указанных выше районов.

На Зажогинском участке шунгит I встречается в трех видах: самостоятельных секущих прожилков, линз и включений в прожилках различного состава, а также в миндалинах эффузивов. Вообще прожилки с шунгитом I проходят в породах различного состава независимо от положения в разрезе, но их количество возрастает по мере приближения к контакту с диабазами, где в шунгитсодержащих породах интенсивно развита кальцитовая, кальцит-шунгит-пиритовая, кальцит-шунгитовая, кальцит-пиритовая, хлорит-пиритовая прожилковая минерализация. Шунгит I слагает зальбанды прожилков или присутствует в них в виде включений разнообразной формы. Мощность прожилков достигает 3 см, зона развития — 2—5 м. Часто на контакте с диабазами шунгитовая порода перемята, хлоритизирована и частично превращена в брекчию с кварц-пирит-карбонатным цементом. Среди ее обломков встречается шунгит I. Диабазы в свою очередь карбонатизированы, в них развита густая сеть кальцитовых, пиритовых, пирит-хлоритовых, шунгитовых прожилков, а также миндалины различного состава ( $d$  до 5 мм): кальцитовые, хлоритовые, пиритовые, некоторые с шунгитом I. Шунгит I в прожилках неоднороден (черный блестящий с раковистым изломом, черный матовый, серебристо-серый пузырчатый).

Матовая разновидность шунгита I в виде жил мощностью 5—8 см встречается в шунгитах III на островке около пос. Чеболакша. Характерно, что здесь, так же как и в Зажогино, плоскости скола отдельных разностей шунгита I имеют серебристо-серый графитовый цвет.

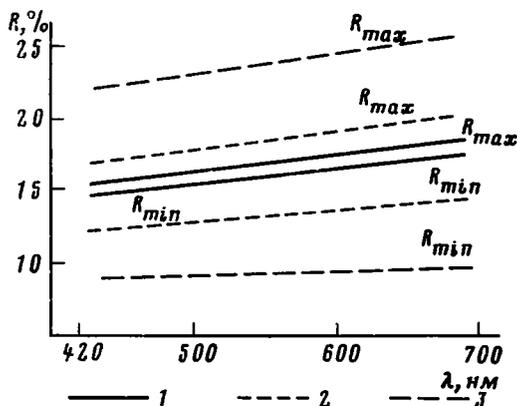
Наиболее однородны шунгиты I из поселков Шуньга и Нигозеро, детально изученные и описанные в работах [4, 30]. В пос. Шуньга черный, блестящий шунгит I образует пластовую жилу в прикровельной части шунгитов II. Контакты жилы с вмещающими породами очень четкие. В пос. Нигозеро лепешковидные обособления блестящей разности шунгита I (размером до 25 см в диаметре) встречаются среди песчаников и алевролитов нижнесуйсарской подсвиты. Эти включения разбиты трещинами отдельности, заполненными кварцем, кальцитом, гидроокислами.

Ранее шунгиты I изучались различными методами: термическим, рентгеновским, электронно-микроскопическим [16, 18, 38]. Выбор метода, как правило, определяется особенностями вещества и задачами исследования, которые можно подразделить на общие и частные. Под первыми понимается получение характеристик для массы вещества, под вторыми, кроме того, изучение морфологических и структурных особенностей индивидуальных частиц. Мы предприняли попытку решить вторую задачу самым простым и доступным, оптическим методом.

Специфической особенностью различных углеродистых веществ (антрацита, шунгита, графита) является сильная анизотропия свойств, находящая выражение и в оптических характеристиках. Оптическая анизотропия графита определяется величиной его двуотражения, которая достигает максимального значения у графитов из пород гранулитовой

фации [39—41]. Увеличение степени совершенства графитовой решетки характеризуется уменьшением межплоскостного расстояния  $d_{002}$ , ростом отношения  $I_{112}/I_{110}$  и оптических характеристик:  $\Delta R$ ,  $\alpha R_{\max}$  [32, 33]. Нами была определена зависимость величин  $d_{002}$  и  $\Delta R$  для различных типов шунгитов [33]. Основываясь на этих данных, рассмотрим углеродистое вещество шунгитов.

Шунгиты II и III представляют собой в отраженном свете светло-серую со слабым бежеватым оттенком довольно однородную массу, насыщенную минеральными включениями. При вращении столика микроскопа выявляется линзовидно-полосчатая, согласная слоистости, структура основной массы, которая характеризуется [37] слабым двуотражением



Фиг. 1. Спектры отражения шунгитов I.  
1 — шунгит Iа; 2 — шунгит Iб; 3 — шунгит Iг

(колеблется от 0,4 до 1,3%). В шунгитах IV углеродистое вещество образует отдельные прослои, линзочки, оно представлено тонкорассеянной вкрапленностью и частицами обломочного облика размером 0,01—0,05 мм ( $\Delta R$  0,5—1,2%). Нередко в частицах имеются округлые поры, заполненные силикатными минералами.

Изучение в отраженном свете оптических свойств (фиг. 1) и морфологических особенностей шунгитов I позволяет выделить среди них четыре типа (таблица).

*Ia.* Изотропный, коричневато-серый, с гладкой поверхностью, обломочного облика (фиг. 2, а). Встречается в метакристаллах пирита, в пиритовых конкрециях, в виде включений в различных прожилках (пос. Загоино). В образце черный матовый, самостоятельных прожилков не образует.

*Iб.* Анизотропный, светло-коричневато-серый, с гладкой поверхностью (см. фиг. 2, б). Встречается в прожилках вместе с кальцитом, кварцем, различными сульфидами (пос. Загоино), образует самостоятельные прожилки (поселки Шуньга, Нигозеро, Чеболакша) и лепешковидные обособления (пос. Нигозеро). Двуотражение колеблется от 2,6 до 4,8%. Максимальной величиной двуотражения характеризуются шунгиты I из пос. Шуньга. В образце черный, блестящий. Блеск от стеклянного до металлического.

*Iс.* Анизотропный, светло-коричневато-серый, тонкочешуйчатый (см. фиг. 2, в). Двуотражение сильное, но замерить его из-за незначительного размера чешуек не удастся. Входит в состав различных прожилков, включений в диабазе (поселки Загоино, Чеболакша).

*Id.* Сильноанизотропный, резко двуотражающий, светло-серый со слабым бежеватым оттенком, часто образует сферолиты диаметром до 2—3 мм (пос. Загоино). Последние макроскопически представляют собой почковидные агрегаты с гладкой поверхностью, напоминающие широко известные агрегаты халцедона, гётита (см. фиг. 2, г, д). Они состоят из сферолитов, имеющих в разрезе правильную или искаженную

Характеристика шунгитов I

Разность шунгита I	Цвет в образце	Характеристика в отраженном свете	Оптические свойства			Форма нахождения, встречаемость	Взаимные переходы
			$\Delta R$	$\alpha R_{\max}$	$\alpha R_{\min}$		
<i>Ia</i>	Черный матовый	Коричневато-серый, изотропный, однородный	0	2,3	2,3	Включения в прожилках, метакристаллах пирита	
<i>Ib</i>	Черный блестящий	Светло-коричневато-серый, анизотропный, двуотражающий, однородный	3—4,8	1,9 2,2	1,2 1,6	Самостоятельные жилы, пластовые и секущие, «лепешки» и включения в прожилках	
<i>Ic</i>	Черный матовый	Светло-серый, анизотропный, двуотражающий, тонкочешуйчатый	Не опр.			Включения в прожилках, диабазах	
<i>Id</i>	Серый серебристый	Светло-серый, сильноанизотропный, двуотражающий, радиально-лучистый	14—15	3—2,8	0,7—0,5	Прожилки, включения в породе	

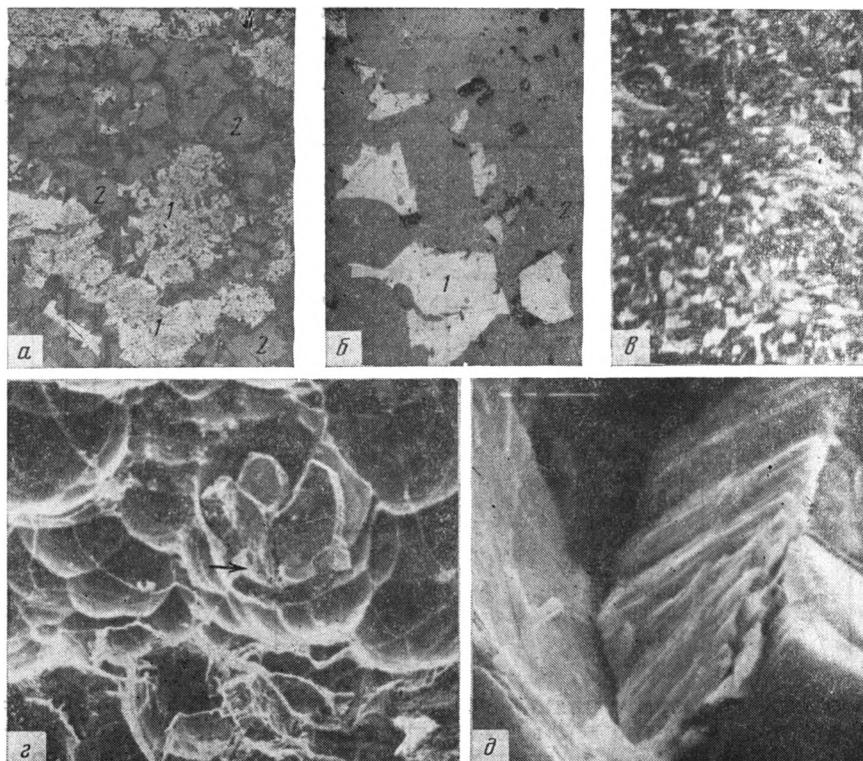
шарообразную форму, радиально-лучистое и концентрически-зональное строение, очень тонкое в краевых частях. Внутри отдельных сферолитов содержатся включения вмещающих пород или тонкочешуйчатого шунгита *Ic*. Центральные части сферолитов раскристаллизованы лучше, чем краевые. Процесс роста сферолитов был, видимо, разорван во времени, о чем свидетельствуют многочисленные полосы нарастания. Сферолиты в разрезе в отраженном свете дают картину, аналогичную ретортному графиту [27]. Они слагают зальбанды прожилков и растут непосредственно в породе.

Ранее нами было выделено пять типов углеродистого вещества в вулканогенно-осадочных породах продуктивной толщи печенгской серии [8, 31, 32], характеристики которых схожи с шунгитами *Ib—Id*.

Основываясь на оптических свойствах шунгитов I и исходя из их связи с рентгеновскими характеристиками [32, 33], можно предположить, что структурная упорядоченность шунгитов I возрастает в такой последовательности: *Ia*→*Ib*→*Ic*→*Id*. Между ними наблюдаются взаимные переходы (*Ia*→*Ic*; *Ib*→*Ic*; *Ib*→*Id*; *Ic*→*Id*), но более упорядоченные разности развиваются в краевых частях прожилков и включений. Такие взаимоотношения описаны также в работах [8, 32, 34].

Различие в структуре шунгитов I было выявлено электронно-микроскопическими исследованиями [16]. Используя комплекс методов препарирования образцов, авторы определили следующие типы надмолекулярных элементов структуры: скопления глобул, слои, каплевидные области, пачки. Последний тип, по их мнению, наиболее совершенный, он характерен для шунгита I из пос. Чеболакша и обусловлен более интенсивным метаморфизмом пород в этом районе. Но это объяснение не опирается на геологические данные. Причины существования четырех типов шунгита I, очевидно, следует искать в путях их образования и преобразования. Анализ форм нахождения шунгитов и антраксолитов<sup>1</sup> [1, 7, 10, 11, 19, 21, 22, 26, 34, 36] показывает следующее: 1) антраксолиты и шунгиты I встречаются в различных жилках, тектонических трещинах, зонах брекчирования, в виде гнезд и скоплений; 2) минеральная ассоциация антраксолита и шунгита I — кварц, кальцит, хлорит, барит, сидерит, рудные; 3) характерными морфологическими особенностями ан-

<sup>1</sup> Антраксолиты — высшие шунгиты.



Фиг. 2. Морфологические разновидности шунгитов I

*a* — включения изотропного шунгита *Ia* в метакристалле пирита (1 — пирит, 2 — шунгит *Ia*), отраженный свет, увел. 90, николи X; *b* — анизотропный шунгит *Ib* в кальцитовом прожилке (1 — шунгит *Ib*, 2 — кальцит), отраженный свет, увел. 90, николи X; *в* — анизотропный, сильнодвуотражающий шунгит *Ic* (хорошо видно тонкочешуйчатое строение), отраженный свет, увел. 90, николи X; *г* — сферолиты шунгита *Id*, отраженные электроны, увел. 100; *д* — деталь фиг. 2, *г*, увел. 1000

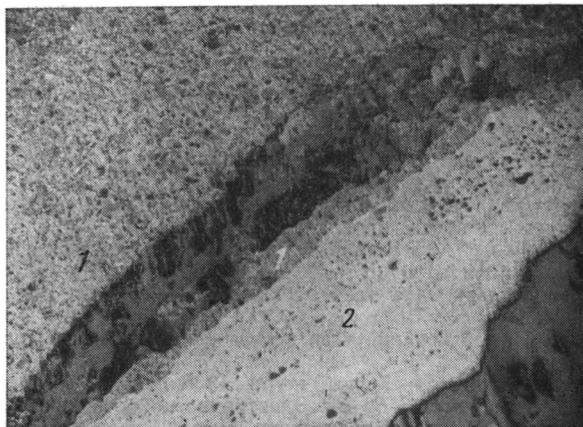
траксолитов и шунгитов являются наличие в них трещин усыхания и остроугольная форма. Приведенные признаки свидетельствуют о гидротермальном происхождении рассматриваемых минералов [19, 22, 31—33], а также о значительном влиянии, в ряде случаев, тектонического фактора [1, 17, 22, 33].

Многообразие форм нахождения миграционных шунгитов позволяет рассмотреть в рамках гидротермальной гипотезы три случая: 1) обломки шунгитов II—III переносятся горячими растворами, под действием которых очищаются от минеральных примесей и превращаются в шунгит I; 2) при прохождении раствора через углеродсодержащую породу он обогащается жидкими или газообразными соединениями углерода, которые при определенных условиях отлагаются в форме минерала шунгит I; 3) при просачивании горячих растворов переотложение углеродистого вещества может происходить на месте.

В прожилках фиксируются включения углеродистого вещества, сохранившие различную степень родства с вмещающими породами. Очертания некоторых из них совпадают по конфигурации с границами прожилка (фиг. 3). Оптические свойства этих включений и шунгитового вещества контактных участков породы очень близки. На фиг. 3 хорошо видно, как «оторванный» кусок породы попадает в прожилок. В зависимости от температуры раствора, расстояния, на которое переносится обломок, степень переработанности вещества будет различной. В этом можно видеть одну из причин того, что оптические свойства шунгита I различаются даже в пределах аншлифа.

При прохождении раствора через углеродсодержащую породу он обогащается жидкими и газообразными соединениями углерода. Воз-

возможность этого явления подтверждается существованием зон разубоживания углеродистого вещества в шунгитсодержащих породах. Трудно ответить на вопрос, в какой форме происходил перенос вещества. Видимо, на каком-то этапе своего существования оно было подобно гелю. Гелеобразная масса при затвердевании, уменьшаясь в объеме, дает трещины. Так, для шунгитов *Ia—Ic* характерно наличие трещин, которые будучи залечены кварцем и кальцитом, создают своеобразную сетчатую текстуру образца. Очень часто такая же картина наблюдается у антраксолитов [2, 10, 11, 13].



Фиг. 3. Гидротермально обработанный шунгит II. Краевая часть обломка свидетельствует о его связи с породой (1 — шунгит II, 2 — шунгит Ic), увел. 90, николи X

При просачивании горячих растворов переотложение углеродистого вещества может происходить на месте. Таким путем мог образоваться необычной формы шунгит *Id*. Аналогичные агрегаты сферолитов (халцедона, гётита) чаще всего рассматриваются как натечные или метаколлоидные. Для ретортного графита подобные картины приведены П. Рамдором [27].

Изложенные способы образования шунгитов I не исключают и другие [30], но следует особо обратить внимание на роль гидротермального метаморфизма, который наряду с региональным является важнейшим фактором графитизации углеродистого вещества [8, 23—25]. Чем слабее изменено углеродистое вещество в условиях регионального метаморфизма, тем значительнее результат гидротермального воздействия. Рассматривая переходы шунгит *Ib—Id*, *Ib—Ic*, мы фактически фиксируем разные этапы графитизации углеродистого вещества шунгитов. О переходе «шунгит I — графит» свидетельствует присутствие на электронограммах шунгита *Id* индексов типа *hkl* [33].

На основании изложенного можно сделать следующие выводы: 1) наряду с существующим делением шунгитов I [16, 38] предложена классификация шунгитов I, основанная на оптических характеристиках; 2) гидротермальная деятельность является основным процессом, определяющим образование шунгитов I.

#### Литература

1. Александров А. И. Шунгит в породах и жилах спилито-альбитофировой формации г. Красноуральска (Средний Урал).— Зап. Всес. минералог. о-ва, 1956, сер. II, ч. 85, вып. 3, с. 418—419.
2. Анкинович А. Н., Анкинович С. Г., Альжанов Т. М. Антраксолит из углеродисто-кремнистой ванадиевой формации южного Казахстана и сопредельных районов.— В кн.: Вопросы металлогении вещественного состава и геологического строения месторождений Казахстана. Алма-Ата: Изд. Каз. политехн. ин-т, 1979, с. 19—28.

3. *Болдырев А. К., Ковалев Г. К.* Рентгенометрическое исследование шунгита, антрацита, каменного угля.— Зап. ЛГИ, 1937, т. 10, вып. 2, с. 3—51.
4. *Борисов П. А.* Карельские шунгиты. Петрозаводск: Госиздат Кар.-Фин. ССР, 1956. 92 с.
5. *Волкова И. Б., Богданова М. В.* О новых растительных структурах в шунгитах Карелии.— Докл. АН СССР, 1983, т. 270, № 2, с. 410—414.
6. *Галлобина Л. П., Горлов В. И.* Шунгитосодержащие толщи докембрия Карелии, их литологические особенности и условия формирования.— В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Недра, 1975, вып. 4, кн. 2, с. 161—163.
7. *Гецева Р. В., Дерягин А. А.* О минералого-геохимических особенностях одного из осадочно-метаморфических месторождений урана.— В кн.: Вопросы прикладной радиогеологии. М.: Госатомиздат, 1963, с. 71—93.
8. *Годлевский М. Н., Фирсова С. О., Заскинд Е. С. и др.* Некоторые методические вопросы изучения рассеянного углеродистого вещества (на примере продуктивной толщи печенгской серии).— Зап. Всесоюз. минералог. о-ва, 1981, ч. 110, вып. 1, с. 45—58.
9. *Горлов В. И., Калинин Ю. К.* Строение вулканогенно-осадочной толщи суйсария и качество сырья для производства шунгизита.— В кн.: Оперативно-информационные материалы за 1976 г. Петрозаводск: Институт геологии, 1977, с. 72—77.
10. *Дымков Ю. М.* Регенерация настурана в гидротермальных месторождениях.— В кн.: Вопросы прикладной радиогеологии. М.: Госатомиздат, 1963, с. 128—145.
11. *Дымков Ю. М.* Коффинитсодержащие антраксолиты в ураносных гидротермальных жилах.— В кн.: Вопросы прикладной радиогеологии. М., 1967, с. 122—149.
12. *Жумалиева К., Усенбаев К., Касаточкин В. И.* Рентгенографическое исследование термически преобразованного шунгита.— ХТТ, 1974, № 4, с. 85—92.
13. *Зубов А. И.* Ураносодержащие твердые битумы.— Геология руд. месторождений, 1960, № 5, с. 6—24.
14. *Иностранцев А. А.* Новый крайний член в ряду аморфного углерода.— Горн. журн., 1879, т. 2, с. 314—342.
15. *Иностранцев А. А.* О шунгите.— Горный журн., 1886, № 2, с. 35—45.
16. *Калинин Ю. К., Ковалевский В. В.* Электронно-микроскопическое исследование структуры шунгитов.— В кн.: Минеральное сырье Карелии. Петрозаводск, 1977, с. 119—124.
17. *Кобилев Г. А.* О минеральном составе тектонической глинки из Садокского месторождения.— Геология руд. месторождений, 1963, № 3, с. 110—113.
18. *Ковалевский В. В., Калинин Ю. К.* Изучение процесса окисления миграционного шунгита методом электронной микроскопии.— В кн.: Шунгитовые породы Карелии. Петрозаводск, 1981, с. 92—96.
19. *Курило М. В., Березовский Ф. И., Галиб С. А., Корзун Е. В.* О находке антраксолита в полиметаллических жилах Нагольного кряжа.— Докл. АН УССР. Геол., хим. и биол. науки, 1979, № 10, с. 808—813.
20. *Лисенко К. И.* Шунгское ископаемое горючее есть ли антрацит?— Горн. журн., 1879, т. 2, с. 33—38.
21. *Марченко Л. Г., Лавриненко И. И., Шибко В. С., Сибирякова Н. Я.* Находка шунгита в палеозойских породах Восточного Казахстана.— Докл. АН СССР, 1979, т. 246, № 2, с. 455—459.
22. *Марченко Л. Г., Шибко В. С.* О вулканитах, содержащих твердое углеродистое вещество.— Изв. АН КазССР. Сер. геол., 1978, № 5, с. 56—63.
23. *Нарсеев В. А., Земкова В. И.* О природе и поисковом значении графитизации в измененных боковых породах жильных золоторудных месторождений.— В кн.: Геология и геохимия месторождений благородных металлов Казахстана. Алма-Ата, 1969, с. 71—72.
24. *Николаева О. В.* Геохимия серы и углерода в процессе формирования Эльбурского полиметаллического месторождения: Автореф. канд. дисс. МГУ, 1974. 22 с.
25. *Онтоев Д. О.* Об условиях формирования гидротермального графита.— Зап. Всес. минералог. о-ва, 1955, ч. 84, № 3, с. 356—361.
26. *Орлов Н. А., Успенский В. А.* Минералогия каустобиолитов. М.—Л.: Изд-во АН СССР, 1936. 198 с.
27. *Рамдор П.* Рудные минералы и их сростания. М.: Изд-во иностр. лит., 1962. 1132 с.
28. *Тимофеев В. М.* К генезису Прионежского шунгита.— Тр. Ленингр. о-ва естествоиспытателей, 1924, т. 39, вып. 4, с. 40—50.
29. *Усенбаев К., Жумалиева К., Рыскулбекова Р. М., Калинин Ю. К.* Структура минерала шунгит I.— Докл. АН СССР, 1977, т. 232, № 5, с. 1189—1192.
30. *Филиппов М. М., Горлов В. И., Кузьмин С. А.* Геолого-геофизическое исследование нефтоидной природы Карелии.— В кн.: Результаты геофизических исследований докембрийских образований Карелии. Петрозаводск, 1983, с. 71—87.
31. *Фирсова С. О.* Особенности метаморфизма углеродистого вещества на зеленосланцевой стадии.— В кн.: Всесоюзное совещание по геохимии углерода (тез. докл.). М., 1981, с. 55—58.
32. *Фирсова С. О., Бочек Л. И., Сидоренко Св. А.* Оптическое изучение углеродистых веществ (шунгитов и графитов докембрия).— В кн.: Геохимия горючих сланцев (тез. докл. III Всес. совещ.), Таллин, 1982, 184—186 с.
33. *Фирсова С. О.* Метаморфизм углеродистого вещества в породах докембрия восточной части Балтийского щита: Автореф. канд. дис., 1982. 22 с.
34. *Чеботарев Г. М., Василевский Б. Б., Чеботарева Г. П. и др.* К минералогии угле-

- рода золоторудных месторождений западного Узбекистана (графиты и антраксолиты).— Уzb. геол. журн., 1979, № 3, с. 44—52.
35. Шапошников Г. Н., Бурков Ю. К. Образование антраксолита в синейских отложениях Ю. Якутии.— Зап. Всесоюз. минер. о-ва, 1960, ч. 89, № 3, с. 232—234.
  36. Штейнберг Д. С. Антраксолиты из Волковского месторождения на Урале.— Зап. Всесоюз. минер. о-ва, 1956, ч. 83, вып. 3, с. 416—418.
  37. Штеренберг Л. Е. К вопросу о природе Карельского шунгита.— Докл. АН СССР, 1963, т. 148, № 3, с. 688—690.
  38. Шунгиты Карелии и пути их комплексного использования/Под ред. Соколова В. А. и др. Петрозаводск: Карелия, 1975. 239 с.
  39. Diessel C. F. K., Offler R. Change in physical properties of coalified and graphitised phytoclaste with grade of metamorphism.— Neues Jahrb. Mineral. Monatsh., 1975, H1, S. 11—25.
  40. Diessel C. F. K., Brothers R. K., Black R. M. Coalification and graphitisation in high-pressure schists in New Caledonia.— Contrib. Mineral. Petrol., 1978, v. 68, p. 63—78.
  41. Kwiecinska B. Mineralogy of natural graphites.— Prace mineralogiczne, 1980, v. 67, p. 1—85.

ГИН  
Москва

Поступила в редакцию  
20.IV.1984

УДК 552.52 : 551.1/4

**СТРУКТУРА ПОРОВОГО ПРОСТРАНСТВА  
КАЙНОЗОЙСКИХ ГЛИН АЗЕРБАЙДЖАНА  
В СВЯЗИ С РАЗВИТИЕМ В НИХ АНОМАЛЬНО ВЫСОКИХ  
ПОРОВЫХ ДАВЛЕНИЙ**

**БУРЯКОВСКИЙ Л. А., ДЖЕВАНШИР Р. Д.**

Петрографическими и электронно-микроскопическими исследованиями глин и глинистых пород третичного возраста, извлеченных из глубоких скважин Азербайджана, получена их порометрическая характеристика. Установлено, что изученные породы являются недоуплотненными. Сделан вывод о связи подобной структуры порового пространства глин с развитием в них аномально высоких давлений поровой жидкости и о влиянии этих факторов на экраняющие свойства глинистых пород-покрышек, механизм складкообразования, глиняного диапиризма, грязевого вулканизма и землетрясений.

Литологический состав и условия накопления осадков в геосинклинальных областях определяют не только физико-химические и механические свойства осадочных пород, но и, по-видимому, являются одной из основных причин формирования тектонического строения складчатых зон. В этих процессах энергетически наиболее эффективно проявляют себя глины и глинистые породы.

Глины и глинистые породы кайнозойского возраста широко распространены в недрах Азербайджана. Их относительное содержание в осадочном разрезе достигает в ряде районов 90% и более. Многочисленными исследованиями установлено, что в этих глинистых толщах широко развиты аномально высокие давления поровой жидкости, в связи с чем представляет большой интерес изучение структуры порового пространства таких пород.

В настоящей статье приводятся результаты исследований структурных и текстурных особенностей образцов глин палеоген-неогенового возраста, извлеченных из глубоких скважин на площадях моря и суши Азербайджана.

Основную массу глинистых минералов, входящих в состав кайнозойских глин Азербайджана, составляют минералы монтмориллонитовой (в среднем 40%) и гидрослюдистой (37%) групп. Содержание каолинита достигает 20%, хлорита 10 и смешанослойных минералов до 5% [7].

В гранулометрическом спектре частиц изучаемых пород 51,1—83,3% при среднем значении 68,8% приходится на фракцию размером менее 0,01 мм. Песчаная фракция составляет в среднем 1,5%, содержание алевритовой фракции колеблется в пределах от 11,3 до 49,6% при среднем значении 21%, карбонатность в среднем составляет 15%. В интервале глубин 2000—5500 м пористость глин в зонах нормальной консолидации колеблется в пределах 12—3%, а в зонах неконсолидированных пород — 20—8% [5]. Соответственно проницаемость глин по расчетным данным для этого же интервала глубин находится в пределах  $(7,5—0,36) \cdot 10^{-10}$  мкм<sup>2</sup> и  $(230—6,2) \cdot 10^{-10}$  мкм<sup>2</sup> [3].

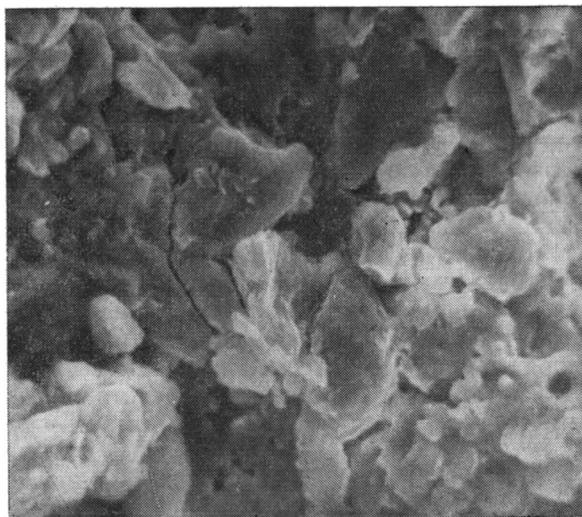
Для изучения структуры порового пространства глин использовались прямые методы наблюдения и измерения структуры элементов. Поскольку элементы мезоструктуры имеют размеры от нескольких тысяч до 5 мкм, они изучались в шлифах с помощью поляризационного микроскопа. Размеры микроструктурных элементов менее 5 мкм изучались на фотоснимках, полученных с помощью сканирующего электронного микроскопа на свежих сколах образцов. Увеличение на растровом электронном микроскопе устанавливалось в 100, 300, 1000, 3000 и 10 000 раз.

На микроснимках, выполненных как на параллельных, так и на косых и перпендикулярных к напластованию сколах, матрица глинистой породы при увеличении в 100 и 300 раз довольно однородна, и лишь при увеличении в 1000 и 3000 раз начинают проявляться детали микроструктуры порового пространства. На фоне однородной глинистой и пепловой матрицы четко видны отдельные зерна и поры между ними. Последние выявляются как по характеру разобщения зерен, так и по значительному уменьшению интенсивности освещенности, что позволяет производить замеры поперечных размеров пор (фиг. 1).

Непосредственно на фотоснимках были измерены поперечные сечения пор. Для этого использованы снимки с увеличением в 3000 раз, но наличие и конфигурация пор проверялись на снимках с увеличением в 1000 раз, а их размеры — на снимках с увеличением в 10 000 раз.

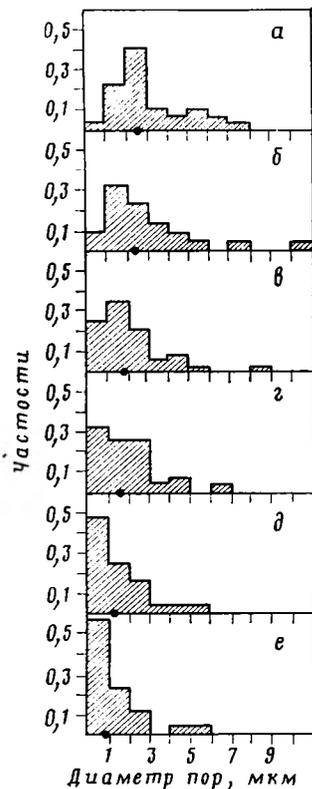
Контрольные измерения размеров пор, выполненные на снимках с увеличением в 10 000 раз, показали, что при среднем размере контрольных пор порядка 1,5 мкм, абсолютное расхождение в замерах составляет в среднем 0,07 мкм. Относительная погрешность заключена в пределах от 0 до 18% (в среднем 5,7%), что свидетельствует о достаточно надежных результатах измерений.

На морских площадях Бакинского архипелага были изучены глины среднеплиоценового возраста (продуктивная толща по местной шкале) в интервале глубин от 1415 до 5132 м.



Фиг. 1

Фиг. 1. Структура порового пространства образца глины из продуктивной толщи Бакинского архипелага. Дуваннй-море, скв. 529, интервал 1700—1705 м, увел. 3000



Фиг. 2

Фиг. 2. Порометрическая характеристика глин продуктивной толщи Бакинского архипелага (черными точками показаны медианные значения диаметров пор)  
*a* — Дуваннй-море (скв. 529, интервалы 1415—1420 и 1450—1455 м); *б* — то же (интервалы 1700—1705 и 1785—1790 м); *в* — то же (скв. 275, интервал 3318—3323 м); *г* — Сангачалы-море (скв. 534, интервал 4295—4303 м); *д* — о-в Булла (скв. 537, интервал 4993—5000 м); *е* — Булла-море (скв. 15, интервал 5128—5132 м)

Макроскопически глины представляют собою темно-серую массу чистых глин с тонкими прослоями алевритистой глины. Кое-где встречаются прослои светло-серого глинистого алевролита. Просмотр шлифов под микроскопом показал, что структура пород является алевропелитовой. Текстура макрослоистая, пятнистая. Порода представлена чередующимися полосами известковистой глины с чистой глиной, что и обусловли-

Числовые характеристики размеров пор в образцах

Номер скважин	Интервал отбора проб, м	Число замеров пор, n	По нормальному закону						
			$\bar{d}$ , мкм	$\sigma_d$ , мкм	$\bar{d} \pm 2\sigma_d$ , мкм	$V_d$ , %	$\sigma_{\bar{d}}$ , мкм	$\bar{d} \pm 2\sigma_{\bar{d}}$ , мкм	$V_{\bar{d}}$ , %
529	1415—1420 1450—1455	32	3,05	1,76	0—6,57	57,7	0,31	2,43—3,67	10,2
529	1700—1705 1785—1790	22	2,93	2,26	0—7,45	77,1	0,48	1,97—3,89	16,4
275	3318—3323	48	2,04	1,50	0—5,04	73,5	0,22	1,60—2,48	10,8
534	4295—4303	49	2,01	1,39	0—4,79	69,2	0,20	1,61—2,44	10,0
537	4993—5000	25	1,64	1,28	0—4,20	78,0	0,26	1,12—2,16	13,0
15	5128—5132	26	1,31	1,16	0—3,63	88,5	0,23	0,85—1,77	17,6

Примечание.  $\bar{d}$ ,  $\bar{d}_{Me}$  — соответственно среднее и медианное значения размеров пор;  $\sigma$  — среднее квадрати

вает ее микрослоистость, пятнистость. Пятна не имеют резких границ в основной массе.

В тонкодисперсной известковисто-глинистой массе рассеяны зерна кварца, полевого шпата, рудных минералов, которые составляют 15—18% всей породы. Обломки зерен кварца составляют 6—7% обломочного материала и имеют полуугловатые и редко корродированные зерна диаметром 0,02—0,04 мм. Полевые шпаты составляют 1—2% терригенного материала и представлены призматическими зернами плагиоклазов размером 0,03—0,04 мм и незначительным количеством неправильных таблитчатых зерен ортоклаза. Как плагиоклазы, так и ортоклазы слабо пелитизированы. Рудные минералы, на долю которых приходится до 10% обломочного материала, представлены в основном пиритом, единичными зернами магнетита, ильменитом. Форма зерен пирита округлая, реже неправильная, размер их колеблется от точечного до 0,08 мм. Местами имеются агрегатные скопления рудных минералов.

На электронном микроскопе сделано 102 снимка. Общий характер фотоснимков свидетельствует о том, что изучаемые глины являются недоуплотненными, плохо отсортированными образованиями с довольно заметной межагрегатной и межгранулярной пористостью (см. фиг. 1). На снимке отчетливо видна структура порового пространства и форма глинистых частиц. Для монтмориллонита характерны агрегаты весьма сложной конфигурации с нечеткими краями. Гидрослюды представлены частицами пластинчатой формы (удлиненными и изометрическими) с довольно четкими краями.

Были выделены 202 поры на 24 фотоснимках. Размеры пор находятся в пределах от 0,6 до 10,3 мкм. Числовые характеристики распределений размеров пор показаны в табл. 1 и на фиг. 2. Как видно, распределения размеров пор являются правоасимметричными, причем средние арифметические значения поперечного размера пор превышают медианные. Средние значения диаметров пор по всем замерам имеют двухсигмовые пределы от 2 до 2,5 мкм, а медианные — от 1,5 до 2 мкм.

Для правоасимметричных кривых наилучшим теоретическим приближением зачастую является логнормальный закон. Проверка согласия эмпирических распределений с логнормальным законом по критерию Колмогорова показала во всех случаях вероятность согласия, превышающую 0,994.

Имея в виду, что дисперсии эмпирических распределений не очень велики (коэффициенты вариации изменяются от 58 до 88%), была выполнена обработка как с использованием нормального, так и логнормального законов (см. табл. 1). Однако, учитывая большее согласие эмпирических распределений с последним законом, в качестве представительного среднего в расчетах рекомендуется использовать медианное

## глинистых пород Бакинского архипелага

По логнормальному закону							Асимметрия по Пирсону	
$\bar{d}_{Me}$ , мкм	$\sigma_{d_{Me}}$ , мкм	$\bar{d}_{Me} \pm 2\sigma_{d_{Me}}$ , мкм	$V_{d_{Me}}$ , %	$\sigma_{\bar{d}_{Me}}$ , мкм	$\bar{d}_{Me} \pm 2\sigma_{\bar{d}_{Me}}$ , мкм	$V_{d_{Me}}$ , %	A	$\sigma_A$
2,70	1,45	0—5,60	53,7	0,26	2,18—3,22	9,6	0,60	0,22
2,52	1,70	0—5,92	67,5	0,36	1,80—3,24	14,3	0,54	0,26
1,70	1,18	0—4,06	69,4	0,17	1,36—2,04	10,0	0,68	0,18
1,60	1,10	0—3,80	68,8	0,16	1,28—1,92	10,0	0,88	0,17
1,10	1,08	0—3,26	98,2	0,22	0,66—1,54	20,0	1,26	0,24
0,88	0,92	0—2,72	104,5	0,18	0,52—1,24	20,4	1,11	0,24

числовое отклонение;  $V$  — коэффициент вариации.

или среднее логарифмическое значение размеров пор и другие оценки, вытекающие из применения логнормального закона.

С увеличением глубины залегания образцов глин размеры пор закономерно уменьшаются по кривой экспоненциального типа (см. фиг. 2), уравнение которой имеет вид

$$d_{Me} = 4,6e^{-3H},$$

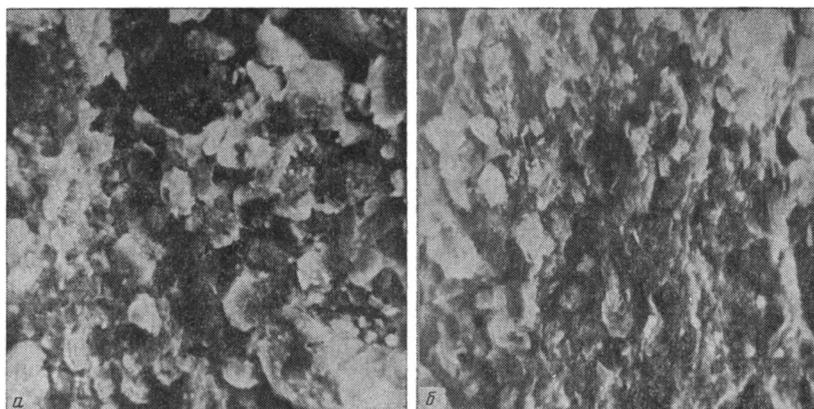
где  $d_{Me}$  — медианный диаметр пор, мкм;  $H$  — глубина, км.

Этот результат хорошо согласуется с данными об изменении с глубиной пористости, проницаемости, плотности и других петрофизических параметров глин и глинистых пород [2, 3].

На площадях суши (месторождение Мурадханлы в Среднекуринской впадине) изучены глины олигоцен-миоценового возраста. Получен 121 снимок (в том числе чокрак 70, майкоп 51).

Породы чокракского возраста изучены на образцах, извлеченных с глубины 2825—2830 м (фиг. 3, а). Они представлены глиной монтмориллонитового и смешанослойного состава, с примесью хлорита и гидрослюда, а также пеплового материала. Органика представлена скелетами морских микроорганизмов (каколитов). Скелет породы довольно рыхлый, порода явно недоуплотнена.

В основной глинистой массе изредка наблюдаются извилистые зияющие микротрещины шириной 0,5 мкм. Преобладают мелкие поры размером 1,5—2,5 мкм. Отдельные поры имеют удлиненную форму и соединя-



Фиг. 3. Структура порового пространства образцов глин месторождения Мурадханлы. Скв. 24, увел. 1000  
а — чокрак (интервал 2901—2937 м); б — майкоп (интервал 3080—3085 м)

Порометрическая характеристика образцов глин олигоцен-миоценового возраста

Возраст	Интервал отбора проб, м	Порода	Размеры пор, мкм			Число замеров
			мода	медiana	среднее	
Чокрак	2825—2830	Глина мергелистая	2,0	1,8	2,8	812
Майкоп	3080—3085	Глина	1,7	1,4	2,0	90
»	3287—3292	Глина алевритовая	0,7	0,9	1,8	57

ются между собой извилистыми каналцами. Особенно заметна линейная форма пор на снимках, сделанных с косых сколов.

Распределение размеров пор правоасимметрично (логнормальное). На снимках с увеличением в 3000 раз наблюдается больше мелких (1—2 мкм) пор, чем на снимках с увеличением в 1000 раз. Медианный размер пор колеблется в пределах от 1,3 до 2,4 мкм в зависимости от увеличения. Следует отметить, что такие значения размеров пор характерны для мелкозернистых алевритов и глин.

Породы майкопа изучены на образцах из интервалов 3080—3085 и 3287—3292 м (см. фиг. 3, б).

Образец из первого интервала представлен глиной морского происхождения монтмориллонитового состава с примесью пепла. Зачастую пепловый материал (вулканическое стекло) преобразован в монтмориллонит. Иногда заметны разрушенные зерна пироксенов и амфиболов с характерной спайностью. Широко развиты минералы монтмориллонита, хлорита, а также смешанослойные образования.

Второй образец также представлен глиной, но менее рыхлой, что обусловлено, по-видимому, изменением ее состава — уменьшением содержания монтмориллонита и смешанослойных образований и увеличением содержания хлорита и гидрослюд. В породе присутствует органика, о чем можно судить по наличию каколитов (скелеты планктонной фауны). Явных признаков пеплового материала нет.

Наблюдающиеся в сколах трещины, по-видимому, вторичного происхождения. На снимках с поперечных сколов видны удлиненные пустоты типа трещин, ранее заполненные либо битумом, либо углефицированными остатками микрофлоры или микрофауны.

В табл. 2 приведена сводная характеристика изученных образцов глин олигоцен-миоценового возраста.

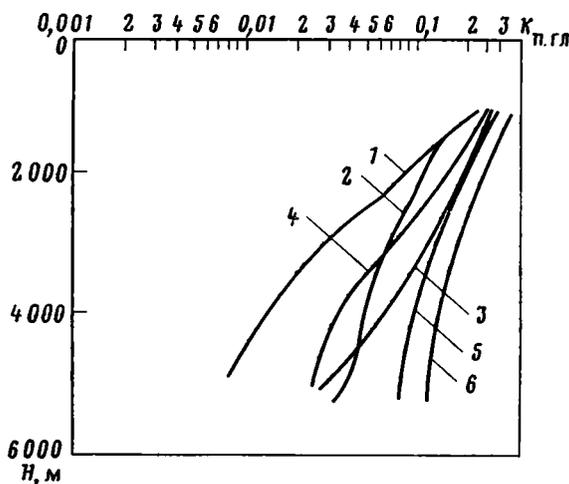
При сопоставлении глинистых пород продуктивной толщи среднего плиоцена с породами олигоцена — миоцена видно, что породы чокрака и майкопа, представленные терригенными осадками с небольшой примесью пеплового материала, имеет сходное микроскопическое строение с глинами продуктивной толщи вплоть до размеров пор. Некоторое отличие связано с развитием микротрещиноватости в породах олигоцен-миоценового возраста.

Структура порового пространства третичных недоуплотненных глин Азербайджана сопряжена с высокой пористостью их и интенсивным развитием аномально высоких поровых давлений, в 1,5 раза и более превышающих нормальные гидростатические давления [3—5, 8].

Известно, что аномально высокие поровые (пластовые) давления (АВПД) могут формироваться под действием различных природных факторов, часто налагающихся друг на друга. Однако, рассматривая возможную природу АВПД в региональном плане, можно утверждать, что в областях накопления мощных толщ терригенных осадочных пород наиболее вероятным механизмом развития АВПД является гравитационно-фильтрационная консолидация пород. Этот механизм действует повсеместно на всех стадиях развития бассейна. Превалирование фактора гравитационной консолидации над фильтрационным компонентом, что наблюдается в условиях высоких скоростей осадконакопления, приводит к значительному недоуплотнению глинистых пород и развитию в них

АВПД. При этом аномальные давления в коллекторах являются производными от таковых в глинах и соответствуют последним лишь в коллекторских пластах ограниченного объема. Регионально развитые коллекторские горизонты обладают значительно более высокой по сравнению с глинами возможностью к перераспределению давлений, и поэтому пластовые давления в них оказываются обычно меньше, чем во вмещающих глинистых толщах.

Ярким примером молодого осадочного бассейна с интенсивным развитием АВПД является Южно-Каспийская впадина. Вскрытая бурением мощность осадочного песчано-глинистого разреза плиоценового возраста достигает здесь 7 км. Проявления АВПД как по разрезу, так и по площади развиты неравномерно. Их наличие и степень интенсивности обус-



Фиг. 4. Зависимость пористости глины от глубины их залегания  
 1 — по Дж. Уэллеру (девон); 2 — по Б. К. Прошлякову и В. М. Добрынину (мезозой), 3 — по Н. Б. Вассоевичу (олигоцен — миоцен); 4—6 — по А. Г. Дурмишьяну и др. (средний плиоцен) (4 — для Апшеронского архипелага, 5 — для Южно-Апшеронской акваториальной зоны, 6 — для Бакинского архипелага и Прикуринской низменности)

ловлены в первую очередь литофациальными особенностями отдельных нефтегазоносных областей, структурно-тектоническими условиями поднятий, возможностями для разгрузки подземных вод и др. Максимальная глинистость разреза (до 95%) наблюдается в продуктивной толще Бакинского архипелага. Важной особенностью региона является очень высокая пористость глинистых пород, фактические значения которой существенно превышают таковые для аналогичных глубин в других районах мира [5]. Как видно на фиг. 4 [2], пористость плиоценовых глин Азербайджана в интервале глубин 4—5,5 км превышает пористость консолидированных глин в несколько раз. Подобное различие объясняется влиянием геологического возраста, относительным содержанием глинистых образований, температурой и другими факторами. Аномально высокая пористость глинистых пород Бакинского архипелага связана в первую очередь со значительным отставанием процесса уплотнения глин от темпа их погружения, что вызвано отсутствием условий для свободного оттока поровой воды из уплотняющихся глинистых пород. Этот процесс явился определяющим при формировании в Южно-Каспийской впадине аномально высоких давлений поровой жидкости.

Необходимо также отметить, что другой причиной формирования АВПД в глинистых толщах может являться дегидратация монтмориллонита при переходе его в иллит. Этот механизм, по-видимому, присутствует наряду с гравитационно-фильтрационной консолидацией пород и может вносить определенный вклад в развитие АВПД. Вместе с тем фактические данные показывают, что в районе Бакинского архипелага

Закономерности распределения АВПД в разрезах северо-западного борта Южно-Каспийской впадины

Глубина, м	Апшеронский архипелаг				Южно-Апшеронская акваториальная зона				Бакинский архипелаг и Прикурильская низменность			
	h, м	K <sub>п. гл.</sub> %	η <sub>гл.</sub> МПа	η <sub>кол.</sub> МПа	h, м	K <sub>п. гл.</sub> %	η <sub>гл.</sub> МПа	η <sub>кол.</sub> МПа	h, м	K <sub>п. гл.</sub> %	η <sub>гл.</sub> МПа	η <sub>кол.</sub> МПа
2000	50	12	0,0122	0,0116	250	15	0,0137	0,0124	900	21	0,0167	0,0135
3000	40	7,5	0,0125	0,0108	235	12	0,0146	0,0119	725	18	0,0179	0,0137
4000	30	5	0,0120	0,0100	185	9,5	0,0149	0,0116	460	16	0,0187	0,0140
5000	20	3	0,0110	0,0098	150	8	0,0148	0,0116	350	13	0,0193	0,0142

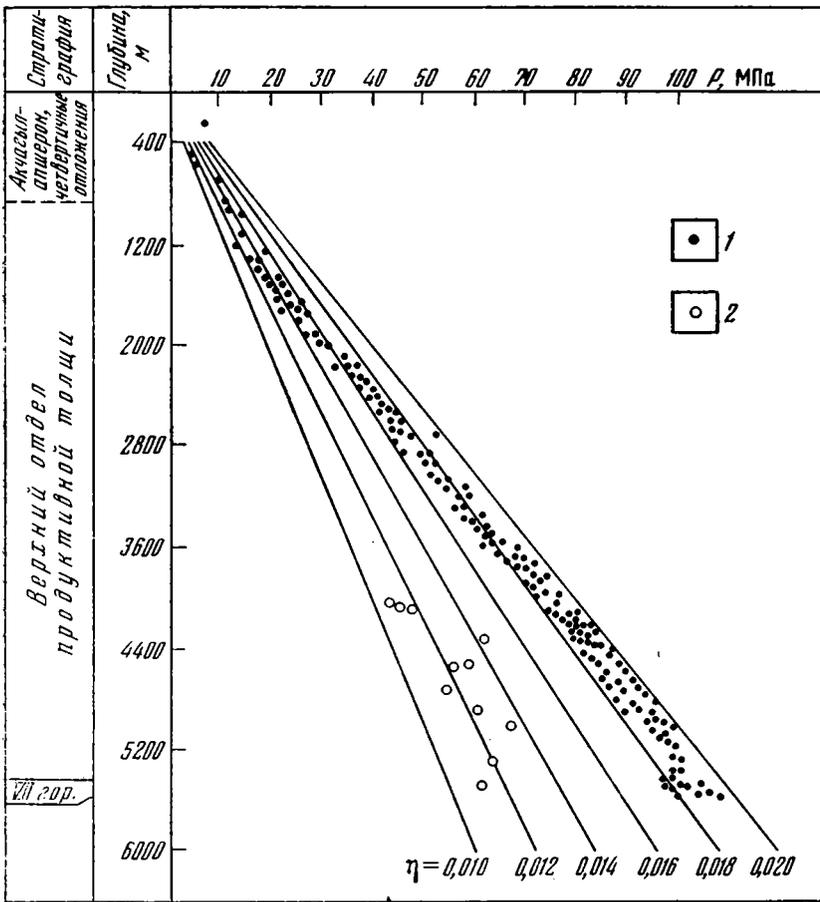
Примечание. h — средняя мощность интервалов глинистых пород; K<sub>п. гл.</sub> — средняя пористость глинистых пород; η<sub>гл.</sub>, η<sub>кол.</sub> — соответственно средние значения градиентов поровых давлений в глинах и градиентов начальных пластовых давлений в коллекторах.

практически не измененный монтмориллонит присутствует до глубин более 6000 м, т. е. по всей вскрытой бурением части разреза, что свидетельствует о подчиненной роли дегидратации монтмориллонита в общем процессе формирования аномально высоких поровых давлений [4].

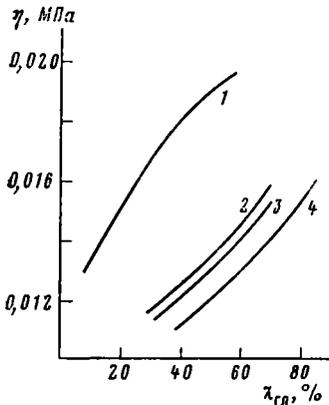
Многочисленные фактические материалы по нанометрическим замерам начальных пластовых давлений в коллекторах и определениям поровых давлений в глинах геофизическими методами позволили выявить закономерности распределения АВПД в разрезах северо-западного борта Южно-Каспийской впадины (табл. 3). Средние значения градиентов начальных пластовых давлений в коллекторах и поровых давлений в глинах в изученном интервале глубины составляют, МПа/м: для Апшеронского архипелага 0,0107 и 0,0126; для Южно-Апшеронской акваториальной зоны 0,0117 и 0,0145; для Бакинского архипелага и Прикуринской низменности 0,0126 и 0,0181. Наиболее существенное различие между начальными пластовыми давлениями в коллекторах и поровыми давлениями в глинах (более чем в 1,5 раза) имеет место в Бакинском архипелаге, где мощность глинистой толщи особенно велика (фиг. 5). В целом же интенсивность развития АВПД растет с увеличением относительного содержания глинистых пород как по разрезу (см. табл. 3), так и в слоях, находящихся в коллекторских горизонтах (фиг. 6) [4]. Наиболее высокие значения поровых давлений характерны для глинистых толщ Бакинского архипелага и Прикуринской низменности, сохранивших исключительно высокую пористость и описанную выше структуру порового пространства.

Экспериментальным подтверждением возникновения аномальных поровых давлений в глинах Азербайджана может служить результат исследования герметически изолированного образца кайнозойской глины путем упругого сжатия (фиг. 7). Методика эксперимента и соответствующая установка разработаны Г. М. Авчяном с соавторами [1], которые ранее показали, что при упругом сжатии в «закрытой» системе возникает поровое давление, которое по величине может приближаться к внешней нагрузке. Как видно на фиг. 7, с увеличением внешнего давления поровое давление в образце глины также растет, а затем при уменьшении напряжения всестороннего сжатия уменьшается, оставаясь все время выше того, которое было при возрастании нагрузки, что можно объяснить появлением в породе остаточных (необратимых) деформаций.

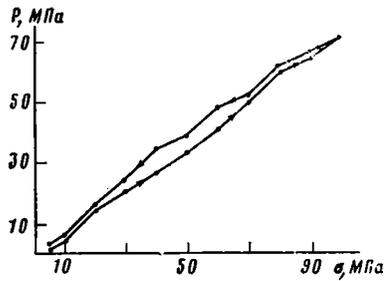
Аномально высокие давления в глинистых толщах могут оказывать существенное влияние на геологические процессы в недрах. По-видимому, они играли важную роль в процессах складкообразования, глиняном диапиризме, грязевом вулканизме и землетрясениях. Модели этих процессов описываются законом Кулона и реологическими моделями различных теоретических тел. Закон Кулона гласит, что сопротивление глинистых пород сдвигу есть функция первой степени от нормального сжимающего давления [6]. Возрастание аномального порового давления в



Фиг. 5. Изменение поровых давлений  $P$  в глинах (1) и начальных пластовых давлений в коллекторах (2) с глубиной на площадях Бакинского архипелага ( $\eta$  — градиент давления, МПа/м)



Фиг. 6



Фиг. 7

Фиг. 6. Зависимость градиентов поровых давлений в глинах (1) и пластовых давлений в коллекторах (2 — водоносных, 3 — нефтеносных, 4 — газоносных) от относительной глинистости  $\chi_{гл}$

Фиг. 7. Экспериментальная зависимость порового давления  $P$  в образце глины от внешнего давления  $\sigma$

глинистых породах приводит к тому, что эффективное давление между зернами уменьшается, а в определенных условиях может быть равным нулю. Соответственно уменьшается и сопротивление смещению, обусловленное трением. Это приводит к тому, что в породах происходит межзерновое проскальзывание и значительно облегчается развитие сколов. В таких условиях находящиеся под большим поровым давлением пластичные глинистые толщи становятся очень мобильными и могут относительно легко перемещаться. Подобный процесс в зависимости от конкретной геологической обстановки и длительности может привести к формированию и развитию складок, диапиров, грязевых вулканов и землетрясений. В условиях Азербайджана такая геологическая обстановка весьма характерна для мощных толщ глинистых пород палеоген-миоценового возраста, обладающих экстремально высокими, близкими к геостатическим, значениями аномально высоких поровых давлений (градиенты поровых давлений в глинах составляют 0,020—0,023 МПа/м).

Исходя из вывода о недоуплотненности третичных глин Азербайджана следует, что экранирующие свойства глинистых покрышек этого района в основном определяются наличием в них аномальных поровых давлений и продолжающимся в настоящее время отжатием поровой воды [3]. Установленная закономерность некоторого снижения с глубиной медианного диаметра пор позволяет предположить, что на больших глубинах интенсивность развития аномальных давлений может снизиться. Экранирующие свойства глинистых покрышек будут в этом случае определяться высокими капиллярными давлениями, закономерно увеличивающимися по мере снижения диаметра поровых каналов.

На основании изложенного можно сделать следующие выводы.

1. Глины и глинистые породы палеоген-неогенового возраста, широко развитые в разрезах площадей Азербайджана и акваторий азербайджанской части Каспийского моря, сложены монтмориллонитом, гидрослюдами и смешанослойными образованиями. Оligоцен-миоценовые глины, развитые на площадях суши, вследствие их большей близости к районам Малого Кавказа содержат больше вулканического пеплового материала, нежели глины среднеплиоценового возраста, развитые на акваториях Каспия.

2. Наиболее характерной чертой третичных глин Азербайджана являются их недоуплотненность, наличие значительного числа пор размером более 1 мкм; открытая пористость таких глин составляет 3—20%.

3. Недоуплотненность глин даже на глубинах 3—6 км объясняется сравнительно молодым возрастом глинистых осадков, большой скоростью осадконакопления (до 1 км за 1 млн. лет), большой мощностью и неполнотой отжатия поровых вод. Такие глины сохраняют высокие поровые давления, зачастую в 1,5 раза и более превышающие нормальные гидростатические давления, и являются хорошими покрышками залежей нефти и газа.

4. Развитие аномальных поровых давлений в глинистых толщах в определенных геологических условиях может привести к складкообразованию, глиняному диапиризму, появлению грязевых вулканов и землетрясениям.

#### Литература

1. Авчян Г. М., Стефанкевич З. Б., Мунинов А. С. Разуплотнение пород под действием возникающего в них порового давления при равномерном сжатии.— Матер. V Всес. совещ. по физическим свойствам горных пород при высоких термодинамических параметрах. Баку: Элм, 1978, с. 11—12.
2. Буяковский Л. А., Джеванишир Р. Д. О зависимости пористости глин от геологического возраста и литологии терригенного комплекса.— Изв. вузов. Нефть и газ, 1975, № 10, с. 7—12.
3. Буяковский Л. А., Джеванишир Р. Д. Фильтрационные и экранирующие свойства глинистых пород-покрышек в зонах развития аномально высоких поровых давлений.— Изв. АН АзССР. Сер. наук о Земле, 1983, № 1, с. 18—24.
4. Буяковский Л. А., Джеванишир Р. Д., Алиев Р. Ю. Проблема изучения аномально высоких геофлюидальных давлений в связи с поисками, разведкой и разработкой

- кой месторождений нефти и газа.— Изв. АН АзССР. Сер. наук о Земле, 1983, № 1, с. 119—127.
5. *Дурмишьян А. Г., Халилов Н. Ю.* Новые данные по уплотнению глинистых пород продуктивной толщи Бакинского архипелага.— Геология нефти и газа, 1973, № 9, с. 58—62.
  6. *Ломтадзе В. Д.* Инженерная геология. Инженерная петрология. Л.: Недра, 1970. 528 с.
  7. *Хеиров М. Б.* Влияние глубины залегания осадочных пород на трансформацию глинистых минералов.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1979, № 8, с. 144—151.
  8. *Юсуфзаде Х. Б., Дергунов Э. Н., Алияров Р. Ю.* Результаты изучения и прогнозирования АВПД методами промышленной геофизики на морских месторождениях Азербайджана. Обзорная информация. Сер. Нефтегазовая геология и геофизика. М.: ВНИИОЭНГ, 1979. 49 с.

Институт проблем глубинных  
нефтегазовых месторождений АН АзССР  
Баку

Поступила в редакцию  
1.11.1984

**КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ**

УДК 552.51 (261.35)

**МОРФОМЕТРИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПЕСЧАНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ  
БЕРЕГОВОЙ ЗОНЫ КОСЫ КУРШЮ-НЕРИЯ**

*РОММ Г. М., КРИВУЛИНА Ю. А.*

Исследование формы песчаных зерен, слагающих обломочные породы, представляют несомненный интерес для палеогеографических и литолого-фациальных построений, так как форма является одним из важнейших диагностических и структурных признаков минеральных компонентов обломочных осадочных пород.

В результате выветривания материнских пород происходит высвобождение обломочных частиц различной формы, участвующих в последующих седиментационных циклах. В процессе транспортировки происходит сортировка зерен по форме и ее дальнейшее изменение под действием как механических, так и химических агентов разрушения.

Различные седиментационные обстановки оказывают различное влияние на изменение формы обломочных частиц [10, 11], что позволяет надеяться на решение обратной задачи — восстановления условий осадконакопления по форме частиц, слагающих обломочные породы.

Для изучения изменчивости формы частиц в разнофациальных песчаных отложениях и влияния способа транспортировки на тип осадков побережье юго-восточной части Балтийского моря представляет весьма благоприятный объект.

Изучение современных разнофациальных отложений побережья Балтийского моря осуществлялось одним из авторов в течение ряда лет при проведении работ по литофациальному анализу современных осадков Куршской лагуны и косы Куршю-Нерия с примыкающей частью мелководья Балтийского моря. Цель проводившихся исследований — выявление характерных особенностей современных фациальных типов осадков для уточнения диагностических признаков типов пород и фаций древних толщ сходных обстановок седиментации.

Коса Куршю-Нерия, отделяющая от моря мелководный залив, — одна из крупнейших аккумулятивных форм побережья Балтийского моря (протяженность ее 98 км, ширина от 0,4 до 3,8 км).

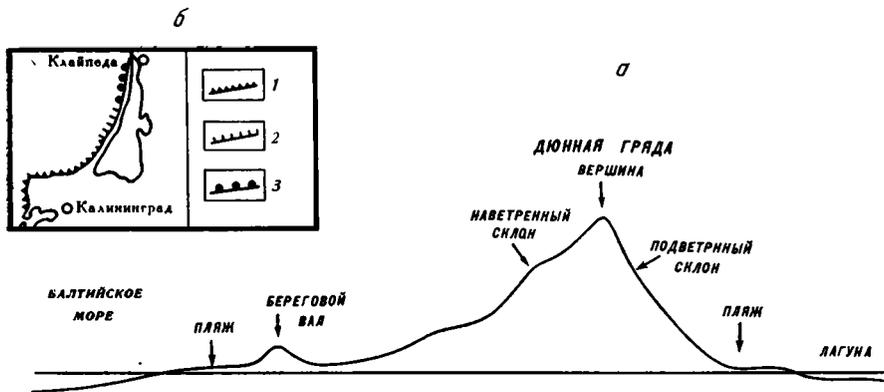
Начало формирования косы Куршю-Нерия относится к литориновому времени, когда в процессе регрессии литоринового бассейна при наращивании песчаных баровых островов и отмелей образовалась коса. Дальнейший рост косы, сопровождавшийся выравниванием береговой линии, происходит за счет вдольберегового потока, источниками питания которого являются помимо неоген-палеогеновых отложений Самбийского полуострова ледниковые отложения, обнажающиеся на дне моря вблизи побережья [2, 4].

В настоящее время развитие косы также в значительной степени определяется Восточно-Балтийским вдольбереговым потоком наносов, который прослеживается [1] от берегов Самбийского полуострова до м. Колка почти на 450 км, мощностью до 200 тыс. м<sup>3</sup>/год.

В поперечном профиле косы с запада на восток выделяются следующие элементы рельефа: прибрежное мелководье, пляж, авантюны высотой 6—8 м, слабо всхолмленная дефляционная равнина, с превышением до 6 м, гряда дюн высотой 30—40 м, пляж лагуны Куршю-Марес [2] (фиг. 1). По характеру динамики береговой зоны косы выделяются три типа берега: абразионный, динамического равновесия и аккумулятивный. Абразионным является берег корневой части косы в районе причленения ее к Самбийскому полуострову. Пляж шириной 15—20 м сложен здесь среднезернистыми песками с примесью крупнозернистого песка и гальки. Волноприбойный вал на этих участках целиком сложен гравием и мелкой галькой, что связано с размывом береговым течением моренного субстрата и выносом крупнообломочного материала на берег прибойным потоком.

Большая часть берега косы относится к типу берегов динамического равновесия с хорошо развитым активным пляжем шириной 20—40 м. Высота пляжа достигает у тыловой окраины 1,5 м. Сложен пляж преимущественно среднезернистыми песками. Дистальная часть косы является участком аккумуляции с широким (до 50 м) пляжем, сложенным средне-мелкозернистыми песками.

С пляжевыми осадками генетически связаны образования берегового вала, наиболее четко выраженного в северной части косы (участках транзита и аккумуляции), где достигают высоты 10—12 м. Параллельно с ростом косы под воздействием господствующих западных ветров происходит перевевание пляжевого песка с образованием приморских дюн и дюнных гряд. В строении дюн четко выделяются наветренный и подветренный склоны и неширокий гребень вершины. Наветренный склон по-



Фиг. 1. Схематический поперечный разрез (а) и динамика берегов (б) косы Куршю-Нерия [9]  
 1 — абразионный берег; 2 — берег в состоянии динамического равновесия; 3 — аккумулятивный берег

логий, местами слабо задернованный, резко контрастирует с круто обрывающимся подветренным склоном, крутизна которого достигает  $30^\circ$ .

Отбор проб песков производится на всем протяжении пляжа через равные интервалы по сетке  $5 \times 5$  м с поверхностного слоя на глубину 10—12 см, в количестве 16—25 образцов в каждом пункте. Пробы данных песков отбирались по четырем пересечениям косы, там, где элементы дюнной гряды (наветренный, подветренный склоны и вершина) морфологически наиболее выражены.

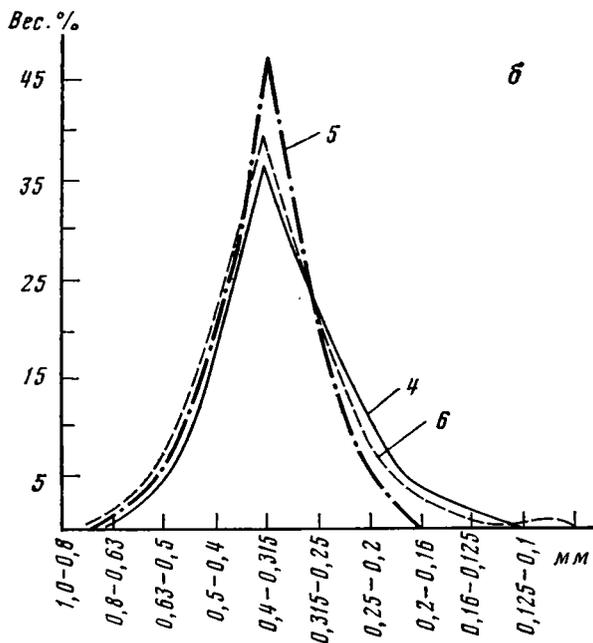
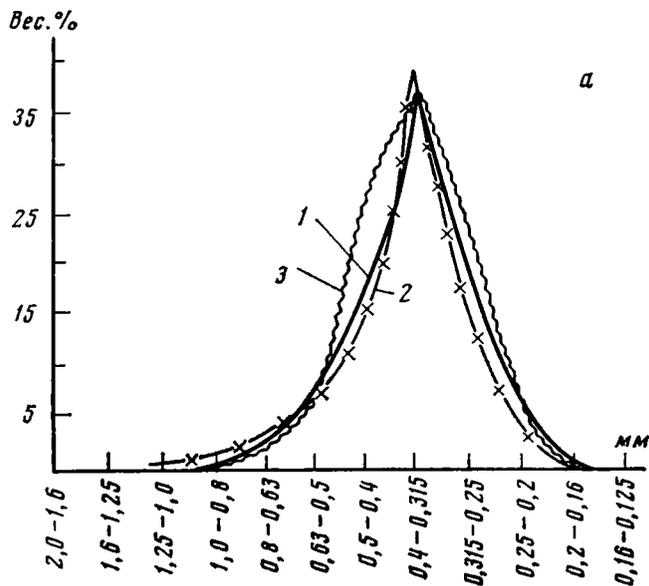
Гранулометрический анализ песчаных отложений перечисленных выше фациальных типов показал, что они сложены преимущественно хорошо сортированными среднелазернистыми песками (фиг. 2). По гранулометрическому составу отложения практически не различаются между собой.

Окатанность частиц, слагающих пески различных фациальных типов отложений косы Куршю-Нерия, различна. Поэтому для выявления характерных особенностей распределения частиц по окатанности в отложениях прибрежного мелководья, пляжа, берегового вала и дюн был проведен морфометрический анализ песков, слагающих эти отложения, методом разделения частиц по форме в зависимости от их коэффициента трения [6, 8]. Анализы были сделаны на вибросепараторе, где частицы одного размера под действием вибрации движутся по вогнутой наклонной шероховатой поверхности снизу вверх в сторону увеличения угла наклона. В момент, когда скатывающая сила, действующая на частицу, и сила трения ее о поверхность становятся равными, частица перестает двигаться вверх и благодаря поперечному наклону поверхности попадает в приемную ячейку. Более окатанные частицы, обладающие меньшим коэффициентом трения, попадают в первые, нижние ячейки, а менее окатанные, с большим коэффициентом трения, — в верхние. Всего ячеек 13. Коэффициенты трения частиц для каждой из ячеек и сравнение данных оценки формы частиц на вибросепараторе со шкалой окатанности Хабакова приведены в табл. 1. Следует отметить, что преимущество описанного метода (кроме объективности и экспрессности) состоит в том, что коэффициент трения частицы как функция ее формы имеет большое значение для оценки скорости осаждения частицы из потока и дальности ее переноса [7].

Таблица 1

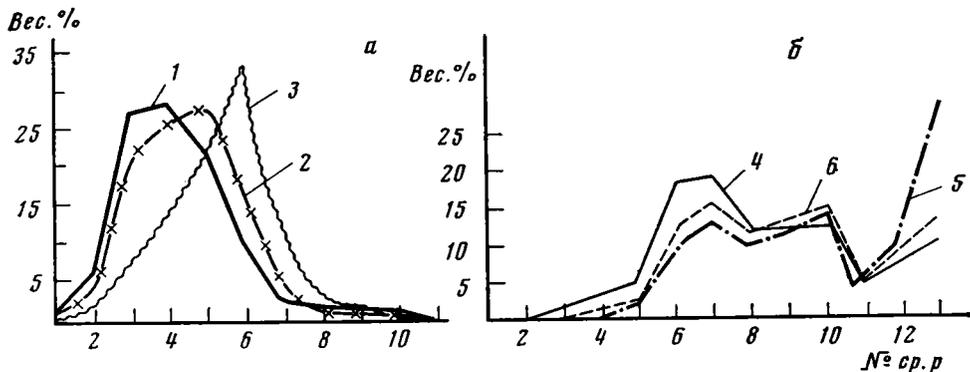
Окатанность частиц с различными коэффициентами трения

Номер класса окатанности на вибросепараторе	Коэффициент трения	Окатанность по шкале Хабакова
1	0,18	Окатанные
2	0,21	»
3	0,25	Полуокатанные
4	0,28	»
5	0,32	»
6	0,36	Угловато-окатанные
7	0,39	»
8	0,43	»
9	0,49	Сглаженные
10	0,54	»
11	0,60	»
12	0,63	Угловатые
13	0,65	»



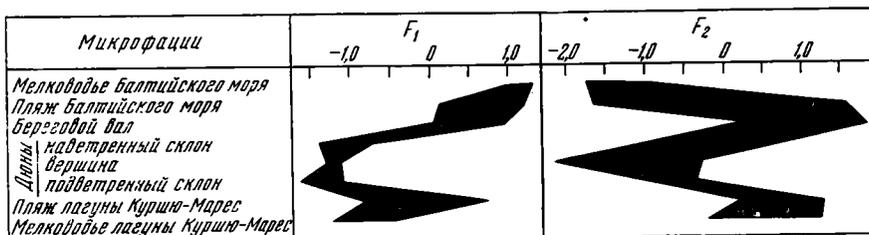
Фиг. 2. Кривые распределения гранулометрического состава песков прибрежно-морских микрофаций (а) и дон (б)  
 1 — пляж Балтийского моря; 2 — береговой вал; 3 — пляж лагуны Куршю-Марес; 4—6 — дна (4 — наветренный склон, 5 — вершина, 6 — подветренный склон)

Для исключения влияния размера частиц на их разделение по форме и лучшей сравнимости результатов морфометрического анализа должна быть выбрана узкая гранулометрическая фракция. Фракция 0,315—0,250 мм была признана оптимальной. Частицы меньше 0,2 мм, переносимые обычно во взвеси, практически не окатываются, крупные частицы трудно разделять на вибросепараторе из-за влияния веса на сепарацию по форме. При анализе формы частиц различной крупности на вибросепараторе было установлено, что форма зерен размером 0,315—0,250 мм изменяется в наиболее широких пределах и, следовательно, отражает как первоначальную форму частиц, так и степень окатывания их при транспортировке и отложении. Таким образом, в геологическом отношении фракция 0,315—0,250 мм может быть наиболее информативной. Кроме того, зерна этого размера в большинстве случаев присутствуют в пробах в до-



Фиг. 3. Кривые распределения морфометрического состава песков прибрежно-морских микрофаций (а) и дюн (б)

1 — мелководье Балтийского моря; 2 — пляж Балтийского моря; 3 — береговой вал; 4—6 дюна (4 — наветренный склон, 5 — вершина, 6 — подветренный склон)



Фиг. 4. Изменение главных факторов для различных микрофаций

статочном для анализа количестве (см. фиг. 2). Был сделан морфометрический анализ 130 образцов из всех перечисленных типов отложений.

Изложенный выше метод позволил получить большой массив хорошо воспроизводимых данных, отражающих детальные результаты изменения формы частиц в каждом из образцов. Выявить наличие структуры в таком числовом массиве можно с помощью аппарата факторного анализа, позволяющего получить минимальное число новых переменных, содержащих то же количество информации. Для решения этой задачи был выбран R-метод главных компонент [3].

В отложениях прибрежного мелководья косы Куршю-Нерия преобладают хорошо сортированные по форме пески, состоящие главным образом (до 80%) из полуокатанных частиц, угловатые отсутствуют, окатанных немного — до 9% (см. табл. 2).

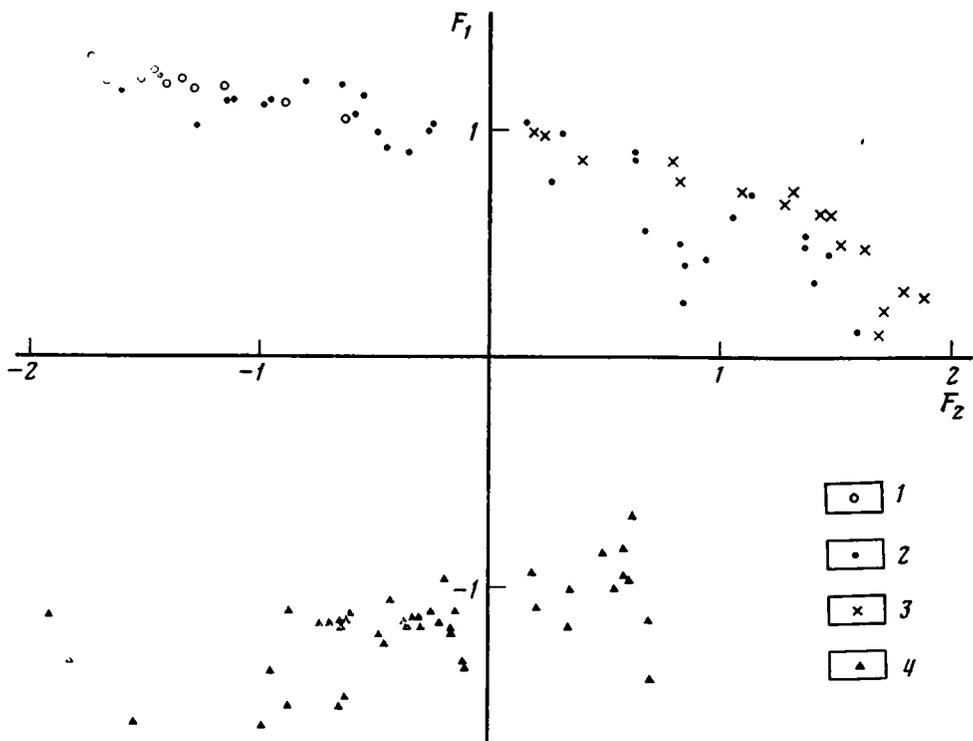
По морфометрическому составу пески пляжа очень похожи на пески прибрежного мелководья. Это также хорошо сортированные по форме пески с преобладанием полуокатанных частиц. Характерно, что соотношение полуокатанных и угловато-окатанных частиц (см. табл. 2) на разных участках пляжа изменяется в соответствии с изменением динамики берега.

Если на участках абразии содержание полуокатанных частиц составляет 70—77%, то на участках динамического равновесия всего 48—58%, а на участках аккумуляции

Таблица 2

Средний морфометрический состав песчаных отложений береговой зоны косы Куршю-Нерия

Микрофации	Морфометрический состав, %					
	окатанные	полуокатанные	угловато-окатанные	сглаженные	угловатые	
Мелководье Балтийского моря	7,8	78,6	12,0	1,0	0	
Участки пляжа Балтийского моря	абразии	8,3	80,2	7,2	2,3	1,1
	динамического равновесия	2	54,6	40,7	1,6	0,3
Береговой вал	аккумуляции	1,3	36,4	54,5	7,8	0,9
		1,4	44,8	51,3	0,5	0,4
Дюны	наветренный склон	0,2	6,8	45,8	28,4	19,1
	вершина	0	2,5	33,6	29,2	34,7
	подветренный склон	0	4,4	38,4	31,3	23,6
Пляж лагуны Куршю-Марес	2,6	39,4	47,0	8,4	2,8	



Фиг. 5. Диаграмма распределения данных по морфометрическому составу песчаных отложений косы Куршю-Нерия в плоскости двух главных факторов ( $F_1$ — $F_2$ ) 1 — мелководье Балтийского моря; 2 — пляж Балтийского моря; 3 — береговой вал; 4 — дюны

уменьшается до 31%. Количество же угловато-окатанных частиц, наоборот, возрастает от участков абразии к участкам транзита и аккумуляции.

Это явление связано с дифференциацией песчаного материала в процессе его поперечного перемещения под действием прибойного потока относительно береговой линии [9]. Частицы размером 0,315—0,250 мм переносятся при этом главным образом путем сальтации и во взвеси. Угловатые частицы, обладающие большим коэффициентом трения, переносятся волноприбойным потоком дальше, окатанные же, с меньшим коэффициентом трения, выпадают из потока раньше.

На участках абразии при преимущественном движении песчаных масс вниз от пляжа по подводному склону происходит вынос угловатых частиц с пляжа и накопление на нем более окатанных частиц. Участки динамического равновесия, где происходит попеременное движение песчаных масс, количество полуокатанных и угловато-окатанных частиц почти одинаково (угловато-окатанных несколько меньше). Это свидетельствует, видимо, о том, что на участках транзита движение песчаных масс вниз от пляжа преобладает, хотя вся система и стремится к равновесию.

Аккумулятивный берег характеризуется движением песчаных масс на пляж, что подтверждается преобладанием угловато-окатанных частиц и появлением (до 10%) сглаженных, выносимых на пляж волноприбойным потоком.

Тенденция изменения формы частиц позволяет в данном случае различать зоны, различающиеся характером дифференциации материала, и преимущественное его направление перемещения.

Генетически связанные с отложениями пляжа пески берегового вала мало чем отличаются от последних (см. табл. 2, фиг. 3, а).

Дюнные пески по морфометрическому составу резко отличаются от песков чисто морского происхождения, хотя, несомненно, тесно связаны с ними, так как образуются в результате перевевания и переноса песков пляжа. Это практически несортированные по форме пески с ярко выраженными тремя модами (см. фиг. 3, б). Ясно видна тенденция увеличения количества сглаженных и угловатых частиц. Четко различимы по окатанности зерен вершина, наветренный и подветренный склоны дюн. На вершинах дюн преобладают (до 37%) угловатые частицы, практически отсутствующие на пляже. Окатанные частицы практически отсутствуют, полуокатанные же, составляющие большую часть песков пляжа, присутствуют в очень малых (до 8%) количествах, что связано с выдуванием угловатых частиц из песков пляжа на дюны.

В. А. Минкявичусом [5] обнаружено, что на дюнах косы Куршю-Нерия при скоростях ветра 4—9 м/с в приземном слое (0—10 см) ветропесчаного потока в среднезер-

нистых фракциях преобладают (до 60%) плохо окатанные зерна. В верхних же частях потока окатанность частиц еще более ухудшается. Это объясняется тем, что в воздушном потоке, как и в водном, при перемещении песчаных частиц происходит их дифференциация по форме. Если золотая обработка обломочного материала здесь и имеет место, то лишь в очень малой степени. Определяющим фактором, связанным с изменением окатанности частиц в процессе формирования дюн, является селективная сортировка материала в ветропесчаном потоке. Угловатые частицы легче переносятся воздушным потоком, окатанные же из него выпадают. Так как ветер дует не с постоянной силой, то материал плохо сортируется.

Отложения пляжа лагуны Куршю-Марес сходны с отложениями пляжа Балтийского моря. Небольшое увеличение количества сглаженных и угловатых частиц по сравнению с пляжевыми песками морской акватории объясняется тем, что пески лагунного пляжа образуются за счет донных песков. Дюны косы непрерывно налегают на акваторию лагуны, где и перемываются в зоне пляжа. Следует также учитывать выдувание на пляжах лагуны неокатанных частиц из песков дюн.

Для выявления естественных групп песчаных отложений, отличающихся морфометрическим составом, и выяснения взаимосвязи между ними возможности графических способов анализа ограничены. С целью оценки особенностей вариаций морфометрического состава в перечисленных типах песчаных отложений был проведен факторный анализ.

Анализ матрицы факторных нагрузок показал, что два главных фактора, имеющих общий вклад в суммарную дисперсию 89%, могут быть оценены как значимые. Первый фактор, связанный высокими положительными нагрузками с классами окатанности от 1 до 7 и высокими же отрицательными нагрузками с классами окатанности от 8 до 13, характеризует сортировку материала. Второй фактор обладает наибольшей нагрузкой на 6-й и 7-й классы окатанности и характеризует присутствие угловато-окатанных частиц в породе. На фиг. 4 видно изменение главных факторов для различных условий отложения песков на косе Куршю-Нерия.

Диаграмма распределения данных по морфометрическому составу в плоскости двух главных факторов (фиг. 5) позволяет четко разграничить отложения прибрежно-морского генезиса и сформировавшиеся за их счет пески дюн.

Изложенные результаты изучения морфометрического состава осадочных отложений района косы Куршю-Нерия дают возможность сделать следующие выводы.

1. При рассмотрении морфометрического состава песчаных отложений следует учитывать главным образом процесс дифференциации частиц по форме. Этот процесс наряду с процессом дифференциации частиц по размеру является доминирующим. Окапывание материала во время одного седиментационного цикла, видимо, очень невелико.

2. Дифференциация частиц по форме зависит от динамики среды переноса и отложения песчаных масс, что позволяет по изменению окатанности частиц в породе проследить изменение динамики среды, выявить направление и особенности перемещения песчаного материала, условий его накопления.

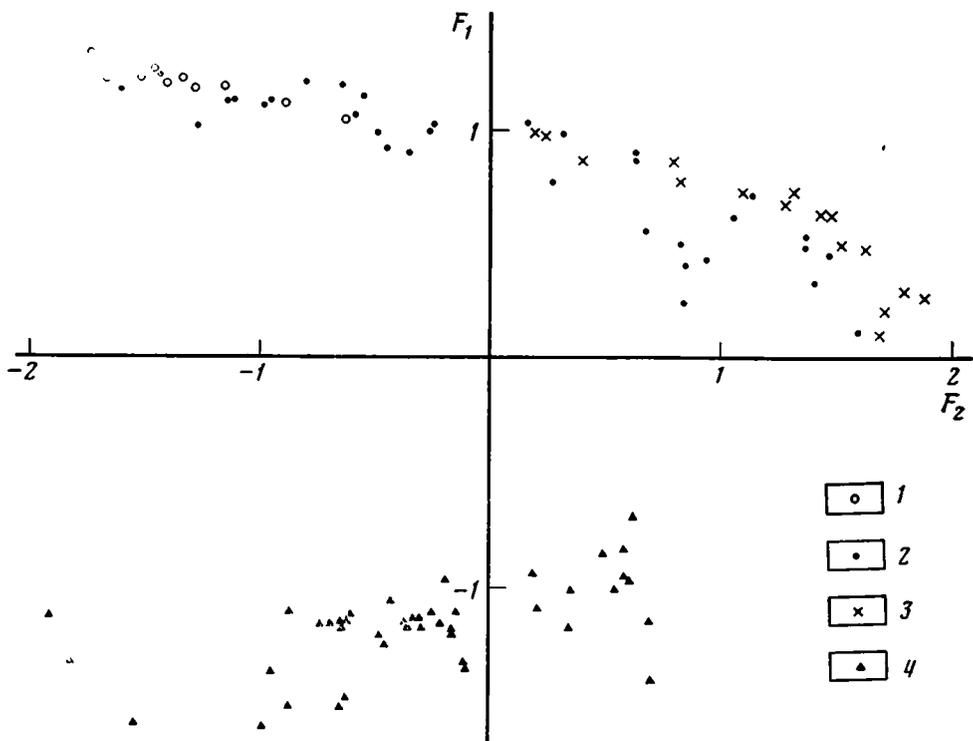
3. Различия в морфометрическом составе прибрежно-морских песков и сформировавшихся в результате их перевевания песков дюн позволяют четко разграничивать две эти группы отложений.

4. Метод оценки формы частиц по их коэффициенту трения дает возможность получить легко сравнимые между собой результаты и позволяет рассматривать форму частиц с точки зрения ее поведения в потоке жидкости или воздуха.

5. При литолого-фациальных исследованиях и картировании современных и, возможно, древних песчаных толщ использование морфометрического анализа позволяет уточнить характеристику микрофаций береговой зоны, направление береговой линии, проследить условия трансформации обломочного материала.

## Литература

1. *Болдырев В. А., Гуделис В. К., Кнапс Р. Я.* Потоки песчаных наносов юго-восточной Балтики.— В кн.: Исследования динамики рельефа морских побережий. М.: Наука, 1979, с. 14—17.
2. *Гуделис В. К.* Геология и история развития приморских дюн на косе Куршю-Нерия.— Тр. Ин-та геологии АН ЭССР. Таллин, 1960, № V, с. 305—316.
3. *Игреског К. Г., Клован Д. И., Феймент Р. А.* Геологический факторный анализ. Л.: Недра, 1980. 223 с.
4. *Кабайлене М. В.* Развитие косы Куршю-Нерия и залива Куршю-Марес.— В кн.: Вопросы геологии и палеогеографии четвертичного периода Литвы.— Тр. Ин-та геологии АН ЛитССР. Вильнюс: Минтис, 1967, вып. 5, с. 181—208.
5. *Минклявичус В. А.* Изменение гранулометрического состава и степени окатанности песка в ветропесчаном потоке в зависимости от скорости ветра на подвижных дюнных косы Куршю-Нерия.— Тр. АН ЛитССР. Сер. Б, 1968, т. 1 (52), с. 109—118.
6. *Плисс А. Д.* Сепарация сыпучих материалов на вибрирующих поверхностях: Автореф. канд. дис. Рига: Рижский политехн. ин-т, 1968, 29 с.
7. *Петтиджон Ф., Поттер П., Сивер Р.* Пески и песчаники. М.: Мир, 1976. 535 с.
8. *Рухин Л. Б.* Основы литологии. Л.: Недра, 1969, 703 с.
9. *Ульст В. Г.* Дифференциация песчаного материала по форме зерен в прибрежно-морских условиях. Вильнюс: Baltica, 1965, v. 2, p. 167—180.



Фиг. 5. Диаграмма распределения данных по морфометрическому составу песчаных отложений косы Куршю-Нерия в плоскости двух главных факторов ( $F_1 - F_2$ ) 1 — мелководье Балтийского моря; 2 — пляж Балтийского моря; 3 — береговой вал; 4 — дюны

уменьшается до 31%. Количество же угловато-окатанных частиц, наоборот, возрастает от участков абразии к участкам транзита и аккумуляции.

Это явление связано с дифференциацией песчаного материала в процессе его поперечного перемещения под действием прибойного потока относительно береговой линии [9]. Частицы размером 0,315—0,250 мм переносятся при этом главным образом путем сальтации и во взвеси. Угловатые частицы, обладающие большим коэффициентом трения, переносятся волноприбойным потоком дальше, окатанные же, с меньшим коэффициентом трения, выпадают из потока раньше.

На участках абразии при преимущественном движении песчаных масс вниз от пляжа по подводному склону происходит вынос угловатых частиц с пляжа и накопление на нем более окатанных частиц. Участки динамического равновесия, где происходит попеременное движение песчаных масс, количество полуокатанных и угловато-окатанных частиц почти одинаково (угловато-окатанных несколько меньше). Это свидетельствует, видимо, о том, что на участках транзита движение песчаных масс вниз от пляжа преобладает, хотя вся система и стремится к равновесию.

Аккумулятивный берег характеризуется движением песчаных масс на пляж, что подтверждается преобладанием угловато-окатанных частиц и появлением (до 10%) сглаженных, выносимых на пляж волноприбойным потоком.

Тенденция изменения формы частиц позволяет в данном случае различать зоны, различающиеся характером дифференциации материала, и преимущественное его направление перемещения.

Генетически связанные с отложениями пляжа пески берегового вала мало чем отличаются от последних (см. табл. 2, фиг. 3, а).

Дюнные пески по морфометрическому составу резко отличаются от песков чисто морского происхождения, хотя, несомненно, тесно связаны с ними, так как образуются в результате перевевания и переноса песков пляжа. Это практически несортированные по форме пески с ярко выраженными тремя модами (см. фиг. 3, б). Ясно видна тенденция увеличения количества сглаженных и угловатых частиц. Четко различимы по окатанности зерен вершина, наветренный и подветренный склоны дюн. На вершинах дюн преобладают (до 37%) угловатые частицы, практически отсутствующие на пляже. Окатанные частицы практически отсутствуют, полуокатанные же, составляющие большую часть песков пляжа, присутствуют в очень малых (до 8%) количествах, что связано с выдуванием угловатых частиц из песков пляжа на дюны.

В. А. Минкявичусом [5] обнаружено, что на дюнах косы Куршю-Нерия при скоростях ветра 4—9 м/с в приземном слое (0—10 см) ветропесчаного потока в среднезер-

нистых фракциях преобладают (до 60%) плохо окатанные зерна. В верхних же частях потока окатанность частиц еще более ухудшается. Это объясняется тем, что в воздушном потоке, как и в водном, при перемещении песчаных частиц происходит их дифференциация по форме. Если эоловая обработка обломочного материала здесь и имеет место, то лишь в очень малой степени. Определяющим фактором, связанным с изменением окатанности частиц в процессе формирования дюн, является селективная сортировка материала в ветропесчаном потоке. Угловатые частицы легче переносятся воздушным потоком, окатанные же из него выпадают. Так как ветер дует не с постоянной силой, то материал плохо сортируется.

Отложения пляжа лагуны Куршю-Марес сходны с отложениями пляжа Балтийского моря. Небольшое увеличение количества сглаженных и угловатых частиц по сравнению с пляжевыми песками морской акватории объясняется тем, что пески лагунного пляжа образуются за счет дюнных песков. Дюны косы непрерывно наступают на акваторию лагуны, где и перемываются в зоне пляжа. Следует также учитывать выдувание на пляжах лагуны неокатанных частиц из песков дюн.

Для выявления естественных групп песчаных отложений, отличающихся морфометрическим составом, и выяснения взаимосвязи между ними возможности графических способов анализа ограничены. С целью оценки особенностей вариаций морфометрического состава в перечисленных типах песчаных отложений был проведен факторный анализ.

Анализ матрицы факторных нагрузок показал, что два главных фактора, имеющих общий вклад в суммарную дисперсию 89%, могут быть оценены как значимые. Первый фактор, связанный высокими положительными нагрузками с классами окатанности от 1 до 7 и высокими же отрицательными нагрузками с классами окатанности от 8 до 13, характеризует сортировку материала. Второй фактор обладает наибольшей нагрузкой на 6-й и 7-й классы окатанности и характеризует присутствие угловато-окатанных частиц в породе. На фиг. 4 видно изменение главных факторов для различных условий отложения песков на косе Куршю-Нерия.

Диаграмма распределения данных по морфометрическому составу в плоскости двух главных факторов (фиг. 5) позволяет четко разграничить отложения прибрежно-морского генезиса и сформировавшиеся за их счет пески дюн.

Изложенные результаты изучения морфометрического состава осадочных отложений района косы Куршю-Нерия дают возможность сделать следующие выводы.

1. При рассмотрении морфометрического состава песчаных отложений следует учитывать главным образом процесс дифференциации частиц по форме. Этот процесс наряду с процессом дифференциации частиц по размеру является доминирующим. Окатывание материала во время одного седиментационного цикла, видимо, очень невелико.

2. Дифференциация частиц по форме зависит от динамики среды переноса и отложения песчаных масс, что позволяет по изменению окатанности частиц в породе проследить изменение динамики среды, выявить направление и особенности перемещения песчаного материала, условий его накопления.

3. Различия в морфометрическом составе прибрежно-морских песков и сформировавшихся в результате их перевевания песков дюн позволяют четко разграничивать две эти группы отложений.

4. Метод оценки формы частиц по их коэффициенту трения дает возможность получить легко сравнимые между собой результаты и позволяет рассматривать форму частиц с точки зрения ее поведения в потоке жидкости или воздуха.

5. При литолого-фацальных исследованиях и картировании современных и, возможно, древних песчаных толщ использование морфометрического анализа позволяет уточнить характеристику микрофаций береговой зоны, направление береговой линии, проследить условия трансформации обломочного материала.

## Литература

1. *Болдырев В. А., Гуделис В. К., Кнапс Р. Я.* Потоки песчаных наносов юго-восточной Балтики.— В кн.: Исследования динамики рельефа морских побережий. М.: Наука, 1979, с. 14—17.
2. *Гуделис В. К.* Геология и история развития приморских дюн на косе Куршю-Нерия.— Тр. Ин-та геологии АН ЭССР. Таллин, 1960, № V, с. 305—316.
3. *Иёреског К. Г., Клован Д. И., Феймент Р. А.* Геологический факторный анализ. Л.: Недра, 1980, 223 с.
4. *Кабайлене М. В.* Развитие косы Куршю-Нерия и залива Куршю-Марес— В кн.: Вопросы геологии и палеогеографии четвертичного периода Литвы.— Тр. Ин-та геологии АН ЛитССР. Вильнюс: Минтис, 1967, вып. 5, с. 181—208.
5. *Минкявичус В. А.* Изменение гранулометрического состава и степени окатанности песка в ветропесчаном потоке в зависимости от скорости ветра на подвижных дюнах косы Куршю-Нерия.— Тр. АН ЛитССР. Сер. Б, 1968, т. 1 (52), с. 109—118.
6. *Плисс А. Д.* Сепарация сыпучих материалов на вибрирующих поверхностях: Автореф. канд. дис. Рига: Рижский политехн. ин-т, 1968, 29 с.
7. *Петтиджон Ф., Поттер П., Сивер Р.* Пески и песчаники. М.: Мир, 1976. 535 с.
8. *Рухин Л. Б.* Основы литологии. Л.: Недра, 1969, 703 с.
9. *Ульст В. Г.* Дифференциация песчаного материала по форме зерен в прибрежно-морских условиях. Вильнюс: Baltica, 1965, v. 2, p. 167—180.

10. Cayeux L. Les roches sedimentaires de France. Roches siliceuses. P.: Imprimerie Nationale, 1929. 774 p.  
11. Kuenen Ph. H. Sand-its origin, transportation and accumulation.— Geol. Soc. S. Africa, 1959, v. 62. 33 p.

ВСЕГЕИ,  
Ленинград

Поступила в редакцию  
7.II.1983

УДК 551.734 : 553.632 (477.4)

## ЛИТОКОМПЛЕКСЫ ВЕРХНЕФАМЕНСКОЙ КАЛИЕНОСНОЙ СУБФОРМАЦИИ ПРИПЯТСКОЙ ВПАДИНЫ

КОРЕНЕВСКИЙ С. М., КИСЛИК В. З.

В девонском разрезе Припятской впадины представлены три галогенных формации — соленосная среднедевонская (наровская) и две калиеносных верхнедевонских (верхнефранская и верхнефаменская). Верхнефранская галогенная формация залегает на глубинах более 2 км и ее калийные соли пока не имеют практического значения. Верхнефаменская калиеносная формация на северо-западе и западе залегает на глубинах, доступных для эксплуатации, и является сырьевой базой созданного в послевоенный период белорусского центра калийной промышленности.

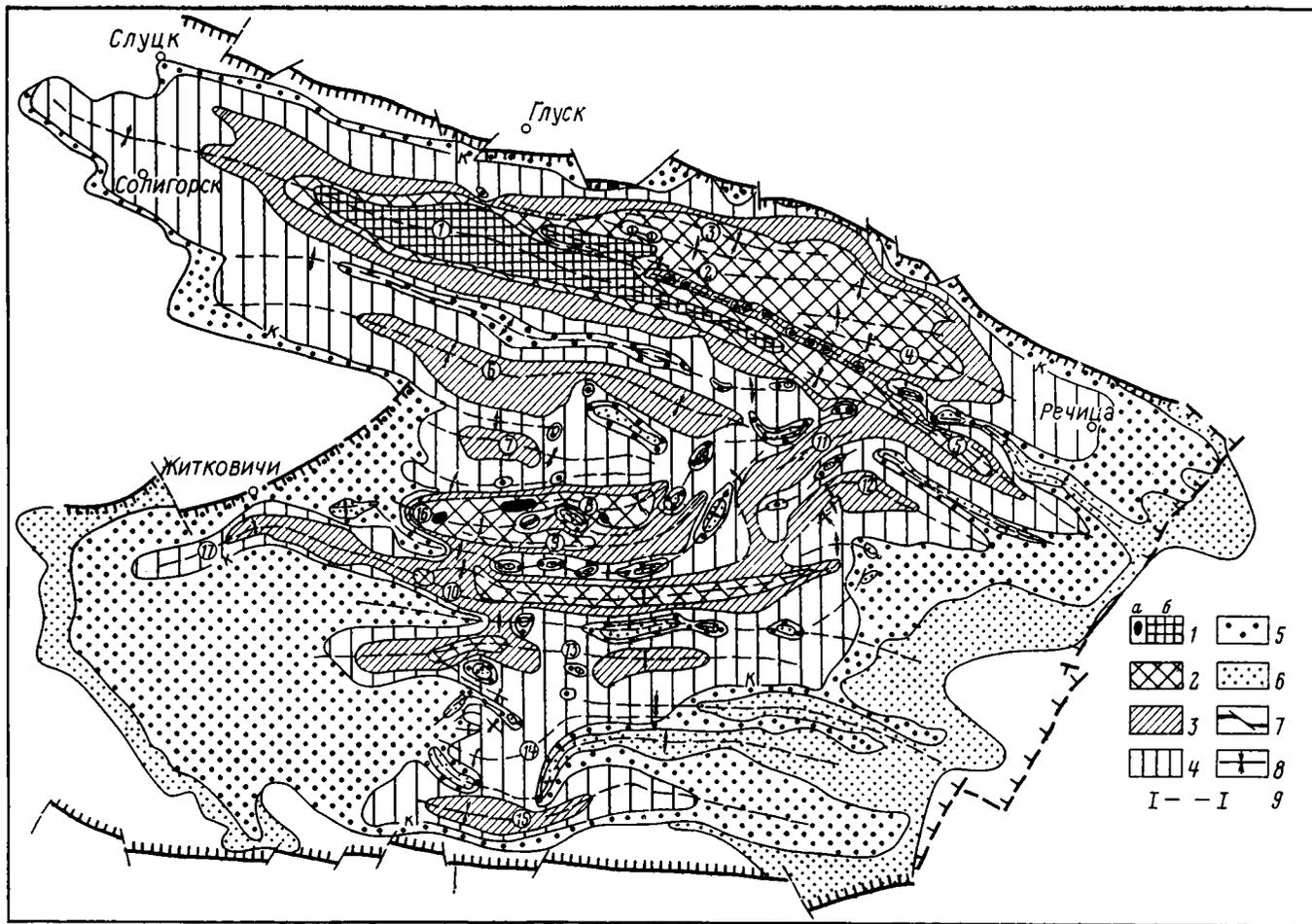
Объемы и характер литологии калиеносных формаций обычно четко определяются тектоникой регионов, особенно структурой поверхности подсолевого ложа и фундамента. Именно они, как правило, определяют распределение мощностей калиеносных формаций, различных разновидностей соляных пород и в конечном итоге — размещение их литокомплексов. Сложность тектонического строения Припятской впадины, ее блоковая мозаика, равно как и наличие трех галогенных этажей, несколько осложняли выявление зависимости особенностей позднефаменского галогенеза в этом регионе от его тектоники. Известные трудности для прогнозирования возникали из-за несоответствия структурных планов как на различных этапах подсолевого и межсолевого комплексов, так и у разновозрастных галогенных формаций.

Детальное изучение структуры подсолевого комплекса впадины, выполненное за последние пять лет преимущественно белорусскими геологами, закончилось публикацией достаточно подробных структурных карт поверхностей фундамента подсолевых и межсолевых отложений [1]. Сопоставление карт поверхностей фундамента и кровли евлановских подсолевых отложений показывает, что характер их морфологии в главных чертах сходен, хотя в деталях имеются различия и особенности. Сходство прежде всего подчеркнуто выдержанностью региональных дизъюнктивных нарушений и тектонических блоков, в особенности для ступеней структуры осадочного чехла впадины.

Основные разломы, типичные для грабенообразных структур, имеют продольное запад-северо-западное простирание. Между ними поверхности блоков как фундамента, так и подсолевых отложений несколько наклонены — в северной части впадины к север-северо-востоку, а в южной — к юг-юго-западу. В центральной части (ступени) впадины характер структуры этих поверхностей более сложный, но на северо-западе и юго-востоке они залегают менее глубоко, чем на промежуточной площади. Создается впечатление, что на этой промежуточной площади центральной ступени наряду с продольными дизъюнктивными нарушениями существенно проявились также и поперечные, или кососекущие. Сочетанием различно ориентированных разломов здесь создана особенно сложная структурная мозаика указанных выше поверхностей. В синклиналичных структурах этой наиболее погруженной площади центральной ступени впадины, а также на северной ступени калиеносная субформация верхнефаменской галогенной формации имеет самые полные разрезы и является наиболее калиенасыщенной.

Распределение изомощностей галитовой субформации верхнефаменской формации в целом также определялось структурой подсолевой поверхности и фундамента. На западе Припятской впадины, где эти поверхности залегают менее глубоко, мощности галитовой субформации минимальные. Западнее, примерно до линии Глуск — Петриков — Лельчицы, мощность ее обычно менее 400 м. Лишь на западе Предчрвонослободской, Капаткевичской и Северо-Конковичской синклиналичных зон она иногда достигает 600 м. На остальной территории впадины резкая дифференциация мощностей галитовой субформации хотя в принципе и соответствует характеру структуры подсолевого ложа, но уже частично создавалась и при участии соляной структуры, более интенсивно проявившейся в этой субформации. Максимальную мощность (до 2,5 км) субформация имеет на востоке северной части впадины (Первомайская, Тишковская, Малодушинская площади). В центральной и южной ступенях впадины ее мощность достигает 2 км лишь в Северо-Шестовичской и Предсколодинской синклиналичных зонах, на Хобнинской и Южно-Валовской площадях.

Сложность тектонического строения осадочного чехла Припятской впадины долгое время затрудняла детальную корреляцию разрезов верхнефаменской галогенной формации, особенно ее калиеносной субформации. В последнее время такая корреляция (в основном усилиями геологов БелНИГРИ — Э. А. Высоцкого, В. З. Кислика, Б. А. Протасевича и др.) стала возможной в том числе и для калиеносных горизонтов, разобнесенных в различных синклиналичных структурах [2]. Этим были созданы условия и для составления карт литокомплексов как галогенной формации, так и двух ее суб-



Фиг. 1. Карта литокомплексов калиеносной субформации верхнедевонской галогенной формации Припятской впадины и неперекрываемых ею пород галитовой субформации со структурными элементами их залегания. Составил С. М. Корневский по материалам геологов БелНИГРИ (Э. А. Высокотого, В. З. Кислика, Б. А. Протасевича и др.).

1—5 — литокомплексы калиеносной субформации (1 — карналито-сильвино-мергельно-галитовый, 2 — сильвино-мергельно-галитовый, более 10 калийных горизонтов, 3 — то же, от 5 до 9 калийных горизонтов, 4 — то же, менее 5 калийных горизонтов, 5 — мергельно-галитовый); 6 — галитовая субформация (калиеносная отсутствует); 7 — разломы; 8 — оси синклинальных (а) и антиклинальных (б) структур

Номера в кружках: I — синклинальные зоны: 1 — Старобинская, 2 — Октябрьская, 3 — Предберезинская, 4 — Предпервомайская, 5 — Предречицкая, 6 — Предчервонослободская, 7 — Копаткевичская, 8 — Северо-Конковичская, 9 — Северо-Шестовичская, 10 — Предсколодинская, 11 — Южно-Приречская, 12 — Предмалодушинская, 13 — Преднаровлянская, 14 — Северо-Ельская, 15 — Южно-Ельская; II — синклинали: 16 — Петриковская, 17 — Житковичская

формаций — галитовой и калиеносной. Составление такой карты для калиеносной субформации представлялось, естественно, практически более важным.

Границы распространения галитовой и калиеносной субформаций поисково-разведочными работами в настоящее время определены более или менее четко. Это позволило показать (Б. А. Протасевичу и др.) степень перекрытия отложениями калиеносной субформации площади распространения пород галитовой субформации [2]. Отложения последней по сравнению с отложениями калиеносной субформации на востоке, юго-востоке и юго-западе впадины развиты на более значительной площади. На севере и северо-западе впадины они полностью перекрываются отложениями калиеносной субформации. Вероятно, это обусловлено поднятиями в области Брагинско-Лоевской седловины в период позднефаменского соленакопления вплоть до перекрытия этих галогенных отложений экраном водонепроницаемых пород. Судя по распределению мощностей, бассейнов, в котором накапливалась галитовая субформация, ингрессировал к западу, а калиеносный бассейн несколько отступал на востоке и юге.

Выявление локальных площадей отсутствия отложений калиеносной субформации внутри контура ее распространения значительно детализировало структурную обстановку формации в целом. Цепочки таких локальных поднятий определяют положение валов, создававшихся преимущественно галитовой субформацией. Трассировкой валов были охотурены синклиналильные структуры, в пределах которых калиеносная субформация имеет наиболее полные разрезы.

Более детальное сопоставление разрезов калиеносной субформации, выполненное Э. А. Высоцким, корреляция и индексировка залежей калийных солей, сделанные Б. А. Протасевичем, помогли дифференцировать ее на литокомплексы [2]. Различия в соотношении литонаборов пород, характеризующих тот или иной разрез данной субформации, часто обусловлены различной полнотой ее разрезов, структурным их местоположением. Это усложняет характер размещения литокомплексов, затрудняет расщифровку первоначальной литофациальной обстановки соленакопления.

Существенную роль в разрезах калиеносной субформации играют: каменная соль, мергельные породы (глины, карбонатно-глинистые и реже карбонатные породы), а также калийные и в меньшей мере калийно-магневые соли. Их соотношение и определяет выделяемые нами литокомплексы калиеносной субформации (фиг. 1).

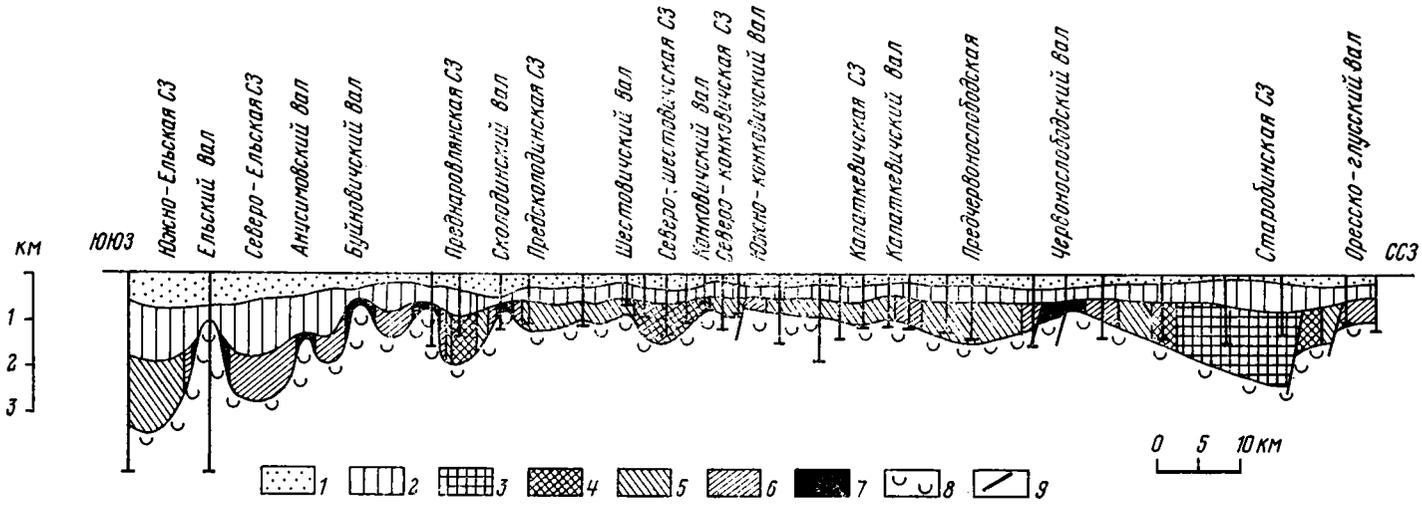
Разрезы субформации, в которых залежи калийных солей отсутствуют, отнесены к мергельно-галитовому литокомплексу. Этим литокомплексом калиеносная субформация представлена в периферийных частях площади своего распространения и локально в осевых частях валов (антиклиналей). Здесь сохранились лишь самые нижние горизонты калиеносной субформации. В связи с этим мергельно-галитовый литокомплекс данной субформации имеет самую минимальную мощность и не только в периферийной части площади ее распространения, но и на локальных поднятиях. Обычно она редко превышает первые сотни метров.

Площади распространения мергельно-галитового литокомплекса, естественно, рассматриваются как бесперспективные для поисков промышленных залежей калийных солей. Лишь на юго-западе Припятской впадины (между Житковичами и Лельчицами), в прошлом не исключалась возможность наличия локальных калиеносных площадей. Однако, по данным геологов БелНИГРИ, эти надежды не оправдались.

Для калиесодержащих разрезов субформации выделено четыре литокомплекса. Каждый из них, наряду с каменной солью и мергельными породами, представлен также залежами сильвинитов. Для одного из этих литокомплексов, кроме того, характерно наличие залежей карналлитовой породы, поэтому он назван карналлит-сильвино-мергельно-галитовым. В настоящее время он установлен лишь в осевых частях Старобинской и соседней Октябрьской синклиналильных зон на севере впадины, локально — в Петриковской синклинали и Северо-Конковичской синклиналильной зоне центральной части впадины. Здесь калиеносная субформация имеет наиболее полные разрезы мощностью 1400—1900 м на севере впадины, до 1200 в Северо-Конковичской синклиналильной зоне и 400—700 м на Петриковском месторождении. Этот литокомплекс залегает преимущественно на глубинах от 500 до 1000 м (фиг. 2), а в Предричницкой синклиналильной зоне — от 1000 до 1800 м. Мощность залежей калийных и калийно-магневых солей составляет от 2 до 16 м, чаще 2,5—5,0 м. В разрезах трех остальных калиесодержащих литокомплексов карналлит обычно имеет лишь минералогическое значение.

Сильвинитсодержащие литокомплексы калиеносной субформации разделены нами по полноте их разреза (числу калийных горизонтов, калиенасыщенности). Наиболее калиенасыщенными (более 10 калийных горизонтов) являются разрезы субформации в синклиналильных структурах северной части впадины между Любяно и Речицей, а также в Петриковской синклинали, Северо-Конковичской, Северо-Штебовичской и Предсколодинской синклиналильных зонах в центральной части впадины, а также локально в Преднаровлянской синклиналильной зоне на юге впадины. Этот наиболее сильвинитосодержащий мергельно-галитовый литокомплекс субформации вместе с предыдущим карналлит-сильвино-мергельно-галитовым включает максимальное число сильвинитовых залежей, имеющих значительную мощность и высокое качество. Правда, сильвиниты некоторых горизонтов порой представлены и смешанной карналлит-сильвиновой породой. Мощность литокомплекса на севере впадины составляет 1400—1600 м, а в синклиналильных зонах ее центральной части — от 400 до 1000 м.

Сильвиниты этого литокомплекса в северной части впадины обычно красные полосчатые, тогда как на Петриковском месторождении они неяснослитые, более светлые — желтые, розовые и оранжевые. В полных разрезах двух упомянутых выше калиеносных литокомплексов нередко обнаруживается до 20—30 калийных горизонтов, из которых не менее десяти могут иметь промышленное значение. Эти литокомплексы



Фиг. 2. Поперечный геологический разрез через Припятскую впадину (Лельчицы — Петриков — Глуск). Составил С. М. Кореневский по материалам Э. А. Высоцкого и В. З. Кислика  
 1 — отложения перми, мезозоя и кайнозоя; 2 — надслоевые отложения верхнего девона и карбона; 3—7 — литокomплексы калиеносной субформации (D<sub>3</sub>fm) (3 — карналито-сильвино-

мергельно-галитовый, 4 — сильвино-мергельно-галитовый, более 10 калиеносных горизонтов, 5 — то же, от 5 до 9 калийных горизонтов, 6 — то же, менее 5 калийных горизонтов, 7 — мергельно-галитовый, 8 — галитовая субформация; 9 — разломы; СЗ — синклиналильные зоны

по литологическому критерию наиболее перспективны на наличие мощных и качественных залежей калийных солей. Степень их промышленной перспективности, однако, дифференцируется с учетом глубины их залегания.

Второй сильвинитсодержащий литокомплекс включает от 5 до 9 калийных горизонтов. Площади его развития оконтуривают поля распространения двух указанных выше калиеносных литокомплексов в северной и центральной частях Припятской впадины. Данный литокомплекс развит также в Предчервонослободской, Копаткевичской, Северо-Шестовичской, Южно-Притокской, Предмалодушинской, Преднаровлянской, Северо- и Южно-Ельской синклинальных зонах и в Житковичской синклинали. Мощность отложенный литокомплекса преимущественно от 300 до 1000 м. Данный литокомплекс является также перспективным для поисков калийных солей с учетом глубины их залегания на различных площадях, например в западных частях Старобинской, Предчервонослободской, Копаткевичской, Северо-Шестовичской, Предслолодинской и Преднаровлянской синклинальных зонах и в Житковичской синклинали.

Наконец, третий сильвинитсодержащий литокомплекс, включающий менее пяти калийных горизонтов, на значительной территории его распространения наименее насыщен калием. Для него характерно не только уменьшение числа калийных горизонтов, но и их мощности, а также общей мощности калиеносной субформации (до 300—600 м). Лишь на северо-западе впадины на площадях Старобинского месторождения, на западе Предчервонослободской синклинальной зоны, на юго-западе Житковичской синклинали он хотя и включает небольшое число калийных горизонтов, но они здесь достаточно мощные, сложены высококачественными сильвинитами и залегают относительно неглубоко. На такого рода площадях калийные соли этого литокомплекса имеют иногда большое промышленное значение. Напомним, что именно на территории нынешнего Старобинского месторождения калийные соли этого литокомплекса впервые привлекли внимание геологов-разведчиков, став сырьевой базой калийных комбинатов — первенцев калийной промышленности Белоруссии, несмотря на то, что здесь эксплуатируются сильвиниты всего двух (II и III) калийных горизонтов.

Таким образом, по распределению и калиенасыщенности литокомплексов калиеносной субформации верхнефаменской галогенной формации Припятской впадины наиболее значительные объемы калийных солей заключены в карналито-сильвино-мергельно-галитовом и наиболее калиенасыщенном сильвинитсодержащем (сильвино-мергельно-галитовом) литокомплексах. Не только наиболее значительные объемы калийных солей, но и самые интересные прогнозные площади в связи с этим находятся в северной части впадины, и лишь единичные такие площади имеются в центральной ее части (Петриковская синклираль и Северо-Конковичская синклинальная зона) и южнее (Преднаровлянская синклинальная зона).

Определенный интерес представляют и ресурсы второго сильвинитсодержащего литокомплекса. Кроме указанных выше частей и структур Припятской впадины он развит также в Предчервонослободской, Копаткевичской, Северо-Шестовичской, Предслолодинской, Южно-Притокской, Предмалодушинской и Южно-Ельской синклинальных зонах и в Житковичской синклинали.

Наконец, третий сильвинитсодержащий литокомплекс, хотя и включает единичные пласты сильвинитов, но на северо-западе и западе впадины они нередко достаточно мощны и высококачественны, залегают неглубоко и имеют большое промышленное значение. Таковы северо-западные площади Старобинской, Предчервонослободской и Копаткевичской синклинальных зон, а также Житковичская синклираль.

Перспективы использования сильвинитов и карналитовой породы из различных калиеносных литокомплексов верхнефаменской галогенной формации Припятской впадины наряду с проблемами кондиционности в значительной мере лимитируются глубиной залегания калийных горизонтов. В этом отношении наиболее благоприятны северо-западная и западная части впадины, а на остальной ее территории — присводные части валов и примыкающих к ним синклиналей. Здесь промышленные калийные горизонты нередко залегают на глубинах (до 1,2 км), доступных для эксплуатации. В связи с этим при геолого-экономической оценке перспектив калиеносности впадины наряду с геотектоническим и литофациальным критериями важны данные структурного контроля, определяющего глубину залегания калийных горизонтов. Таким образом, в настоящее время промышленное значение имеют не все площади распространения калиеносных литокомплексов, высоко оцениваемых по заключенным в них объемам калийных солей.

Потенциальная калиеносность (перспективы) верхнефаменской галогенной формации все же наиболее полно определяется оценкой объемов, заключенных в калиеносных литокомплексах калийных солей, т. е. литофациальным критерием. Методы добычи калийных солей постоянно совершенствуются и глубокозалегающие калийные соли, сегодня еще недоступные для эксплуатации, в перспективе смогут стать ее объектами. Об этом, в частности, свидетельствует опыт добычи глубокозалегающих калийных солей методом подземного выщелачивания, осуществленный в Канаде.

#### Литература

1. Айзберг Р. Е., Гарецкий Р. Г., Кудрявец И. Д. и др. Тектоника Припятского прогиба. Минск: Наука и техника, 1979. 175 с.
2. Гарецкий Р. Г., Кислик В. З., Высоцкий Э. А. и др. Девонские соленосные формации Припятского прогиба. Минск: Наука и техника, 1982. 208 с.

## РОЛЬ ДЕЛЬТЫ МЕКОНГА В ФОРМИРОВАНИИ ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА ШЕЛЬФА ЮГО-ВОСТОЧНОГО ВЬЕТНАМА

ЛЕ ВАН КЫ

Меконг — самая крупная река в Юго-Восточной Азии. Ее длина достигает 4500 км, а площадь водосбора 810 тыс. км<sup>2</sup>. Объем воды, проходящей через устье реки, составляет 350—400 млрд. м<sup>3</sup>/год. Меконг выносит в Южно-Китайское море около 170 млн. т/год твердого стока (50—100 г/м<sup>3</sup> для сухого сезона и 250—300 г/м<sup>3</sup> в сезон дождей) [4, 7]. Он образует широкую дельту площадью до 35 тыс. км<sup>2</sup>. Сейсморазведочные материалы показывают, что р. Меконг существовала с раннего олигоцена.

На шельфе Юго-Восточного Вьетнама располагаются Меконгский прогиб и Южно-Коншонская впадина, разделяющиеся Коншонским поднятием [5, 14, 15]. Они простираются в северо-восточном направлении параллельно современной береговой линии на продолжении глубоководной котловины Южно-Китайского моря (фиг. 1).

По данным бурения в строении осадочного чехла шельфа Юго-Восточного Вьетнама принимают участие континентальные, лагунные и морские фации пород верхнеэоцен-четвертичного возраста [5, 6, 14]. Континентальные фации слагают нижнюю часть разреза осадочного чехла Меконгского прогиба (верхний эоцен — нижний олигоцен). Отложения свиты Кулао Зунг (верхний эоцен) представлены преимущественно грубообломочными породами, близкими к молассоидам. Они выполняют узкие грабены и имеют мощность до 3 тыс. м. Отложения свиты Траку (нижний олигоцен) сложены в нижней части грубозернистыми породами, а в верхней части представлены чередованием песчаников с алевролитами и аргиллитами. Рассматриваемые породы относятся к озерной фации.

Лагунные и дельтовые фации начинают разрез осадочного чехла Меконгского прогиба (свиты Тратан — верхний олигоцен и Бакхо — нижний миоцен). Отложения свиты Тратан, мощностью до 2500 м, залегают с угловым несогласием на породах акустического фундамента. Верхняя половина ее разреза в бортовых зонах прогиба представлена чередованием песчаников, бурых аргиллитов, алевролитов, местами углистых. К осевой зоне они сменяются серыми аргиллитами. В них отмечаются тонкие пласты известковых песчаников, содержащих бентосные форминиферы. Выше с угловым несогласием и размывом залегают отложения свиты Бакхо мощностью до 2 тыс. м. Нижняя часть ее разреза аналогична подстилающим образованиям свиты Тратан. Верхняя часть разреза сложена чередованием песчаников с бурыми аргиллитами, алевролитами и представляет фацию дельтовой равнины.

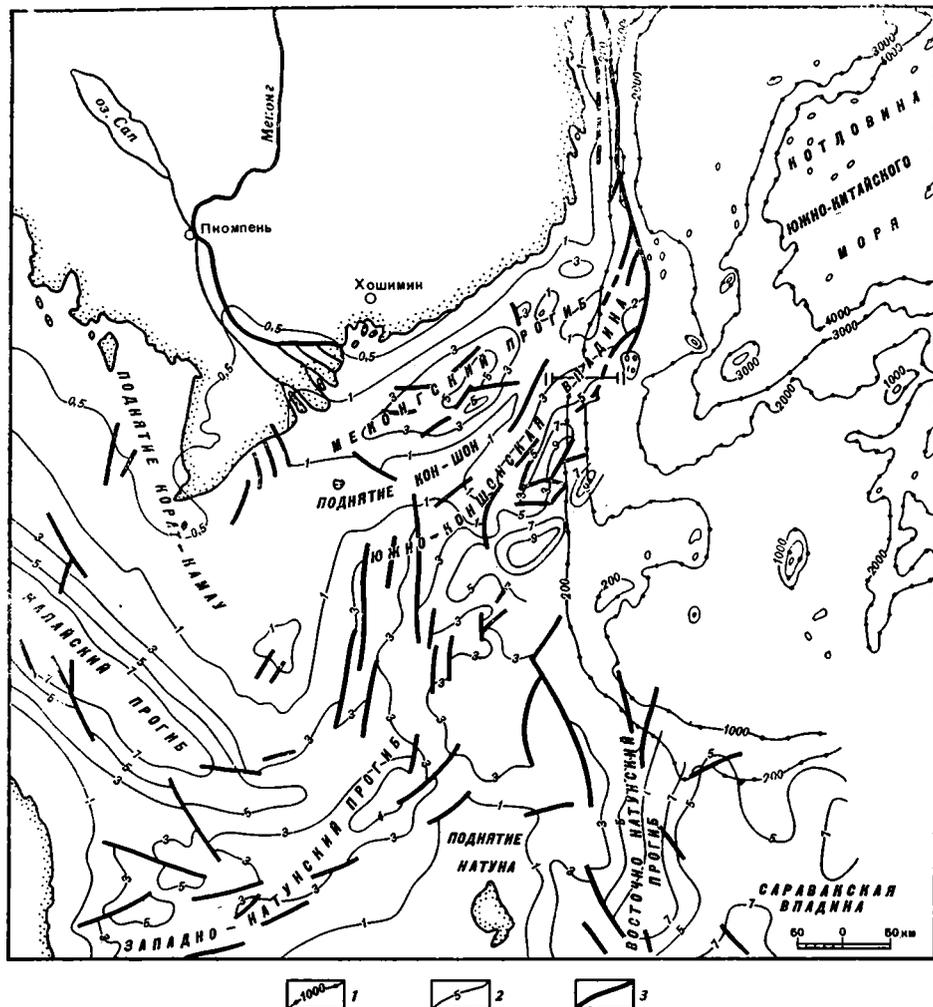
Морские и дельтовые фации слагают верхнюю часть разреза осадочного чехла Меконгского прогиба (свиты Тьензанг — средний миоцен, Вамко — средний — верхний миоцен, Кондао — верхний миоцен, Биендонг — нижний плиоцен и отложения верхнего плиоцена — антропогена). В ней роль морских фаций увеличивается вверх по разрезу с преобладанием фации открытого моря. Отложения свиты Тьензанг с угловым несогласием и трансгрессивно перекрывают различные горизонты подстилающих образований. Их нижняя толща известна под названием аргиллитов с *Rotalia*. Она представлена серыми аргиллитами (мощностью до 250 м), содержащими обильную мелководную морскую фауну (бентосные форминиферы). Верхняя толща свиты Тьензанг сложена преимущественно бурыми песчаниками с прослоями известковых аргиллитов. В верхней ее части содержатся обильные пласты бурых углей. Отложения свиты Вамко выходят за пределы центральной части прогиба на северо-восточную и юго-западную периферии, где с угловым несогласием перекрывают отложения свиты Траку или породы акустического фундамента. Они представлены преимущественно серыми аргиллитами с морской фауной.

Отложения свит Кондао и Биендонг перекрывают с угловым несогласием и перерывом подстилающие образования осадочного чехла и акустического фундамента и слагают всю площадь современной дельты р. Меконга и поднятия Коншон. Отложения свиты Кондао (мощностью до 150 м) представлены серыми глинами с прослоями известняков, содержащих обильную мелководную морскую фауну. Отложения свиты Биендонг и образования верхнего плиоцена — антропогена сложены двумя толщами глин с морской фауной (бентосные и планктонные форминиферы) и двумя толщами грубозернистых континентальных осадков с торфами.

Разрез осадочного чехла Южно-Коншонской впадины изучен слабее по сравнению с Меконгским прогибом. По данным бурения, в нем принимают участие континентальные, дельтовые и морские фации верхнеолигоцен-четвертичного возраста. Континентальные и дельтовые фации в восточном направлении замещаются морскими. Роль последних увеличивается вверх по разрезу.

Верхнеолигоценные отложения свиты Тратан (мощностью до 3500 м) залегают с угловым несогласием и размывом на породах акустического фундамента. Верхняя часть ее разреза представлена чередованием песчаников с аргиллитами, алевролитами, содержащими бурые угли. Они представляют дельтовую и литоральную фации (наличие пыльцы болотной и мангровой растительности). В разрезе наблюдаются слои базальтов.

Нижнемиоценовые отложения свиты Бакхо (мощностью до 2000 м) с угловым несогласием и размывом залегают на подстилающих образованиях. Они разделяются на три подсвиты. Нижняя из них аналогична подстилающим образованиям свиты Тратан. Средняя подсвита сложена чередованием дельтовых отложений с мелковод-



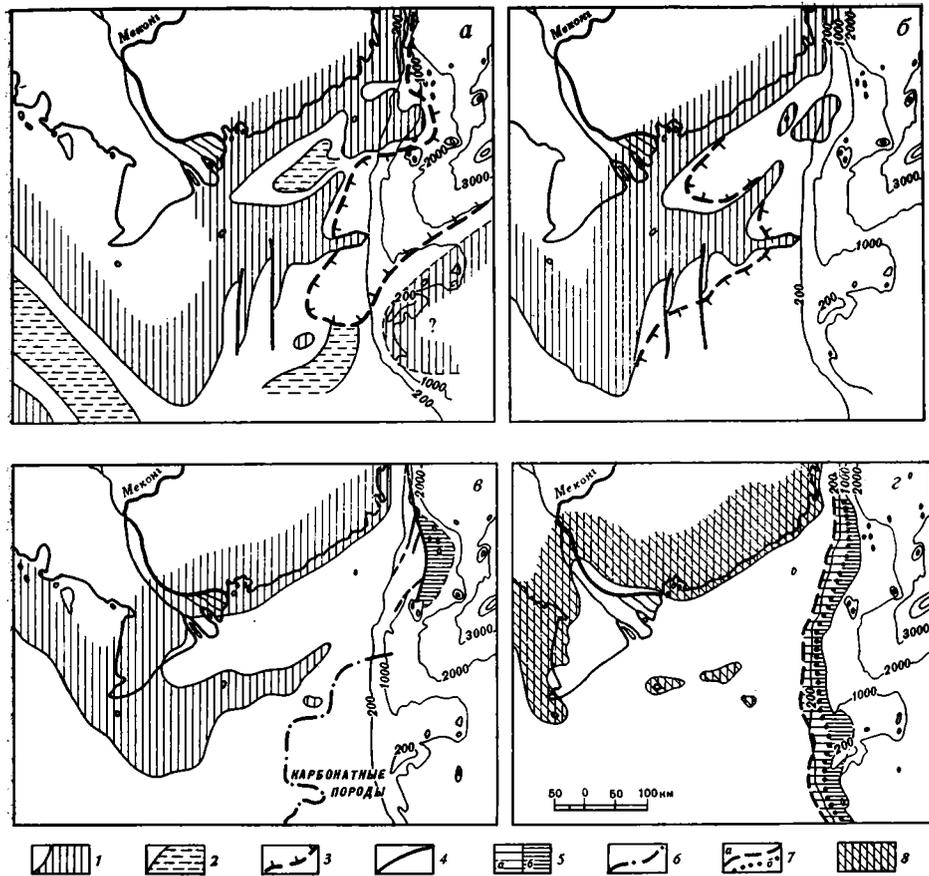
Фиг. 1. Структурная карта поверхности акустического фундамента шельфа Юго-Восточного Вьетнама и смежных районов  
 1 — изобаты, м; 2 — изогипсы поверхности акустического фундамента, км<sup>-1</sup>; 3 — разрывные нарушения; 1-1 — сейсмический разрез (см. фиг. 3)

ными морскими образованиями, содержащими обильные планктонные фораминиферы (*Globoquadrina* и *Globigerinoides*). Верхняя подсвита представлена преимущественно серыми аргиллитами и алевролитами с прослоями песчаников и содержит бентосные фораминиферы.

Выше среднемиоценовые отложения свиты Тьензанг (мощностью до 500 м) залегают согласно на отложениях свиты Бакхо или непосредственно с угловым несогласием перекрывают породы акустического фундамента в пределах поднятия Коншон. Нижняя часть ее разреза представлена чередованием песчаников и аргиллитов, содержащих обильную мелководную морскую фауну (преимущественно бентосные фораминиферы). Верхняя часть разреза сложена дельтовыми, местами углистыми, и морскими отложениями. Для средневенномиоценовой свиты Вамко (мощностью до 1000 м) характерны терригенно-карбонатные отложения, содержащие обильную морскую фауну (планктонные фораминиферы, водоросли и нанопланктон), которые к бортовой зоне сменяются терригенными отложениями с мелководной морской фауной (бентосные фораминиферы и нанопланктон).

Выше с угловым несогласием и размывом залегают отложения свиты Кондао. Ее мощность от 100 м на бортах впадины увеличивается до 700 м в его осевой зоне. Литологический состав аналогичен подстилающим образованиям свиты Вамко.

Нижнеплиоценовые отложения свиты Биендонг с угловым несогласием и перерывом перекрывают различные подстилающие образования осадочного чехла и породы акустического фундамента (поднятие Коншон). Ее мощность изменяется от 100—150 м в пределах поднятия Коншон до 1000—1500 м на окраине шельфа. Нижняя часть разреза представлена чередованием песков и глин на западе и преимущественно глинами на востоке, с обильной морской фауной (планктонные фораминиферы). Верхняя



Фиг. 2. Палеогеографические схемы шельфа Юго-Восточного Вьетнама и прилегающих районов

*а* — позднелигоценное — раннемиоценовое время; *б* — в начале среднемиоценового времени; *в* — в середине позднего миоцена; *г* — в плиоцен-четвертичное время 1 — область отсутствия осадконакопления; 2 — фации лагун и болот; 3 — берег моря; 4 — разрывные нарушения; 5 — тела бокового наращивания (*а* — плиоценовые, *б* — четвертичные); 6 — граница смены терригенных и карбонатных пород; 7 — бровка шельфа (*а* — плиоценовая, *б* — современная); 8 — область отсутствия осадконакопления в раннеплиоценовое время

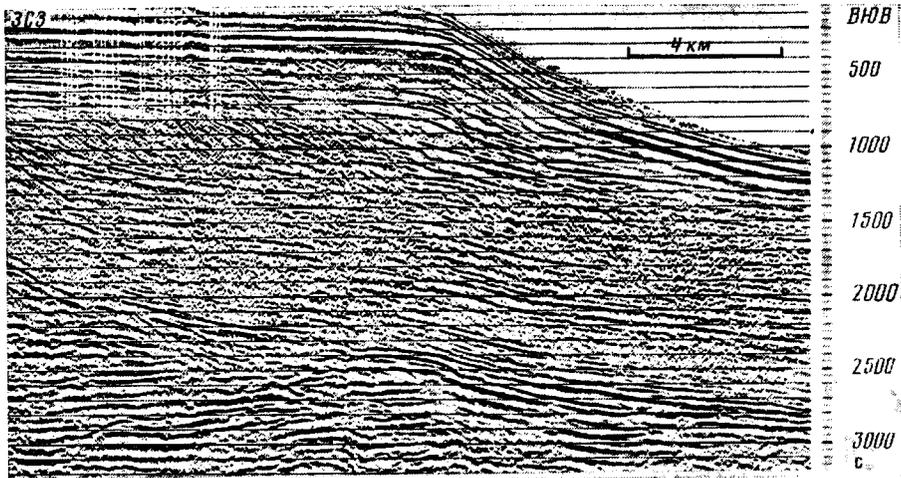
часть разреза свиты сложена тонкой толщей континентальных, дельтовых отложений с бурями углями.

Разрез верхнеплиоценово-антропогенных отложений (до 100—400 м) аналогичен подстилающим образованиям свиты Биендонг. Они представлены преимущественно континентальными и дельтовыми фациями.

Меконгский прогиб и Южно-Коншонская впадина занимают юго-западную часть обширного шельфа Южно-Китайского моря. Они находятся на продолжении глубоководного бассейна Южно-Китайского краевого моря [15]. По сейсмическим материалам Меконгский прогиб имеет эпиконтинентальную, конседиментационную природу. Его осадочный чехол образовался за счет длительного дифференцированного прогибания [9]. Южно-Коншонская впадина в позднем олигоцене — раннем миоцене также, вероятно, представляла собой эпиконтинентальный, конседиментационный бассейн. Ее осевая зона и восточное крыло с позднего миоцена вошли в состав глубоководного бассейна Южно-Китайского моря (см. фиг. 1). В нем формировались конседиментационные глубоководные геологические тела. По поверхности акустического фундамента Южно-Коншонская впадина состоит из двух мульд, разделяющихся поднятием. Они ориентированы в северо-восточном направлении. На юго-западной периферии впадины установлены два меридиональных полуграбена.

В позднеэоценовое время были сформированы узкие грабены. В раннеолигоценное время над ними возникла единая плоская мульда; р. Меконг выносила грубо-обломочный материал, слагающий указанные тектонические структуры.

В позднеолигоценное — раннемиоценовое время заложились и начали развиваться (фиг. 2, *а*) Меконгский прогиб и Южно-Коншонская впадина. Первый из них представлял в палеогеографическом отношении большую лагуну. Она относительно узким проливом связывалась с шельфом Южно-Китайского моря. Меконгский прогиб и Юж-



Фиг. 3. Фрагмент временного разреза (см. фиг. 1), показывающий плиоценовые и четвертичные тела бокового наращивания

но-Коншонская впадина испытывали большое прогибание соответственно от 4000 до 5500 м, компенсированное терригенным материалом, выносимым р. Меконг. Часть этого материала через пассивные участки шельфа транзитом переносилась в глубоководный бассейн Южно-Китайского моря. Последний, по-видимому, был образован в олигоцене. К концу раннего миоцена бассейн осадконакопления стал более мелководным. Об этом свидетельствует изменение фаций в Меконгском прогибе и исчезновение планктонных фораминифер в отложениях верхней части разреза свиты Бакхо в Южно-Коншонской впадине.

В начале среднего миоцена (см. фиг. 2, б) поднятие Коншон было захвачено быстрым погружением и сформированные слои осадочного чехла перекрыли породы акустического фундамента. Море покрыло территорию Меконгского прогиба. Его площадь стала представлять мелководный морской залив. В середине среднего миоцена вновь наметилось обмеление бассейна осадконакопления. Оно фиксируется накоплением континентальных и дельтовых отложений с бурами углями. К концу среднего миоцена произошел новый подъем уровня бассейна. Меконгский прогиб стал широким заливом, открытым на северо-востоке. Море перекрыло всю площадь современной дельты Меконга. В среднем миоцене Меконгский прогиб и Южно-Коншонская впадина расширились почти в 2 раза по сравнению с их площадью в конце нижнего миоцена. Но величина прогибания в них уменьшилась (соответственно 1200 и 1500 м). Длительное время территория современного шельфа представляла дельтовую равнину и на прогибающихся участках накапливались одноименные фации.

К концу среднего — началу позднего миоцена весь регион испытал воздымание. В Южно-Коншонской впадине происходило поднятие блоков, ограниченных постседиментационными нарушениями. Вдоль берега Центрального Вьетнама между 10 и 15° с. ш. протягивался большой меридиональный разлом с амплитудой до 2 тыс. м. По нему произошло доседиментационное опускание. Он стал крутым, континентальным склоном. Опушенный его блок (Фу Хань) образовал днище глубоководного бассейна, расположенное между современными изобатами —2000 и —3000 м. Разлом выражен в современном рельефе дна моря сближением изобат 200 — 2000 м. Южнее 10° с. ш. разлом затухает и подставляется флексурной зоной, продолжающей более пологий (4—5°) новый континентальный склон. Разлом и флексурная зона характеризуются трубами и жерлами базальтов верхнемиоцен-четвертичного возраста.

В середине позднего миоцена уровень поднялся. Море вновь заняло площадь Меконгского прогиба. На шельфе происходило осадконакопление, особенно на территории опустившихся блоков. До конца позднего миоцена Меконгский прогиб представлял морской залив, открывавшийся на северо-восток (см. фиг. 2, в). Величина погружения в прогибе была небольшой. Терригенный материал, выносимый р. Меконг, компенсировал это погружение. Большая его часть транзитом перемещалась к бровке шельфа. В зоне континентального склона происходила аккумуляция осадочного материала в зоне сопряжения шельфа и крутого склона. Значительная часть терригенного материала скатывалась вниз по склону, образуя дистальную часть разорванной обратной клиноформы [9]. В Южно-Коншонской впадине часть терригенного материала откладывалась в условиях прогибавшегося дна эпиконтинентального бассейна. Величина прогибания достигала 500—700 м. Остальная часть сносилась к континентальному склону, где образовала тела (до 300 м) бокового наращивания (см. фиг. 2, г).

В раннем плиоцене и в позднем плиоцене — антропогене шельф Юго-Восточного Вьетнама испытал две новых волны повышения уровня. На востоке тектоническое опускание создало флексурный изгиб (до 5—6°), образовавший современный континентальный склон глубоководного бассейна, игравший роль новой седиментационной

ловушки. Почти вся площадь поднятия Коншон покрылась морем. Часть терригенного материала, выносимого р. Меконг, откладывалась в пределах шельфа, особенно на участках, испытывающих погружение. Большая же его часть через шельф транзитом переносилась в сторону глубоководного Южно-Китайского бассейна. На континентальном склоне были созданы в раннем плиоцене тела бокового наращивания, состоящие из двух проградационных клиноформ общей мощностью до 1500 м. Плиоцен-четвертичные тела бокового наращивания представляли авандельту р. Меконг [8, 17]. В перечнике ее размеры составляют 14 км.

Приведенный материал показывает, что собственно сама дельта р. Меконг не создает геологические тела. Она лишь выносит большой объем терригенного обломочного материала на низменную равнину и акваторию Южно-Китайского моря, который накапливается в отрицательных тектонических структурах. В позднеолигоцен-раннемиоценовое время дельта р. Меконг связана с активным опускающимся Меконгским прогибом, где накопились многокилометровые (до 4,5 км) свиты Тратан и Баkho. Одновременно она питала осадочным материалом Южно-Коншонскую впадину, которая испытала еще более интенсивное прогибание (до 5,5 км), а также глубоководный бассейн Южно-Китайского моря. В среднемиоценовое время р. Меконг продолжала поставлять осадочный материал в эпиконтинентальные Меконгский прогиб и Южно-Коншонскую впадину. С позднего миоцена площади Меконгского прогиба и Южно-Коншонской впадины вошли в состав шельфа. В позднем миоцене и плиоцене за бровкой шельфа образуются тела бокового наращивания (проградационные клиноформы), которые представляют авандельту р. Меконг (фиг. 3), удаленную от устья на расстоянии 250—300 км. Тела бокового наращивания создали аккумулятивный континентальный склон, погребя первичный тектонический.

\* \* \*

Структура осадочного чехла глубоких прогибов и перспективы их нефтегазоносности рассматривались многими исследователями [1, 2, 3, 6, 10, 11]. Роль дельтовых тел в строении осадочного чехла эпиконтинентальных прогибов и впадин на акватории Южно-Китайского моря и их нефтегазоносность освещались в работах [12, 13, 15]. Выше была показана роль дельты Меконга в формировании осадочного чехла шельфа Юго-Восточного Вьетнама. Несомненно, мощные тела, образованные во время интенсивного позднеолигоцен-нижнемиоценового прогибания, представляют наибольший интерес в нефтегазоносном отношении. Кроме того, в Южно-Коншонской впадине терригенно-карбонатные отложения и особенно базальные песчаные тела свиты Кондао (верхний миоцен), перекрытые мощной глинистой покрывкой (авандельта Меконга), также являются объектами, требующими дальнейших специальных исследований.

#### Литература

1. Артюшков Е. В., Шлезингер А. Е., Яншин А. Л. Основные типы и механизм образования структур на литосферных плитах. Статья II.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1979, т. 56, вып. 3, с. 3—13.
2. Беляевский Н. А. Строение земной коры континентов по геолого-геофизическим данным. М.: Недра, 1981. 432 с.
3. Волков А. Н., Гагелганц Л. А., Юнов А. Ю. и др. Строение и нефтегазоносность окраин континентов. М.: Недра, 1981, 250 с.
4. Ву Ты Лап. Естественная география Вьетнама. Т. I. Ханой: Изд-во Образование, 1978. 236 с. (на вьетн. яз.).
5. Ле Ван Кы, Хо Дак Хоай, Чан Ле Донг и др. Очерк о геологическом строении кайнозойских осадочных бассейнов на шельфе Южного Вьетнама. Ханой: Винг, 1982. 120 с. (на вьетн. яз.).
6. Ле Ван Кы, Нгуен Дих Зи и др. Схема стратиграфической корреляции третичных отложений некоторых осадочных бассейнов во Вьетнаме (тез. докл. Второго научн.-техн. геол. совещ. Вьетнама). Ханой, 1983. 42 с. (на вьетн. яз.).
7. Леонтьев О. К. Морская геология. М.: Высшая школа, 1982. 344 с.
8. Пушаровский Ю. М. О тектонике и нефтегазоносности приокеанских зон.— Геотектоника, 1975, № 1, с. 3—12.
9. Шимкус К. М., Шлезингер А. Е. Генетические типы геологических тел осадочного чехла (по материалам сейсмопрофилирования).— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1984, т. 59, вып. 1, с. 28—36.
10. Шлезингер А. Е., Яншин А. Л. Соотношение основных (рифейско-фанерозойских) тектонических структур земной коры.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1981, № 1, с. 5—20.
11. Шлезингер А. Е., Яншин А. Л. Тектоническая неоднородность дна Мирового океана.— Сов. геология, 1981, № 7, с. 45—50.

## ОБ АНОМАЛЬНО ВЫСОКИХ СОДЕРЖАНИЯХ СТРОНЦИЯ В РИФЕЙСКИХ ОНКОЛИТОВЫХ ИЗВЕСТНЯКАХ ПАТОМСКОГО НАГОРЬЯ

ГОЛОВЁНОК В. К.

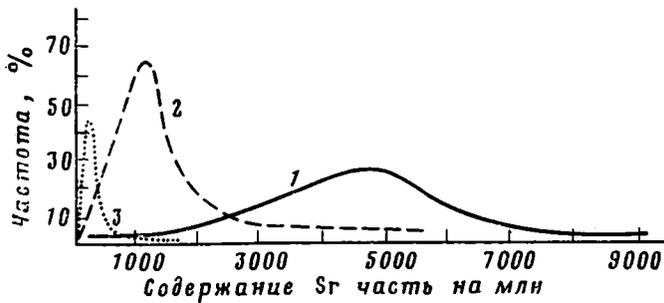
Литологическое изучение карбонатных пород докембрия, выяснение их первичного состава и условий образования представляет собой задачу, значительно более сложную, чем аналогичное изучение фанерозойских карбонатных отложений. Докембрийские карбонатные породы, во многих случаях метаморфизованные, подверглись общей перекристаллизации и в связи с этим полностью утратили свои первичные структурные, а нередко и текстурные особенности, которые практически невозможно восстановить. Даже слабо- или неметаморфизованные породы по сравнению с фанерозойскими неизмеримо более длительное время подвергались процессам диа- и эпигенеза, воздействию подземных вод. Это также приводило к существенному (а нередко и к коренному) изменению их исходного минерального и химического состава. Вместе с тем в некоторых случаях по литологическим и геохимическим особенностям карбонатных пород докембрия удается получить (хотя, может быть, и косвенно) очень важную информацию об их исходном составе и условиях образования.

В докембрийских карбонатных породах широко развиты так называемые онколиты. Их изучению в нашей стране уделяется большое внимание и им посвящены многочисленные работы, в том числе и монографии. Однако изучаются они почти исключительно с палеонтологических позиций. Докембрийские онколиты рассматриваются как «органогенные» образования и обычно противопоставляются «хемогенным» оолитам, хотя сходство этих онколитов как с докембрийскими, так и с фанерозойскими оолитами гораздо больше, чем с теми современными карбонатными желваками и «бисквитами», которые получили после известных работ И. Пиа название «онколиты». Обстоятельный обзор данных о природе современных и древних оолитов и онколитов, об их сходстве и различии был недавно сделан Э. П. Радионовой [6, 9]. Автор приходит к выводу, что «в настоящее время нет определенных критериев, позволяющих отделить оолиты от онколитов, и все эти образования должны рассматриваться как единая группа» [9, с. 85]. Ниже хотелось бы обратить внимание на одну особенность, которая в литературе по докембрийским онколитам не рассматривалась, а именно на распределение содержаний стронция в современных оолитах и докембрийских онколитах. Оно, как нам представляется, может оказать существенную помощь при выяснении природы докембрийских онколитов, их первоначального минерального состава и условий образования, сходства или несходства с оолитами, а также особенностей диа- и эпигенетических изменений, т. е. провести более полное литологическое изучение указанных образований.

Многие зарубежные исследователи, изучавшие современные оолиты и гроздьевидные агрегаты Багамских банок, побережья Флориды, Персидского залива, указывают для них очень высокие содержания стронция, достигающие 0,9—1% и более [14, 16—19]. Обычно это объясняют тем, что оолиты и гроздьевидные агрегаты сложены не кальцитом, а главным образом арагонитом, в кристаллическую решетку которого стронций может входить в гораздо больших количествах, чем в решетку кальцита. Однако указанные содержания на 17—18% превышают теоретически рассчитанные концентрации стронция в арагоните, химически осажденном из морской воды, поэтому предполагается, что высокое содержание стронция может быть связано с биохимическими процессами, с органическим комплексированием его при образовании оолитов [17]. Некоторые исследователи отмечают, что такие же высокие содержания стронция характерны и для тонких арагонитов илов, накапливающихся по соседству с оолитовыми песками на Багамских банках и в Персидском заливе [14, 17].

В то же время в литературе есть сведения, что в более древних, даже уже плейстоценовых, подвергшихся диагенезу карбонатных породах содержание стронция резко падает [15, 19]. Ч. Кале [16], проанализировав содержание стронция в современных оолитовых песках Багамских банок, в плейстоценовых и доплейстоценовых (по кембрийские включительно) оолитовых известняках, пришл к выводу, что с увеличением возраста пород оно уменьшается и составляет в среднем для дочетвертичных оолитовых известняков всего лишь около 0,04% (фиг. 1). Тем не менее Ч. Кале предполагает для древних оолитов такой же существенно арагонитовый исходный состав, как и в современных оолитах, а значительное уменьшение количества стронция связывает с диагенезом известняков и переходом арагонита в кальцит. В результате этого процесса стронций выталкивается из кристаллической решетки кальцита в межоолитовое поровое пространство, где он может отлагаться в виде стронцианита и целести-на или может быть вообще удален из породы циркулирующими по ней подземными водами. Максимальная потеря стронция, по мнению Ч. Кале, происходит на ранних стадиях диагенеза, до главной цементации пород.

Опубликованных работ, специально посвященных геохимии стронция в оолитовых (или онколитовых) карбонатных породах докембрия, насколько известно автору, нет. В литературе приводятся лишь немногочисленные пока сведения по содержанию стронция в карбонатных породах в целом или по его содержанию в известняках, доломитах, мергелях и т. д. А. П. Виноградов и А. Б. Ронов [5] указывают для верхнепротерозойских карбонатных отложений Русской платформы содержание стронция, папное всего лишь 0,003%. Более обширные данные приведены в работе Я. К. Юдовича и др. [13], но в ней максимальные средние содержания стронция в докембрий-



Фиг. 1. Распределение содержаний стронция в современных, плейстоценовых и доплейстоценовых оолитовых известняках [16]  
1 — современные осадки; 2 — плейстоценовые породы; 3 — доплейстоценовые породы

Возраст	Серия	Литологический состав	Названия яруса, свиты (максимальная мощность, м)	
Є <sub>1</sub>			Ленский (>300)	1
			Нохтуйская (до 400-500)	2
У			Тинновская (до 300-400)	3
			Жербинская (до 450-500)	3
R <sub>3</sub>			Ченчинская (до 600-700)	4
			Жуинская (до 400)	5
R <sub>2-3</sub>	ПАТОМСКАЯ		Валюхтинская (до 1200-1800)	6
			Боракунская (до 600-800)	7
			Джемкуканская (до 600-1000)	8
			Маршинская (до 600-700)	8
			Баллаганахская подсерия (терригенная часть) > 2700	9
				9

Фиг. 2. Схематизированная сводная литолого-стратиграфическая колонка позднедокембрийских и раннекембрийских отложений северо-восточной части Патомского нагорья

1 — доломиты; 2 — онколитовые известняки; 3 — строматолитовые известняки; 4 — известняки; 5 — мергели; 6 — глинистые сланцы; 7 — алевролиты; 8 — песчаники; 9 — конгломераты

ских породах оцениваются в 0,07—0,08%; оолитовые (или онколитовые) породы в ней не рассматриваются.

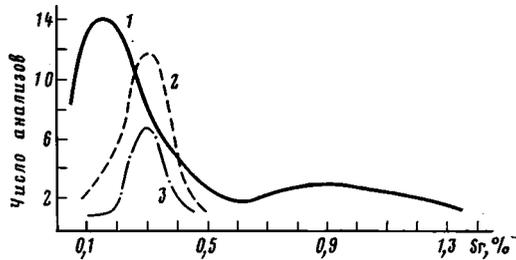
Автором было изучено распределение содержаний стронция (и бария) в различных типах карбонатных пород докембрия и нижнего кембрия, развитых в северо-восточной части Патомского нагорья в бассейне рек Большая Патома и Лена ниже устья последней. Карбонатные породы в этом районе развиты на различных стратиграфических уровнях и чередуются в разрезе с терригенными. В разных участках района мощности и литолого-фациальный состав отложений (в особенности докембрийских) значительно изменяются. Схематизированный сводный разрез этих отложений и мощности свит приведены на фиг. 2.

В процессе исследований наибольшее внимание уделялось карбонатным толщам, в составе которых присутствуют онколитовые известняки. Средние значения содержаний стронция и бария в различных типах карбонатных пород приведены в таблице. При ее рассмотрении обращает на себя внимание весьма высокое (0,29—0,35%) содержание стронция в онколитовых известняках ченчинской, валюхтинской и боракунской свит патомской серии верхнего протерозоя. В других типах карбонатных пород

**Средние содержания стронция и бария в карбонатных породах докембрия и кембрия  
Патомского нагорья (по данным полуколичественного спектрального анализа)**

Ярус и свита	Порода	Число анализов	Sr. %	Ba. %
Ленский ярус	Известняки	5	0,020	—
	Доломиты	4	0,015	0,010
Нохтуйская	»	5	0,019	0,013
Тинновская	Известняки	4	0,062	—
	Песчанистые известняки	3	0,023	0,040
Ченчинская	Онколитовые известняки	52	0,310	—
	Тонкозернистые известняки	18	0,190	—
	Песчанистые онколитовые известняки	8	0,140	0,050
	Песчанистые известняки	13	0,096	0,020
Валюхтинская	Песчанистые доломиты	5	0,004	—
	Онколитовые известняки	12	0,350	—
Боракунская	Песчанистые онколитовые известняки	9	0,330	0,025
	Онколитовые известняки	15	0,290	0,016

оно значительно снижается и в доломитах составляет лишь 0,01—0,02%. Очень мало стронция и в известняках тинновской свиты венда и ленского яруса нижнего кембрия. В то же время тонкозернистые известняки ченчинской свиты, тесно перемежающиеся в разрезе с онколитовыми разновидностями, характеризуются довольно высоким его содержанием. Барий в рассматриваемых породах присутствует в переменных, но в целом незначительных количествах, а в некоторых разновидностях содержание его ниже порога чувствительности анализа. Какой-либо зависимости между содержанием стронция и бария не устанавливается.



Фиг. 3. Кривые распределения содержания стронция в рифейских онколитовых известняках Патомского нагорья  
Свиты: 1 — ченчинская; 2 — валюхтинская; 3 — боракунская

Интересно отметить, что, несмотря на близкие средние значения содержания стронция в онколитовых известняках ченчинской, валюхтинской и боракунской свит, кривые его распределения в породах этих свит неодинаковы (фиг. 3). В онколитовых известняках боракунской и валюхтинской свит они характеризуются почти симметричным обличком, сильно сжаты, по ним хорошо видно, что максимальное число образцов содержит стронций в количествах, близких к среднему его содержанию в этих породах. Кривая распределения в онколитовых известняках ченчинской свиты отличается резко асимметричным характером. Вершина ее смещена влево, в сторону более низких содержаний, а правая ветвь, отвечающая более высоким содержаниям стронция, сильно растянута. В отдельных пробах этих известняков содержание стронция достигает 1,5%, т. е. значения, характерного для современных оолитовых песков Багамских банок и Персидского залива.

Характерно, что даже средние содержания стронция в онколитовых известняках рассматриваемых свит значительно превышают теоретически рассчитанные его концентрации в кальцитах, осажденных из морской воды. По данным Д. Кинсмана [17], эти концентрации составляют около 1200 частей на миллион, т. е. около 0,12%. Поэтому напрашивается вывод, что исходный состав онколитовых известняков указанных свит был не кальцитовым, а существенно арагонитовым, как и у современных оолитовых песков Багамских банок и Персидского залива. Различное же поведение стронция в онколитовых известняках боракунской и валюхтинской свит, с одной стороны, и ченчинской свиты — с другой, по-видимому, объясняется различными условиями диагенеза и метаморфизма этих свит.

Как уже отмечалось, Ч. Қале [16] предполагал для доплейстоценовых оолитовых известняков в целом открытую систему диагенеза, при котором основной вынос стронция происходит на ранних его стадиях, до цементации пород. Д. Кинсман [17], однако, указывает, что хотя открытая система диагенеза, сопровождавшаяся миграцией в породах значительных объемов поровых растворов, и превалировала, диагенез мог происходить и в условиях закрытой системы, при слабой миграции поровых флюидов. Этот процесс может приводить к образованию кальцита с содержанием стронция до 700—10 000 частей на миллион (0,07—1,0%).

Карбонатные породы боракунской и валюхтинской свит залегают в средней части мощного разреза патомской серии (см. фиг. 2). Они метаморфизованы в условиях зеленосланцевой фации и подвергались общей равномерной перекристаллизации, степень которой примерно одинакова как в онколитах, так и в цементе. Можно предполагать поэтому, что если на ранних стадиях диагенеза вынос стронция из этих пород и мог происходить, то позже система стала закрытой и стронций либо оставался в решетке вновь образованного кальцита, либо, уходя из него, образовывал здесь же тонкодисперсные самостоятельные соединения. При изучении этих пород под микроскопом, однако, ни стронцианита, ни целестина не обнаружено.

Онколитовые известняки ченчинской свиты залегают в верхней части разреза патомской серии и практически метаморфизованы. Часто они сложены хорошо сортированными по размеру, плотно прилегающими друг к другу радиально-лучистыми онколитами, а расположенный в порах между ними цемент, как правило, полностью перекристаллизован. Цемент этот явно вторичный. В таких, первоначально хорошо проницаемых породах при перекристаллизации арагонитовых онколитов (оолитов) стронций мог уходить из них и отлагаться в виде самостоятельных минералов в цементе или выноситься в другие горизонты. Характерно, что в образцах онколитовых известняков, содержащих 1% и более стронция, при микроскопическом изучении шлифов в цементе видно довольно много крупных кристаллов целестина. По-видимому, диагенез этих известняков происходил в условиях более интенсивной циркуляции подземных вод, чем диагенез и последующий метаморфизм пород боракунской и валюхтинской свит.

Анализ, хотя и немногочисленный пока литературы, по геохимии стронция в карбонатных породах докембрия показывает, что высокие его содержания присущи, по-видимому, докембрийским онколитовым известнякам и других районов. Просто на этот факт ранее не обращалось должного внимания. В уже упоминавшейся монографии по геохимии стронция [13] максимальные средние содержания стронция в докембрийских карбонатных породах оцениваются в 0,07—0,08%. Следует отметить, однако, что в работах А. Л. Александрова [1], А. М. Ахмедова и С. П. Атамановой [2], Б. Б. Шишкина и Г. В. Козлова [12], на которые ссылаются Я. Э. Юдович с соавторами и из которых они берут выборки по стронцию, указываются значительно более высокие содержания этого элемента.

А. М. Ахмедов и С. П. Атаманова [2] приводят для доломитов второй, третьей и четвертой осадочных толщ печенгского комплекса Кольского полуострова средние содержания стронция (в %) соответственно: 0,06 (по 13 анализам), 0,10 (по 12 анализам) и 0,177 (по 24 анализам). По устному сообщению С. Н. Суловой, среди доломитов третьей и четвертой толщи отмечаются онколитовые (или оолитовые) разновидности.

По данным Б. Б. Шишкина и Г. В. Козлова [12], в карбонатных породах чернореченской свиты среднего рифея, развитых в бассейне р. Черной Игарского района Сибири, среднее содержание стронция по 49 пробам составляет 0,29%. Свита сложена главным образом темными известняками, среди которых широко развиты черные и темно-серые онколитовые разновидности. Судя по данным, приведенным в таблице, 24 из 49 проанализированных проб должны принадлежать онколитовым известнякам, хотя отдельно содержание стронция для них и не указывается.

А. Л. Александров [1] отмечает, что в карбонатных породах кадаликанской подсерии патомской серии, развитых в бассейне рек Витима, Мамакана, Энгажимо, Джемдакара (южная часть Патомского нагорья), среднее содержание стронция по пяти пробам составляет 0,219%. А. Л. Александров не указывает, какие именно типы карбонатных пород анализировались, но в более северных районах нагорья среди пород кадаликанской подсерии, к которой принадлежит и рассматриваемые выше боракунская, валюхтинская и ченчинская свиты, онколитовые известняки развиты весьма широко. Б. В. Петров и В. А. Макрыгина [8] отмечают высокое (до 0,44%) содержание стронция в известняках имняжской (у авторов она названа жуинской) свиты Угаханского участка центральной части Патомского нагорья. Эта свита большинством исследователей рассматривается как стратиграфический аналог жуинской и ченчинской свит, развитых во внешних зонах Патомского нагорья. Для ченчинской свиты, как уже отмечалось, онколитовые известняки весьма характерны. По устному сообщению Б. В. Петрова, онколитовые породы присутствуют и на Угаханском участке.

В. Л. Тихонов [10, 11 и др.] на протяжении многих лет изучает распределение стронция в докембрийских карбонатных породах Восточной Сибири с целью использовать полученные данные для стратиграфических построений. Не рассматривая этих построений по существу, отметим лишь, что В. Л. Тихонов во многих существенно карбонатных свитах Восточного Саяна и Байкальской горной области также обнаружил значительно повышенные (до 0,2%) содержания стронция. Примечательно, что для Патомского нагорья в числе таких свит указаны маринская, конкудерская, боракунская, каланчевская, валюхтинская, имняжская, чаянгринская, кумахулахская [10], т. е. опять-таки свиты кадаликанской подсерии патомской серии, в составе которых известны онколитовые известняки или можно предполагать их присутствие с большой долей

вероятности. Содержания стронция, достигающие десятых долей процента, установлены не только для протерозойских, но и для некоторых архейских карбонатных пород, например для мраморов чернорудской и ижимейской свит ольхонской серии Прибайкалья [11].

Таким образом, очевидно, что представления о низком содержании стронция в карбонатных породах докембрия не соответствуют действительности. Они обусловлены, с одной стороны, явно недостаточной изученностью геохимии стронция в этих породах, а с другой — также и тем обстоятельством, что уже имеющиеся данные по содержанию в них стронция пока еще как следует не систематизированы и не обобщены, а остаются рассеянными в отдельных, порой очень кратких и очень общих статьях.

Особый интерес с нашей точки зрения представляет изучение геохимии стронция в онколитовых карбонатных породах докембрия. Оно позволяет уже сейчас сделать некоторые, может быть, еще не строго доказанные, но важные выводы. На приведенных выше примерах было показано, что в онколитовых известняках, сложенных в настоящее время кальцитом, средние содержания стронция значительно превышают теоретически возможные его концентрации в кальците, химически осажденном из морской воды. Из этого, как нам представляется, можно сделать вывод, что докембрийские онколиты, как и современные оолиты, первоначально имели существенно арагонитовый состав. В течение ряда лет автору довелось заниматься изучением литолого-фациальных особенностей докембрийских отложений не только Патомского нагорья, но и других районов Восточной Сибири. Проведенные исследования показывают, что докембрийские онколиты образовывались в очень мелководной и подвижной морской среде, они весьма сходны, а часто идентичны по размерам, морфологии и внутреннему строению с современными и фанерозойскими оолитами и резко отличаются от тех неправильных желваков и «бисквитов» пресноводных водоемов, которые первоначально и были выделены под названием онколитов. Отсюда напрашивается еще один вывод о том, что между докембрийскими онколитами, с одной стороны, и современными и фанерозойскими оолитами — с другой, никакой разницы по существу нет. Особенности докембрийских онколитов некоторые исследователи целиком пытаются объяснить (при этом чисто умозрительно и априорно) органогенным происхождением и связать комплексы онколитов с предполагаемыми особыми комплексами микроорганизмов и их эволюцией во времени. Как уже отмечалось, отдельные исследователи не исключают участия микроорганизмов [14] или продуктов их жизнедеятельности [17] и в образовании современных оолитов, однако последние, как и фанерозойские оолиты, рассматриваются в первую очередь как продукт определенной фациальной обстановки. Микроорганизмы (а в фанерозое и макроорганизмы) являются лишь составной частью этой обстановки.

Детальное и внимательное изучение геохимии стронция в онколитовых породах докембрия позволит, по нашему мнению, понять и восстановить не только некоторые особенности их образования, но и последующих эпигенетических (в широком смысле этого слова) изменений. Вынос стронция из онколитов и из самих пород в зависимости от условий геологического их положения мог происходить в разное время и в различных количествах. Восстановление истории постседиментационного существования рассматриваемых пород представляется весьма важной задачей.

М. Кейт и Э. Дегенс [7] указывали на потенциальную возможность использования содержаний стронция для разграничения морских и пресноводных известняков. С целью установления солёности древних бассейнов часто используются отношения содержания бария к стронцию. Однако в связи с высокой подвижностью стронция при определенных условиях дна- и эпигенеза к таким построениям нужно подходить весьма осторожно. Из данных таблицы видно, что в доломитах нохтуйской свиты и ленского яруса нижнего кембрия отношение бария к стронцию намного выше, чем в известняках патомской серии рифея, хотя другие геологические и геохимические данные свидетельствуют о накоплении раннекембрийских отложений в бассейнах с большой солёностью.

Таким образом, изложенные выше данные приводят к выводу о том, что онколитовые известняки докембрия с высоким содержанием стронция первоначально имели арагонитовый, а не кальцитовый состав. Возможно, накоплению стронция в этих породах способствовали и биогеохимические процессы, как и в современных оолитах и арагонитовых илах, о чем уже упоминалось выше [17]. Известно, что в отложениях эвапоритовых бассейнов высокие (до нескольких процентов) содержания стронция возникают в результате чисто химического его осаждения [3, 4, 13]. Однако предполагать повышенную солёность вод при накоплении рассмотренных выше онколитовых известняков нет никаких оснований. Среди этих отложений отсутствуют (или крайне редки) даже доломиты, не говоря о других эвапоритовых отложениях. В этой связи следует отметить, что нами было проведено изучение содержаний стронция в онколитовых доломитах билляжской серии рифея Анабарского поднятия. В доломитах этой серии встречаются псевдоморфозы по каменной соли и пустоты от выщелачивания сульфатов, свидетельствующие об эвапоритовой обстановке карбонатонакопления. Полученные нами данные показывают, однако, что содержания стронция в доломитах этого района очень низкие и в среднем не превышают 0,01%.

#### Литература

1. Александров А. Л. К вопросу о региональной геохимии стронция в породах земной коры. — Докл. АН СССР, 1968, т. 182, № 5, с. 1190—1193.
2. Ахмедов А. М., Атаманова С. П. Барий и стронций в метаосадочных породах сред-

- непротерозойского печенгского комплекса.— В кн.: Петрология, минералогия, геохимия. Апатиты, 1974, с. 236—241.
3. Бурков В. В., Подпорина Е. К., Стронций. Минералогия, геохимия и главные типы месторождений. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 179 с.
  4. Бурков В. В., Подпорина Е. К., Родионов Д. А. О распределении стронция в осадочных породах Юго-Западной Ферганы.— В кн.: Редкие элементы в осадочных и метаморфических породах. М.: Наука, 1964, с. 87—100.
  5. Виноградов А. П., Ронов А. Б. Состав осадочных пород Русской платформы в связи с историей ее тектонических движений.— Геохимия, 1956, № 6, с. 3—24.
  6. Воронова Л. Г., Родионова Э. П. Водоросли и микрофитолиты палеозоя. М.: Наука, 1976. 220 с. (Тр. ГИН АН СССР, вып. 294).
  7. Кейт М. П., Дегенс Э. Т. Геохимические индикаторы морских и пресноводных осадков.— В кн.: Геохимические исследования. М.: Изд-во иностр. лит., 1961, с. 56—84.
  8. Петров Б. В., Макрыгина В. А. Геохимия регионального метаморфизма и ультраметаморфизма. Новосибирск: Наука, 1975. 342 с.
  9. Родионова Э. П. Микрофитолиты и сходные с ними образования в рифеи и фанерозое.— В кн.: Итоги науки и техники. Т. 3. М.: ВИНТИ, 1972, с. 74—93.
  10. Тихонов В. Л. Стронций в древних толщах юга Сибирской платформы и ее складчатого обрамления.— Тр. СНИИГГИМС, 1969, вып. 98, с. 141—143.
  11. Тихонов В. Л., Белогур В. Д. Применение геохимического метода для расчленения архея Прибайкалья.— Зап. Забайкальск. фил. Географ. о-ва СССР, вып. 56. 1971, с. 168—171.
  12. Шишкин Б. Б., Козлов Г. В. Литолого-геохимическая характеристика среднерифейских образований Игарского района (на примере чернореченской свиты).— В кн.: Геохимия докембрийских и палеозойских отложений Сибири. Новосибирск: Наука, 1973, с. 95—107.
  13. Юдович Я. Э., Майдль Т. В., Иванова Т. И. Геохимия стронция в карбонатных отложениях (в связи с проблемой геохимической диагностики рифов). Л.: Наука, 1980. 151 с.
  14. Fabricius F. H. Origin of marine ooides and grapestones.— Contrib. Sedimentol., 1977, № 7. 173 p.
  15. Friedman G. M. Early diagenesis and lithification in carbonate sediments.— J. Sedimentol. Petrol., 1964, v. 34, № 4, p. 777—813.
  16. Kahle C. F. Strontium in oolitic limestones.— J. Sedimentol. Petrol., 1965, v. 35, № 4, p. 846—856.
  17. Kinsman D. J. J. Interpretation of Sr<sup>2+</sup> concentration in carbonate minerals and rocks.— J. Sedimentol. Petrol., 1969, v. 39, № 2, p. 486—508.
  18. Loreau J.-P., Purser B. H. Distribution and ultrastructure of Holocene ooides in the Persian Gulf.— In: The Persian Gulf, 1973, p. 279—328.
  19. Stehli F. G., Hower J. Mineralogy and early diagenesis of carbonate sediments.— J. Sedimentol. Petrol., 1961, v. 31, № 3, p. 358—371.

ВСЕГЕИ  
Ленинград

Поступила в редакцию  
15.XI.1983

УДК 551.8 : 551.72 (470.21)

## ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ ПЕЧЕНГИ В НИЖНЕПИЛЬГУЯРВИНСКОЕ ВРЕМЯ РАННЕГО ПРОТЕРОЗОЯ (КОЛЬСКИЙ ПОЛУОСТРОВ)

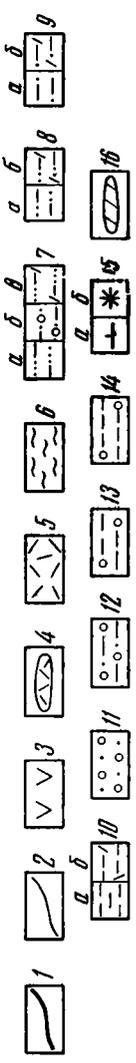
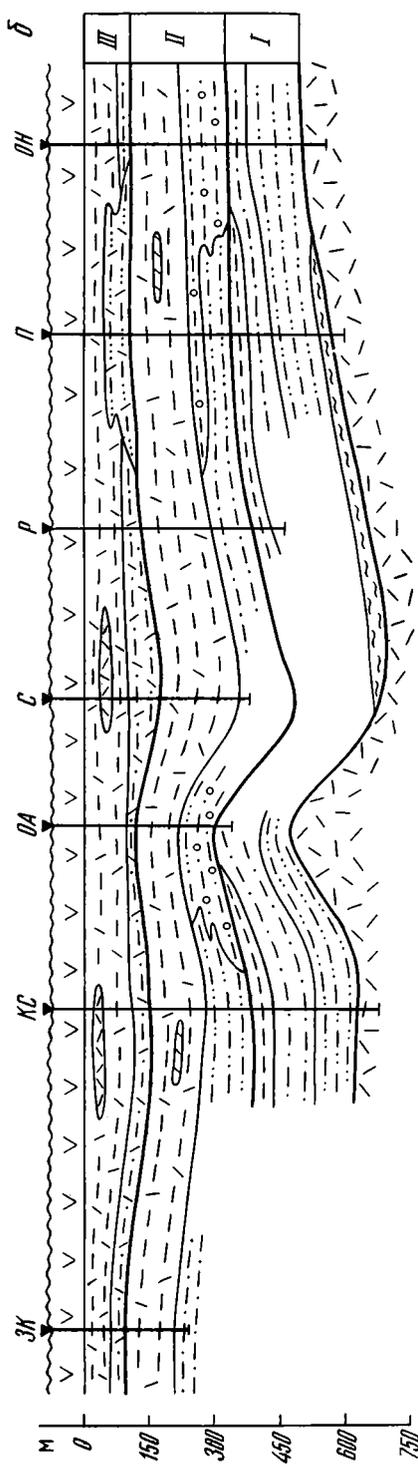
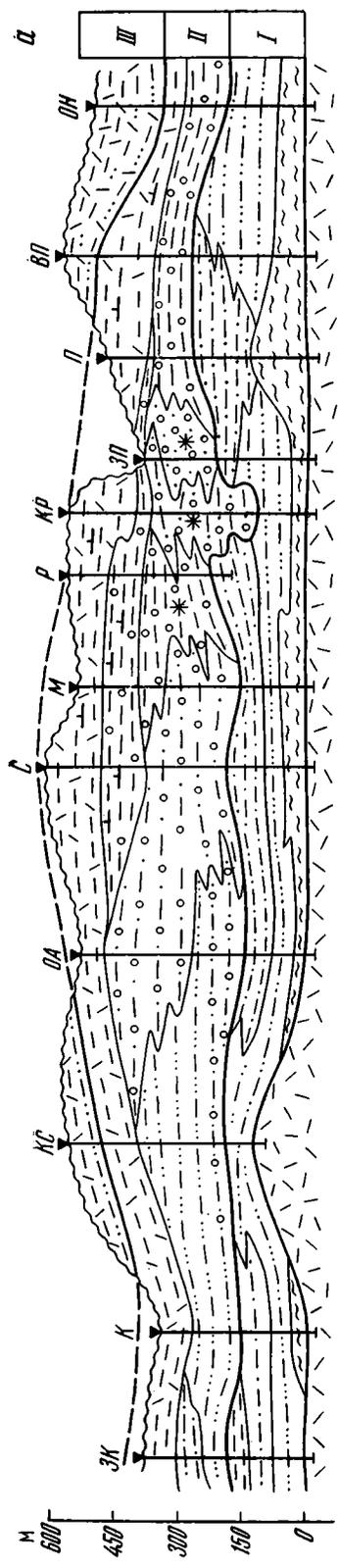
БЕКАСОВА Н. Б.

Как известно, нижнепильгуярвинская подсвита является продуктивной толщей, вмещающей интрузии основного — ультраосновного состава с сульфидным медно-никелевым оруденением промышленного значения. Многие исследователи, изучавшие продуктивную толщу и месторождения медно-никелевых руд, неоднократно отмечали, что локализация медно-никелевого оруденения в дифференцированных интрузивах контролируется геохимическими особенностями вмещающих пород и прежде всего содержанием в них серы и углерода.

В результате проведенного нами ранее анализа размещения в разрезе подсвиты интрузивов с медно-никелевым оруденением [4] была выявлена пространственная приуроченность их к пачкам пород, в которых существенно преобладают углеродисто-сульфидные сланцы. Следовательно, можно полагать, что эти породы служили наиболее благоприятной средой для внедрения интрузивов и формирования в них сульфидного медно-никелевого оруденения, возможно, выполняя при этом роль поставщика серы [4, 6]. В связи с этим возникла необходимость выяснения пространственного распространения сульфидно-углеродистых сланцев в пределах Печенгского рудного поля.

Кроме того, в последние годы в породах продуктивной толщи установлены повышенные содержания P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, достигающие 7—8% [1, 2], позволяющие относить эти породы к бедным фосфоритам.

С целью выяснения пространственного распространения сульфидно-углеродистых сланцев и фосфоритоносных пород нами был проведен фациальный и палеогеографи-



ческий анализ для нескольких, наиболее важных этапов формирования нижнепильгуярвинской подсвиты. Вопросы стратиграфического и фациального расчленения продуктивной толщи детально рассмотрены ранее в ряде публикаций [3, 5] и в общих чертах отражены на фиг. 1.

Нижнепильгуярвинская подсвита по своему строению представляет полный трансгрессивно-регрессивный цикл осадконакопления, в составе которого отчетливо выделяются три самостоятельных трансгрессивных цикла более низких порядков, рассматриваемых нами в ранге толщ (нижней, средней и верхней). Одной из характерных особенностей строения подсвиты является тонкая ритмичность флишoidalного типа. Нижние две толщи сложены ритмично переслаивающимися метагравелитами, метапесчаниками, метаалевролитами и метапелитами с редкими прослоями валунно-галечных и гравийных конгломератов, пропластками карбонатных пород и кремнистых сланцев, а в верхней части разреза (верхняя толща) широкое развитие приобретают ритмично переслаивающиеся туфопесчаники, туфоалевролиты, агломератовые, псаммитовые, алевроитовые и пелитовые туффиты и туфы основного и пикритового состава.

Для нижней и средней толщ характерно постоянное увеличение вверх по разрезу количества и мощности пелитовых разностей пород. В верхней толще эта закономерность затухевывается в результате наложения на процессы осадконакопления проявлений синхронного вулканизма.

Еще одной характерной чертой нижнепильгуярвинской подсвиты является широкое развитие сульфидно-углеродистых сланцев и локальная фосфоритоносность отложений.

Остановимся на двух основных аспектах фациально-палеогеографического анализа: выявлении площадей, перспективных для поисков медно-никелевого оруденения и концентрации фосфора. Предварительно кратко охарактеризуем основные приемы составления приведенных фациально-палеогеографических схем.

На фиг. 1 приведены два продольных литолого-фациальных профиля нижнепильгуярвинской подсвиты, расположенных на расстоянии 2—3 км друг от друга. Эти профили наглядно показывают фациальные изменения как в вертикальном разрезе, так и по латерали. Кроме того, они позволяют получить также общее представление и о трансформации фаций вкrest латерали.

Фациально-палеогеографические схемы приведены для четырех горизонтов: 1) для нижней толщи без базальной алевропелитовой пачки; 2) для нижней половины средней толщи, характерной особенностью которой является локальное развитие фосфоритоносных пород; 3) для верхней половины средней толщи, представленной мощной пачкой тонкого ритмичного переслаивания сульфидно-углеродистых пелитов, алевропелитов и алевролитов с редкими пропластками карбонатных пород и кремнистых сланцев, а также локально развитыми линзами ритмично-слоистых туфов; эта пачка является хорошим маркирующим горизонтом в разрезе нижнепильгуярвинской подсвиты; 4) для верхней туфогенно-осадочной толщи, венчающей разрез подсвиты.

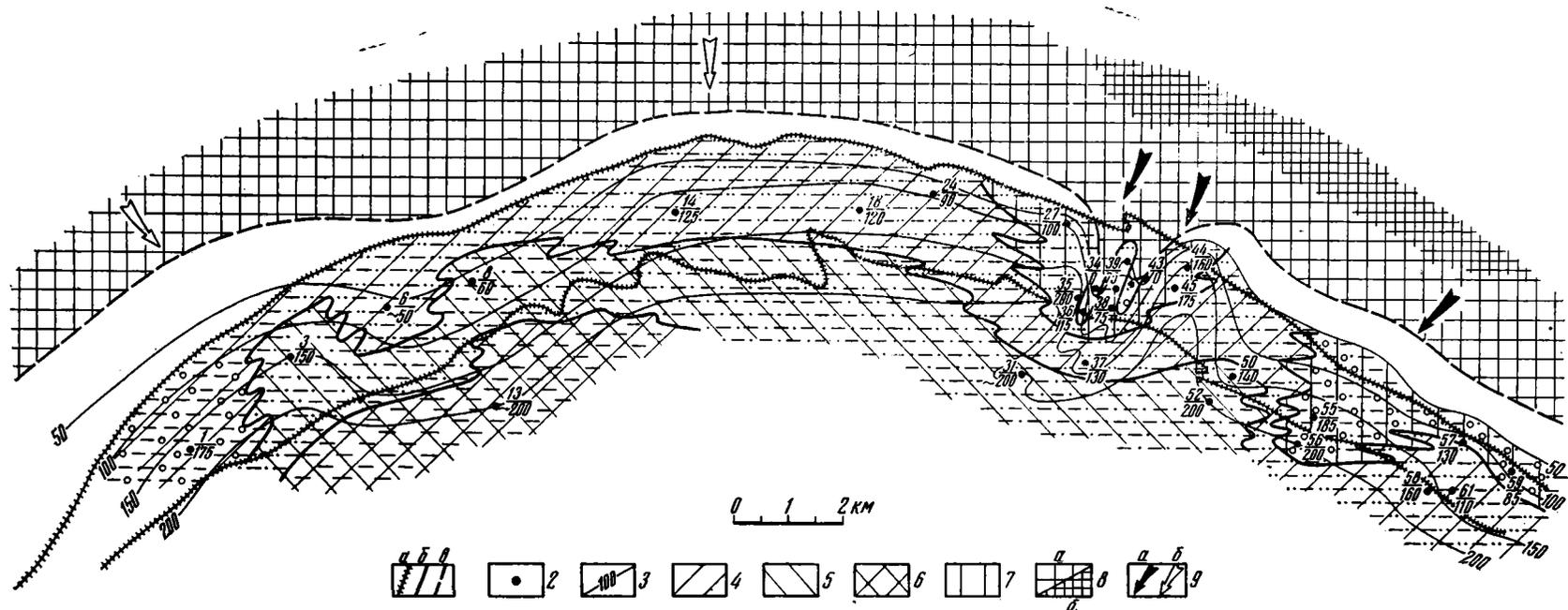
Поскольку рассматриваемые толщи представляют тонкое ритмичное переслаивание различных типов терригенных пород, то на приведенных схемах для литолого-фациальной характеристики толщ использована система условных знаков, отражающая примерное количественное соотношение переслаивающихся между собой пород и прежде всего соотношение глинистых и песчаных, глинистых и гравийно-песчаных отложений. Благодаря принятой системе удалось достаточно объективно оценить характер изменения мощности песчаных отложений по площади. Изменение мощностей

---

Фиг. 1. Схематические продольные литолого-фациальные профили нижнепильгуярвинской подсвиты Печенги по линии скважин, пробуренных в верхней части разреза подсвиты (а) и в вулканитах верхнепильгуярвинской подсвиты (б)

1—2 — границы (1 — толща, 2 — распространения литогенетических типов пород); 3 — вулканогенные породы верхнепильгуярвинской подсвиты; 4 — линзы туфогенных образований; 5 — вулканогенные породы коласйокской свиты; 6 — ритмично переслоенные пелиты и алевропелиты с редкими пропластками песчаников и алевролитов (отложение локальных мелководных впадин начального этапа развития прогиба); 7 — ритмично переслоенные песчаники, элевролиты и пелиты, в которых песчаники и алевролиты составляют 75% (а), то же с примесью гравийного (б) и туфогенного (в) материала; 8 — ритмично переслоенные песчаники, алевролиты и пелиты, в которых на долю песчаников и алевролитов приходится от 25 до 50% (а — без примеси туфогенного материала, б — с примесью туфогенного материала); 9 — ритмично переслоенные песчаники, алевролиты и пелиты, в которых песчаники и алевролиты составляют от 15 до 25% (а — без примеси туфогенного материала, б — с примесью туфогенного материала); 10 — тонко ритмично переслоенные пелиты, алевролиты и песчаники, где алевролиты составляют <15% (а — без примеси туфового материала, б — с примесью туфового материала); 11—14 — ритмичное переслаивание гравелитов, песчаников и пелитов, в котором на долю гравелитов и песчаников приходится, % (11 — >75; 12 — от 50 до 75; 13 — от 25 до 50; 14 — <25); 15 — особенности пород (а — карбонатность, б — фосфоритоносность); 16 — линзы карбонатных пород; I—III — толщи (I — нижняя, II — средняя, III — верхняя)

Название разрезов: ЗК — Западная Каула, К — Каула, КС — Колсельваара, ОА — Ортаояви, С — Соукер, М — Мирона, Р — Райсойви, КР — Кьерджипори, ЗП — Западный Пильгуярви, П — Центральный Пильгуярви, ВП — Восточный Пильгуярви, ОН — Онки



Фиг. 2. Фациально-палеогеографическая схема Печенги начала нижнепильгуярвинского времени (период формирования нижней толщи)

1 — границы (а — современного распространения образований подсыты, б — фаций, в — предполагаемой береговой линии); 2 — точки наблюдений (в числителе номер, в знаменателе мощность отложений, м); 3 — изолинии мощностей; 4—7 — фации (4 — прибрежно-мелководные, 5 — мелководные, 6 — относительно удаленные от береговой линии, 7 — подводно-дельтовые); 8 — суша (а — равнинная, б — со слабо расчлененным рельефом); 9 — направление сноса обломочного материала (а — основное, б — второстепенное). Остальные условные обозначения см. на фиг. 1

На этом и следующих рисунках точки наблюдения расположены: 1—7 — Каулинская площадь, 8—13 — участок Котсельваара; 14—17 — г. Ортоайви, 18—21 — бассейна р. Соукер; 22—27 — участки Мироне и Каменистый; 29—31 — участок Райсоййви; 33—43 — Киерджипорская площадь; 44—47 — Западно-Пильгуярвинская площадь; 49—54 — центральная часть Пильгуярвинской площади; 55—56 — Восточно-Пильгуярвинская площадь; 57—61 — г. Онки

толщ в пределах Печенги показано изолиниями, что позволило с большей достоверностью установить положение береговой зоны. Детальная характеристика фаций приведена в работе [5].

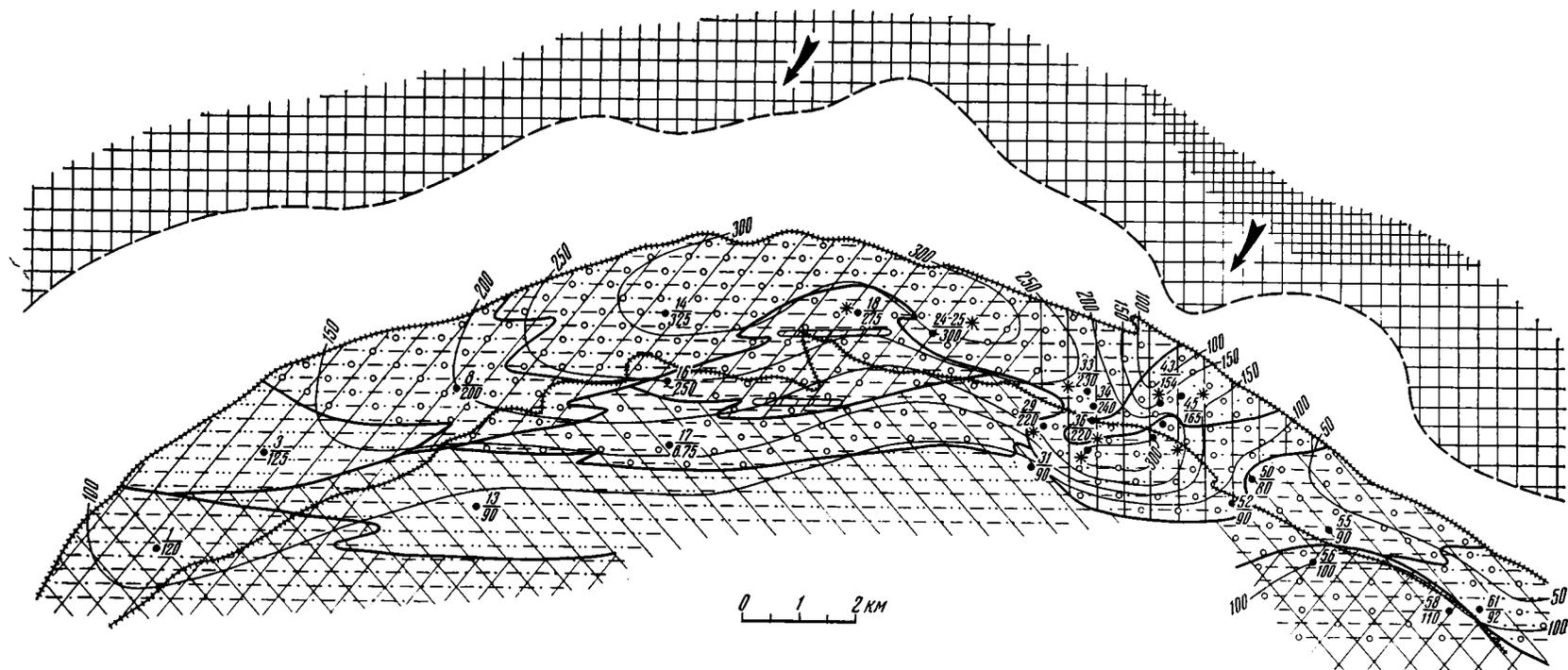
Рассмотрим условия образования нижней толщи. На фиг. 1 видно, что в ее основании в отдельных разрезах развита пачка тонкозернистых пород — сульфидно-углеродистых глинистых сланцев с редкими пропластками и прослоями песчаников и алевролитов. Характерной особенностью этой пачки, как отмечалось ранее [3, 5], является регрессивный характер ее строения. Это значит, что число и мощность пропластков песчаных пород постепенно возрастает вверх по разрезу. Мощность пачки колеблется от 0 до 140 м. Эти базальные образования рассматриваются нами как отложения локальных мелководных впадин, знаменующих начальный этап заложения нижнепильгуярвинского прогиба [5]. Мы не приводим фашиально-палеогеографической схемы для периода образования этой пачки, так как она отличается от схем более верхних горизонтов своей простотой. На продольных литолого-фашиальных профилях (см. фиг. 1) видно, что максимум прогибания в начальный этап нижнепильгуярвинского времени пришелся на восточную часть территории (район Пильгуярви — точки наблюдения 50 и 52), где мощность этих отложений достигает 140 м. При равнинном рельефе и постепенном прогибании в возникавших локальных впадинах происходило накопление тонкозернистого, в основном глинистого материала. Размер наиболее крупной восточной впадины, вытянутой в субширотном направлении, составлял примерно 5 км в ширину и 20—25 в длину. Учитывая, что аналогичные образования достаточно большой (150 м) мощности развиты также в районе оз. Ламмас, расположенного за пределами рассматриваемого региона, в 25 км к юго-востоку от Пильгуярвинского участка, можно предположить, что бассейн начального этапа развития занимал в восточной части территории значительно большую площадь. Не исключено также, что там располагался самостоятельный небольшой бассейн, изолированный от пильгуярвинского.

Второй этап формирования нижней толщи ознаменовался расширением бассейна в западном направлении (фиг. 2). Анализ мощностей и распределения фаций показывает, что береговая линия (зона) прошла вблизи от северной границы современного распространения пород нижнепильгуярвинской подсветы, за исключением участка Кьерджипори (точки 34, 43), где суша двумя узкими мысами вдавалась в глубь бассейна. Рельеф суши, судя по гранулометрическому составу пород в западной и центральной частях территории, был равнинным, на востоке — слабо расчлененным. Два шлейфа существенно песчаных пород с примесью грубозернистого материала указывают на существование здесь двух подводных дельт, о чем свидетельствуют также и текстурные особенности отложений — сочетание горизонтально-слоистых серий с косою слоистостью потокового тиаа, развитие мульдообразной и S-образной косою слоистости [5]. Бассейн отличался мелководностью. На расстоянии 2—4 км от береговой линии шло накопление существенно глинистых осадков, обогащенных органическим веществом и характеризующихся интенсивными процессами аутигенного образования сульфидов железа. Эти фации хорошо представлены на западе территории, на участке Котсельваара (точка наблюдения 13). Следует отметить также участок бассейна, расположенный между двумя подводными дельтами, а именно в точках 50 и 52, где продолжалось накопление толщ, на 75—85% представленных сульфидно-углеродистыми глинистыми отложениями. В результате в эпоху накопления нижней толщи в восточной части бассейна на участке Пильгуярвинской площади (точка 50) сформировалась мощная толща (280 м с учетом мощности нижней базальной пачки) существенно глинистых осадков, обогащенных углеродистым веществом и сульфидами железа (см. фиг. 1).

В эпоху формирования средней толщи на территории Печенги произошли существенные изменения, связанные с незначительной трансгрессией, обусловленной резким прогибанием территории, занятой бассейном, и поднятием области сноса. В результате предполагаемая береговая линия сместилась примерно на 1—1,5 км к северу от береговой линии бассейна предшествовавшего этапа, о чем свидетельствует распределение мощностей гравийно-песчаных осадков и фаций (фиг. 3). Максимальное приближение ее к границе современного распространения пород нижнепильгуярвинской подсветы наблюдалось на участке Кьерджипори — Западный Пильгуярви (точки 41—45).

В первой половине рассматриваемой эпохи отмечается заметное поглубение осаждавшегося обломочного материала. Подводная дельта «реки» продолжала свое существование только на участке Кьерджипори — Западный Пильгуярви. Судя по форме шлейфа наиболее грубообломочного материала, можно предполагать, что «река» текла с северо-востока, из области размыва с достаточно расчлененным рельефом. Широкое развитие грубообломочных пород в пределах бассейна от участка Восточный Пильгуярви (точки 55—56) на востоке до района г. Ортоайви (точка 14) на западе обусловлено сравнительно расчлененным характером рельефа области размыва.

Обломочный материал гравийных, гравийно-галечных и песчаных осадков полимиктовый. Он представлен кварцем (30—40%), кварцитами, эффузивами, карбонатными породами, серицитовыми и кварц-мусковитовыми сланцами. На долю обломков пород приходится примерно 40—50%. Среди аксессуарных аллотигенных минералов присутствуют циркон, рутил, апатит, альмандин, роговая обманка, гиперстен, корунд, шпинель, ставролит. По петрографическому составу обломочного материала и ассоциации аксессуарных аллотигенных минералов можно полагать, что область размыва была сложена в основном породами гранитогнейсового и гнейсо-сланцевого комплекса докарельского фундамента. Частичному размыву подвергались также вулканогенные и



Фиг. 3. Фашиально-палеогеографическая схема Печенги середины нижнепильгуярвинского времени (периода формирования нижней части разреза средней толщи). Условные обозначения см. на фиг. 1, 2

осадочные породы подстилающих свит карельского комплекса Печенги (в первую очередь коласйокской свиты).

С эпохой формирования нижней половины средней толщи связано накопление повышенных концентраций  $P_2O_5$ , приуроченных к прослоям гравийных и грубозернистых песчаных осадков подводной дельты и в меньшей мере прибрежно-мелководной зоны (см. фиг. 3).

Накопление сульфидно-углеродистых существенно глинистых осадков в рассматриваемый период отмечалось только на наиболее удаленных от береговой линии участках бассейна (см. фиг. 3, точки 1, 56, 58).

В середине рассматриваемого этапа в результате выравнивания рельефа области сноса в бассейне стал отлагаться преимущественно тонкозернистый осадок, сложенный частицами глинистой и алевроитовой размерности (фиг. 4). Снос обломочного материала с равнинной (низменной) суши носил площадной характер. Бассейн почти на всей площади отличался спокойной обстановкой среды накопления и условиями сероводородного заражения в иловом осадке и, возможно, в придонных слоях водной среды. Однако уже на данном этапе в центральной части рассматриваемого региона ощущались проявления начальной стадии активизации вулканической деятельности, приведшие к накоплению наряду с глинистым и алевроитовым осадком линзовидных слоев тонкоритмичных туфов и туффигов мощностью до 25 м, а также маломощных прослоев карбонатного и кремнистого вещества.

Активизация вулканической деятельности способствовала заметному увеличению мощности осадков в центральной части бассейна до 300 м (точки 16, 19, 22). Для участков бассейна, более удаленных от береговой линии, характерно осаждение сравнительно чистого глинистого материала (см. фиг. 4, точки 13, 17, 20, 21). В целом для толщи сульфидно-углеродистых глинистых, алевроитистых и туффиговых осадков характерно развитие тонкой горизонтальной слоистости, текстур взмучивания, мелкосерийной косой слоистости, вполне соответствующих охарактеризованной обстановке, существовавшей в бассейне.

В конце раннепильгуярвинского времени в эпоху формирования верхней туфогенно-осадочной толщи (фиг. 5) началась заметная регрессия, сопровождавшаяся смещением береговой линии и бассейна в целом в южном направлении. Береговая линия значительно приблизилась к северной границе современного распространения нижнепильгуярвинской подсвиты. Судя по шлейфу песчаного осадка с примесью туфогенного материала, с широко развитой слоистостью потокового типа, дельта проблематичной «реки» — потока сместилась несколько к востоку в район Пильгуярвинской площади (точки 51, 54). Закономерное распределение туфогенового материала по гранулометрическому составу (уменьшение размера обломков туфов и их количества в южном направлении) позволяет предполагать расположение вулканического очага примерно в 2,5—3 км к северу от точки наблюдения 16 в пределах прибрежной суши. Рельеф суши на большей части территории был равнинный, участками слабо расчлененный. Закономерности процессов осадконакопления в этот период постепенно затухают, все более активизирующейся вулканической деятельностью. Накопление сульфидно-углеродистых глинистых осадков и туффигов происходило на значительном удалении от береговой линии (точки 1, 2, 58) и в меньшей мере в мелководной зоне бассейна (точки 20, 57, 61).

Общим для всех рассмотренных выше этапов является мелководный характер бассейна, расположение области размыва севернее площади современного распространения пород нижнепильгуярвинской подсвиты, неясное положение южной границы бассейна, проблематичность его размеров и установления типа бассейна (морской или озерный).

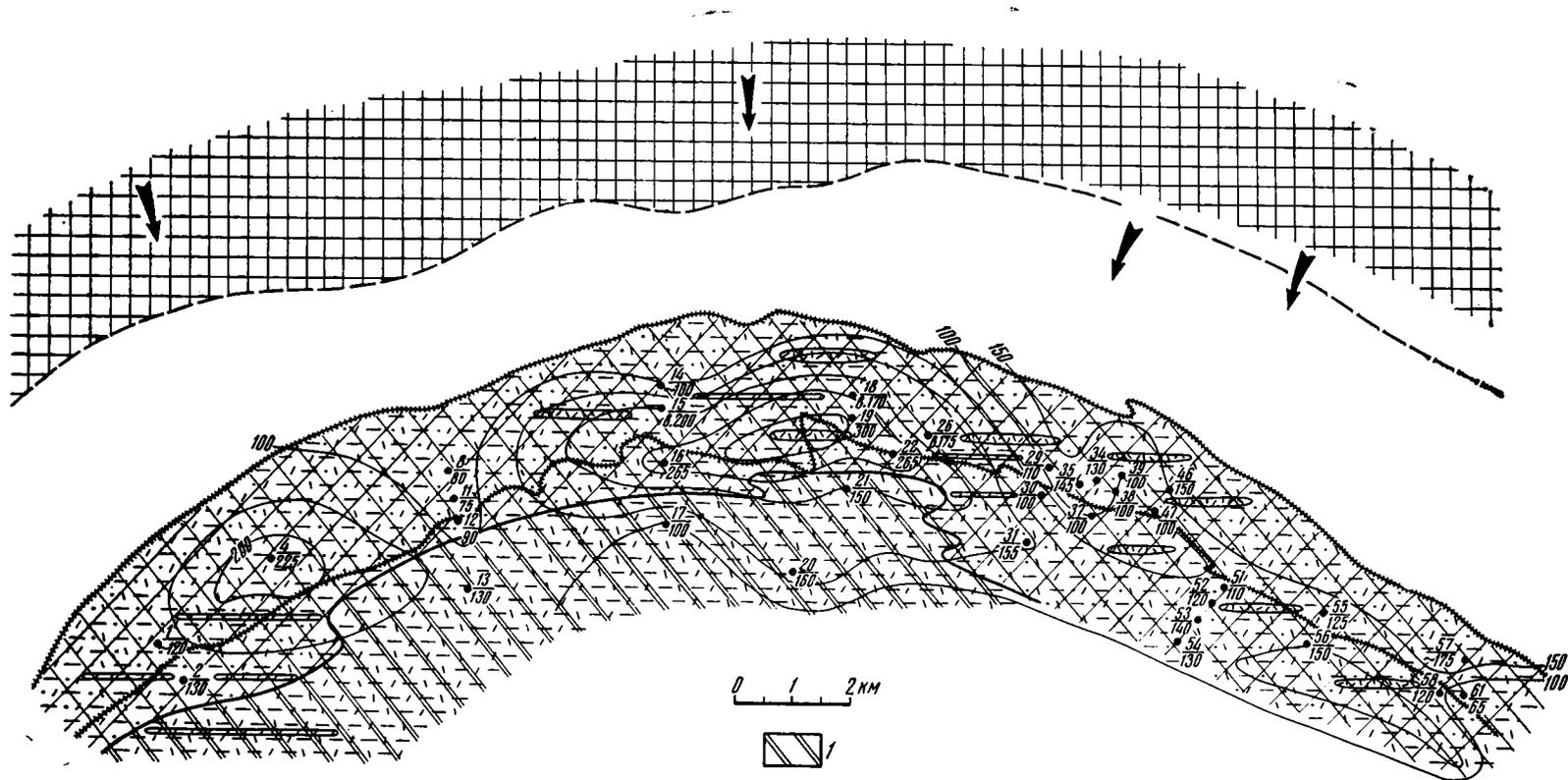
Скорее всего бассейн имел овальную форму, вытянутую в юго-восточном направлении. Размеры и границы бассейна на протяжении формирования нижнепильгуярвинской подсвиты не претерпели существенных изменений. Максимум трансгрессии пришелся на период накопления осадков средней толщи. Окружающая суша и область сноса обломочного материала характеризовались равнинным и местами слабо расчлененным рельефом. Снос материала происходил главным образом с северо-востока, в меньшей мере — с севера. Область питания была сложена в основном гранитоидными и гнейсо-сланцами докарельского фундамента и в меньшей мере осадочно-вулканогенными образованиями хзельского комплекса (коласйонской и куэтсярвинской свит). Обломочный материалносился двумя водными потоками, подводная дельта которых располагалась в районе участков Киердживори и Пильгуярви. На остальной территории снос имел площадной характер (см. фиг. 1, 2, 3, 5).

Примерно со второй половины нижнепильгуярвинского времени бассейн начинает ощущать активизацию вулканической деятельности. По распределению продуктов этой деятельности на площади бассейна (см. фиг. 5) можно предполагать, что вулканический очаг располагался где-то за пределами бассейна, скорее всего в центральной части обрамляющей его суши.

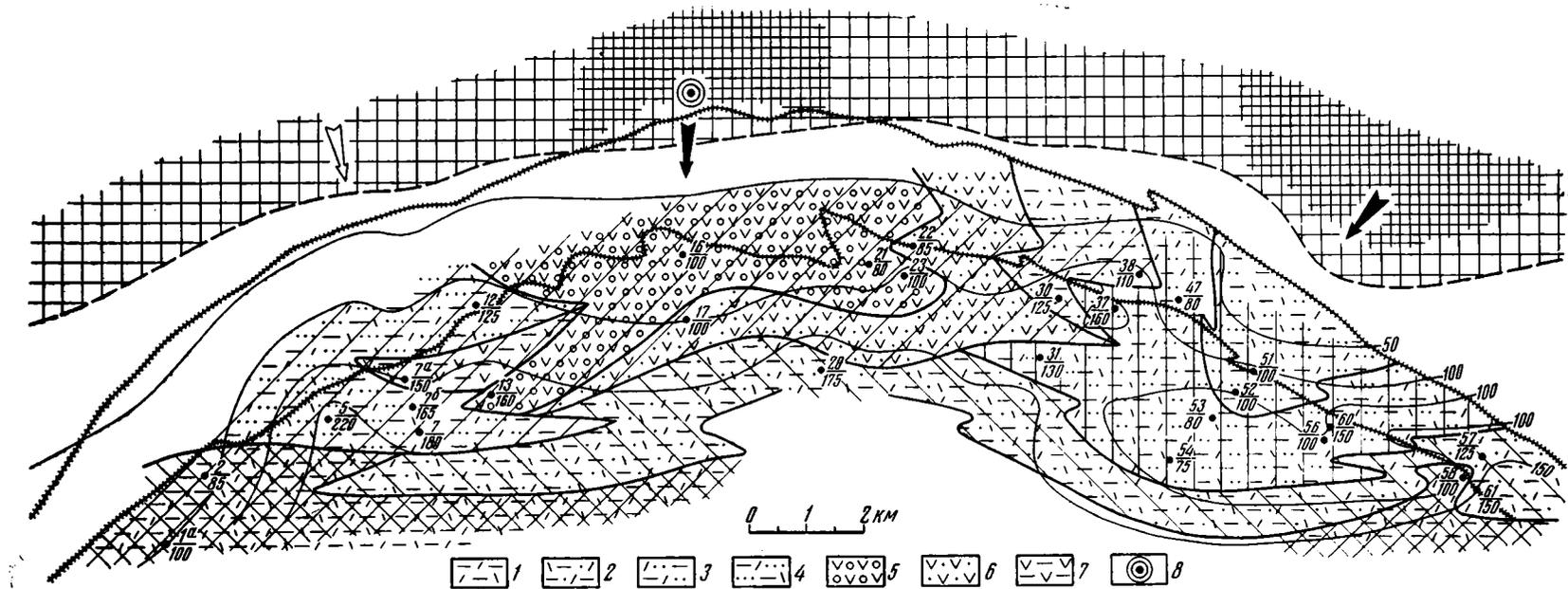
Такова в общих чертах палеогеографическая обстановка Печенги в период формирования нижнепильгуярвинской подсвиты.

Как уже отмечалось выше, фациальный анализ и реконструкция палеогеографии Печенги в нижнепильгуярвинское время нами проводились с целью выявления площадей распространения сульфидно-углеродистых сланцев, контролирующих размещение медно-никелевых месторождений, а также фосфоритносных пород.

Напомним, что большинство известных медно-никелевых месторождений приурочено к верхней части разреза подсвиты, где сульфидно-углеродистые сланцы наиболее развиты. Исключение составляют лишь два месторождения восточного рудного узла,



Фиг. 4. Фациально-палеогеографическая схема Печенги середины нижнепильгуярвинского времени (периода формирования верхней части разреза средней толщи)  
 1 — относительно глубоководные фации. Остальные условные обозначения см. на фиг. 1, 2.



Фиг. 5. Фашиально-палеогеографическая схема Печенги в конце нижне-пильгуярвинского времени (для периода формирования верхней толщи) 1—4 — ритмично переслоенные пелиты, туффиты, туффоспесчанники, в которых алевритито-псаммитовые туффиты и туффоспесчанники составляют, % (1 — <15; 2 — 15—25; 3 — 25—50; 4 — 50—75); 5 — ритмично переслоен-

ные агломератовые, псаммитовые, алевритовые и пелитовые туфы, туффиты, туффосадки; 6 — то же без агломератовых туфов; 7 — ритмично переслоенные тонкозернистые туфы, туффиты и пелиты; 8 — вулканический аппарат. Остальные условные обозначения см. на фиг. 2

расположенные в пределах самых нижних горизонтов нижнепилгуярвинской подсвиты. Фациальный анализ показал, что несмотря на широкое развитие на востоке в нижней части разреза подсвиты обломочных отложений подводно-дельтовых фаций на отдельных участках здесь (см. фиг. 1, 2 точки 50, 52) низы разреза сложены мощной (140—280 м) толщей глинистых осадков, обогащенных углеродистым веществом и сульфидами. Именно к ним и приурочены известные медно-никелевые месторождения.

В настоящее время в связи с поисками медно-никелевого оруденения на глубоких горизонтах Печенгского рудного поля очень важно проследить площади распространения сульфидно-углеродистых сланцев в глубь Печенгской структуры. Эту задачу мы попытались решить с помощью составленных нами фациально-палеогеографических схем для периодов формирования нижней, средней и верхней толщ (см. фиг. 2—5). Как отмечалось ранее [4], углеродистым веществом и сульфидами наиболее обогащены отложения относительно глубоководных фаций, мелководных зон, удаленных от береговой линии, и в меньшей мере — отложения мелководья.

В период формирования нижней толщи (см. фиг. 2) граница фаций, относительно удаленных от береговой линии, выявлена на западе региона, где она проходит непосредственно к юго-востоку от южной границы современного развития пород нижнепилгуярвинской подсвиты. Мелководные фации распространены более широко.

В период образования средней толщи площади накопления сульфидно-углеродистых глинистых осадков значительно расширились (см. фиг. 4), особенно во второй половине формирования толщи.

В первую половину площадь, занятая мелководными и относительно удаленными от береговой линии фациями, составляла примерно 50% от всей площади реконструированного бассейна (см. фиг. 3), а во вторую половину — почти 100% (см. фиг. 4). Особенно перспективными для локализации интрузий и формирования медно-никелевого оруденения представляются участки западного и восточного флангов бассейна, где сульфидно-углеродистые глинистые осадки накапливались на протяжении всего периода формирования средней толщи (см. фиг. 3, 4, точки 1, 13, 56, 58).

В период формирования верхней толщи площадь развития сульфидно-углеродистых осадков значительно сократилась и северная граница их распространения сместилась на 2—3 км к югу от южной границы современного распространения пород нижнепилгуярвинской подсвиты. Исключение составляют юго-западный и юго-восточный фланги бассейна, где относительно глубоководные фации были максимально приближены к этой границе. На этом этапе площадь развития сульфидно-углеродистых сланцев имеет субширотное простирание, не согласующееся с простиранием современных границ нижнепилгуярвинской подсвиты.

Таким образом, на основании приведенного материала можно наметить следующие участки, перспективные для поисков медно-никелевого оруденения.

1. В разрезе нижней толщи перспективной является площадь, расположенная непосредственно к югу от южной границы современного распространения осадочных пород подсвиты (на западе район Каула—Котсельваара, точки 13, 3, 8, и на востоке, точки 31, 50, 52). Глубина залегания сульфидно-углеродистых сланцев нижней толщи составляет примерно 1500—2000 м, на востоке — 300—450 и 1500—2000 м.

2. В разрезе средней толщи наибольший интерес представляют площади, расположенные непосредственно к югу от южной границы современного развития образований нижней подсвиты пилгуярвинской свиты на глубинах от 1000 до 1500 м (точки 1, 2, 13, 17, 20, 21, 56, 58); практически в пределах всего Печенгского рудного поля.

3. В разрезе верхней толщи сульфидно-углеродистые сланцы наиболее широко развиты на площади, расположенной в 2—3 км к югу от современной южной границы нижнепилгуярвинской подсвиты, примерно в интервале глубин от 500 до 1000 м.

Наиболее перспективными представляются те участки рассматриваемой территории, где отмечается развитие сульфидно-углеродистых глинистых сланцев на протяжении формирования двух, а местами и трех толщ. К чему последних следует отнести площадь в районе точки 13 (участки к югу от Каулы и Котсельваары). Выявленные с помощью геофизических данных на этих участках интрузивы основного — ультраосновного состава могут представлять объект для поисков среди них медно-никелевого оруденения.

Что же касается площади развития фосфоритосных пород, то она четко оконтуривается границей шлейфа подводно-дельтовых фаций в районе Кьерджиפורи — Западный Пилгуярви, несколько смещаясь в западном направлении в сторону участков Мирона и Соукер (см. фиг. 3, точки 18, 24—25) и выходя за пределы южной границы современного развития пород нижнепилгуярвинской подсвиты в районе Кьерджиפורи — Пилгуярви примерно на 1,5—2 км в южном направлении.

## Литература

1. Ахмедов А. М. Распределение фосфора в породах печенгского комплекса. — В кн.: Проблемы изучения и освоения природных ресурсов Севера. Апатиты: Изд-во Кольск. фил. АН СССР, 1973, с. 66—74.
2. Бекасова Н. Б. Конкреционные фосфориты в разрезе осадочно-вулканогенного комплекса среднего протерозоя на Кольском полуострове. — В кн.: Вещественный состав фосфоритов. Новосибирск: Наука, 1979, с. 108—111.
3. Бекасова Н. Б. Литолого-фациальное расчленение продуктивной толщи рудного поля

- Печенги.— В кн.: Стратиграфические подразделения докембрия Кольского полуострова и их корреляция. Апатиты: Изд-во Кольск. фил. АН СССР, 1978, с. 113—122.
4. *Бекасова Н. Б., Аведисян А. А.* Геохимические особенности сульфидно-углеродистых сланцев продуктивной толщи Печенги.— В кн.: Геохимические критерии перспектив рудоносности метаморфических комплексов докембрия. Апатиты: Изд-во Кольск. фил. АН СССР, 1978, с. 43—52.
  5. *Бекасова Н. Б.* Литогенетические типы пород продуктивной толщи рудного поля Печенги.— В кн.: Геохимия и условия формирования осадочных толщ докембрия Кольского полуострова. Апатиты: Изд-во Кольск. фил. АН СССР, 1980, с. 49—62.
  6. *Предовский А. А., Федотов Ж. А., Ахмедов А. М.* Геохимия Печенгского комплекса. Л.: Наука, 1974. 139 с.

Кольский филиал ГИНа  
Апатиты

Поступила в редакцию  
6.I.1984

## ПРОБЛЕМЫ КРЕМНЕНАКОПЛЕНИЯ НА СИМПОЗИУМЕ «ОФИОЛИТЫ. ТЕКТОНИКА ОКЕАНОВ И МЕТАМОРФИЗМ»

*ВИШНЕВСКАЯ В. С., ДОБРЕЦОВ Н. Л.*

15—17 декабря 1983 г. в Италии во Флорентийском университете состоялся симпозиум, средиземноморской рабочей группы проекта № 195 МПГК «Офиолиты», «Тектоника океанов и метаморфизм», где рассматривались вопросы по офиолитам Альпийского пояса, Северной Азии, Северной Америки, океаническим структурам Атлантики, Индийского океана и Красного моря. В работе симпозиума принимала участие советская делегация в составе Н. Л. Добрецова и В. С. Вишневской. Судя по составу участников, количеству и уровню докладов, это был самый представительный симпозиум после симпозиума, состоявшегося на Кипре в 1979 г.

Ведущие специалисты в области офиолитов — Р. Колман, Г. Эрнст, В. Бортолотти, А. Никола и Э. Бонатти — выступили с лекциями, затем были заслушаны и обсуждены 42 доклада.

Советские участники представили на симпозиум два доклада, затрагивающие как общие проблемы офиолитов (доклад *Н. Л. Добрецова* «Глаукофановый метаморфизм в офиолитовых поясах Северной Азии и его значение для проблемы субдукции»), так и конкретные вопросы, касающиеся времени и условий формирования верхних составляющих офиолитов (доклад *В. С. Вишневской* «Радиоляриды Альпийского пояса (СССР, Италии, Румынии, Кубы): их возраст, степень метаморфизма, тектоническое положение и палеообстановка»).

Авторы подробно ознакомились с последними исследованиями и новейшими достижениями ученых Италии и передовых зарубежных центров по проблеме офиолитов и их связи с происхождением краевых морей. В настоящее время большинство исследователей предлагают трактовать офиолиты складчатых поясов на континентах не как литосферу открытых океанов, а как литосферу окраинных морей, рифтов (типа Красноморского), а в ряде случаев как фундамент преддуговых бассейнов и «симатических» островных дуг. Эта идея была подчеркнута уже во вводной лекции *Р. Колмана* (США), который отметил также, что по данному признаку существенно различаются офиолиты Тетиса и Тихоокеанского обрамления (Кордильер). Офиолиты Тетиса образуются преимущественно в небольших океанических бассейнах и надвинуты на пассивную континентальную окраину. Офиолиты Кордильер, наоборот, представляют океаническую литосферу, сформировавшуюся в междуговых или задуговых (окраинно-морских) бассейнах, ассоциируются с аккреционными призмами и не сопровождаются метаморфическими ореолами в их подошве. По мнению *Р. Колмана*, абиссальная океаническая литосфера открытых океанов не сохраняется в структурах складчатых поясов, так как полностью исчезает в зонах субдукции. В ряде докладов (*Э. Бонатти*, *Дж. Карсон*, *В. Бортолотти* и др.) была показана большая роль трансформных разломов. Наибольший интерес вызвала демонстрация слайдов и схем, отражающих особенности тектоники Красного моря, где срединно-океанические структуры обнажены на поверхности Африканского побережья. О картировании подводного участка Срединно-Атлантического хребта с помощью автоматической фотокамеры и пилотируемого подводного аппарата АЛВИН (ALVIN) рассказали *Дж. Карсон* и *Х. Дик* (США). Подробно обсуждались также возникновение и развитие изолированных малых океанических бассейнов по мере разрастания Красноморского рифта на север.

Среди специальных вопросов особое внимание было уделено проблеме кремненакопления. Радиоляриды — характерная составляющая многих офиолитовых поясов, широко распространенных в геосинклинальных областях. В связи со сложным строением офиолитов радиоляриды приобретают значение индикаторов времени их формирования, поскольку, они более других пород из офиолитовой ассоциации несут на себе отпечатки времени и условий осадконакопления.

Классические радиоляриды (так называемые радиоляриевые яшмы) наиболее широко развиты в Альпийской складчатой области. Альпинотипные радиоляриды, пространственно связанные с офиолитами, всегда рассматривались как единый литогенетический тип, образование которого либо связывали с офиолитами, либо рассматривали оторванно от офиолитовой ассоциации, как это было показано *Р. Фолком* и *Е. Ф. Макбрайдом* на примере лигурийских радиоляриевых яшм. Палеогеографические условия формирования одних и тех же радиоляритов Лигурии в одном случае рассматривались как глубоководные океанические, сходные по образованию с современными радиоляриевыми иглами, а в другом — как мелководные.

Таким образом, по поводу происхождения одного генотипа радиоляритов сформировалось два совершенно противоположных взгляда. Аналогичная история произошла с радиоляритами Малого Кавказа (СССР) и классическими радиоляритами из ряда других офиолитовых зон. На наш взгляд описанная ситуация возникла в связи с тем, что разные исследователи (тектонисты, петрологи, геологи), не зная возраст радиоляритов (радиоляриевых яшм) в каждом конкретном случае, даже наблюдая различные литогенетические признаки радиоляритов одного региона, из-за большого внешнего сходства радиоляритов и невозможности различать их визуально переносили возраст одного конкретного образца на возраст всей толщи радиоляритов, а какой-то один признак, на их взгляд главный (мелководности или глубоководности), распространяли на тенеизис радиоляритов вообще.

Радиоляриты чрезвычайно широко распространены в Италии. Типичные представители их (радиолярные яшмы) развиты в верхах офиолитового комплекса. Кроме того, радиоляриты распространены в карбонатном разрезе, где они представлены кремнями или конкрециями кремней.

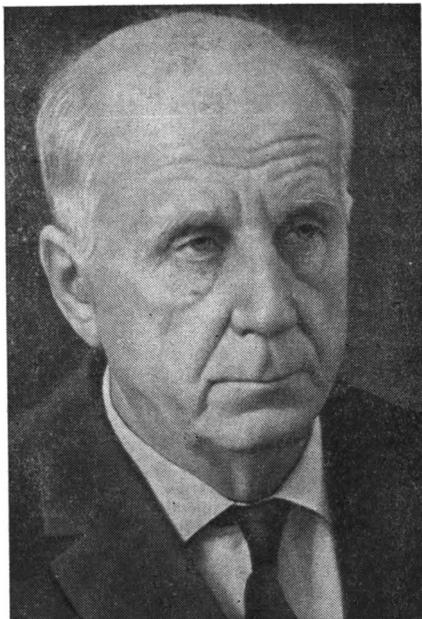
Во всех докладах, касающихся верхних членов офиолитов — базальтов, переслаивающихся с радиоляритами и кремнистыми известняками (*В. Бортолотти* и др., *Ж. Берtrand* и др.), проблематичным или неточным оставались и возраст, и расчленка палеообстановки. В то же время отмечалась преимущественная ассоциация средиземноморских офиолитов с толеитовыми базальтами, а малоазийских — как с высокотитанистыми толеитовыми, так и со щелочными. В ряде докладов (*Дж. Карсон*, *Д. Элтон* и др.) говорилось о метаморфизованности этих верхних членов офиолитов дозленослапцевой фации.

К настоящему времени итальянскими и другими геологами детально описаны радиоляриты Ломбардских Альп, возраст которых определен как киммеридж-титонский и берриас-валанжинский. В то же время в ряде работ возраст этих же радиоляритов считается позднекелловейско-оксфордским или просто позднеюрским. Причина расхождения в трактовке возраста не ясна, так как авторы не всегда приводят данные, на которых основано заключение о возрасте. Радиоляриты Северных Апеннин менее изучены. Их возраст принимается как юрско-нижнемеловой. Для разреза Умбрии известны более точные датировки — оксфорд-киммеридж. На севере Италии (горы Эуганеи) широко распространены средне-позднемеловые радиоляриты, которые литологически представлены кремнями и конкрециями кремней, залегающими в карбонатном разрезе.

Современный интерес к радиоляритам вызван разработкой новой методики изучения радиолярий, позволяющей датировать слои по радиоляриям с гораздо большей точностью — до яруса или долей яруса. С помощью новой методики *П. Баумгартнером* и др. выделены и определены радиолярии из яшм Ломбардских Альп и предложена схема их стратификации в интервале поздний келловей — ранний готерив, где выделено 12 зон. К симпозиуму В. С. Вишневской были отмыты радиолярии из образцов яшм и кремней Северных Апеннин (Лигурийской зоны), любезно предоставленных проф. Н. А. Богдановым и В. Д. Чеховичем, и точно определен их возраст. В результате из яшм, залегающих на пиллоулавах, определен келловей-оксфордский комплекс радиолярий. Из кремней, сменяющих яшмы, и низов кремней Монте-Альпе определен киммеридж-титонский комплекс радиолярий. Кроме этого, из яшм и кремнистых известняков отмыт богатый комплекс радиолярий нижнемелового возраста.

В докладе *В. С. Вишневской* показана попытка сравнительного изучения верхней составляющей офиолитов всего Альпийского складчатого пояса. На конкретных примерах из офиолитовой зоны Малого Кавказа, Советских и Румынских Карпат, Лигурид Италии, офиолитов Центральной Кубы проанализирован возраст радиоляритов, доказано наличие двух (различных генетических) типов эффузивно-кремнистых (базальто-радиоляритовых) серий. Одна из них — яшмо-базальтовая, относительно глубоководная. Она, как правило, представлена высококремнистыми радиоляритами, ассоциирующимися с железистыми гидротермальными яшмами и яшмо-кварцитами и преимущественно толеитовыми базальтами. В основном это позднеюрско-раннемеловые радиоляриты, распространенные в офиолитовых поясах. Другая — андезит-базальт-кремнистая ассоциация, относительно мелководная. Она представлена двумя подтипами. Первый — это радиоляриты в ассоциации с песчаниками, часто серпентинитовыми, детритовыми известняками, турбидитами, щелочными и высокотитанистыми базальтами, распространенная в офиолитовой зоне. Их возраст преимущественно средний — поздний мел. Как правило, они не претерпели метаморфизма. Второй подтип — спонголиты, спонголит-радиоляриты, реже радиоляриты, ассоциирующиеся с градационно-слоистыми вулканомиктовыми песчаниками, органогенно-обломочными известняками, андезито-базальтами и залегающие в нормальных разрезах обрамления офиолитовых зон. Таким образом, внимание акцентировалось на необходимости распознавать с помощью радиоляритов возраст и генезис верхних членов офиолитов как наиболее информативных в офиолитовой «триаде».

На заключительном заседании симпозиума было принято решение опубликовать все представленные доклады в специальном выпуске периодического издания «Ofioliti», издаваемого Группой по изучению офиолитов Средиземноморья при Национальном Совете научных исследований Италии.



### ГРИГОРИЙ ФЕДОРОВИЧ КРАШЕНИННИКОВ

(к 75-летию со дня рождения)

Исполнилось 75 лет выдающемуся ученому-литологу, заслуженному деятелю науки и техники РСФСР, профессору-консультанту кафедры литологии и морской геологии геологического факультета Московского государственного университета им. М. В. Ломоносова Григорию Федоровичу Крашенинникову. Одновременно отмечается 55-летие его работы в геологии.

С самого начала трудовой деятельности Григория Федоровича его научные интересы связаны прежде всего со стратиграфо-литологическими исследованиями в угленосных бассейнах Сибири, Среднего и Северного Урала. Он изучает эти бассейны с 1931 г., после окончания Московского геологоразведочного института, работая начальником экспедиции Восточно-Сибирского геологического управления, а с 1935 г. — научным сотрудником ВИМСа.

Результаты его исследований в Челябинском угленосном бассейне, которые легли в основу защищенной им в 1943 г. кандидатской диссертации, способствовали правильной организации разведки и эксплуатации угольных месторождений на востоке нашей страны в трудные годы Великой Отечественной войны. Работы Г. Ф. Крашенинникова стали особенно актуальными в послевоенное время, когда началось восстановление и расширение сырьевой базы угольной промышленности в Донбассе, Кузбассе, Казахстане и Сибири. В эти годы Григорий Федорович организовал в упомянутых районах широкие исследования, на базе которых сформировалась школа его учеников и соратников. Им был проанализирован огромный материал по геологии, литологии и условиям образования угленосных отложений в разных тектонических и палеогеографических обстановках, послуживший основой докторской диссертации, защищенной Г. Ф. Крашенинниковым в 1954 г., а также его фундаментальной монографии «Условия накопления угленосных формаций СССР». И дальнейшая его научная работа непрерывно связана с решением важных для народного хозяйства практических задач — оценки перспектив и прогнозов поисков полезных ископаемых осадочного генезиса во многих регионах.

Идеи и исследования Г. Ф. Крашенинникова обеспечили ему высокий авторитет в советской науке. Он постоянный участник и один из основных докладчиков на всесоюзных литологических совещаниях и на многих региональных геологических конференциях. Г. Ф. Крашенинников является автором свыше 130 научных работ.

Деятельность Г. Ф. Крашенинникова широко представлена и на международном уровне. Литологи разных стран знают его не только по статьям и монографиям, но и по выступлениям на международных геологических конгрессах в Мексике, Дании, Индии, Чехословакии, Австралии, и как председателя одной из секций Международного конгресса по карбону в Москве, Нидерландах и др. Всюду Григорий Федорович является достойным представителем советской литологической школы.

Свою научную деятельность Г. Ф. Крашенинников плодотворно сочетает с педагогической работой с 1940 г. в Московском университете. В 1949 г. он становится доцентом, а с 1956 г. — профессором геологического факультета МГУ. С 1983 г. Г. Ф. Крашенинников профессор-консультант новой кафедры МГУ — кафедры литологии и морской геологии.

За время преподавания на геологическом факультете Григорий Федорович создал и читал курсы : «Литология» и «Учение о фациях», относящиеся к фундаментальным геологическим дисциплинам. По его учебнику — «Учение о фациях» обучаются студенты всех геологических вузов страны.

Г. Ф. Крашенинников — бессменный руководитель созданной свыше 30 лет назад при кафедре исторической и региональной литологии лаборатории литологии, которая в настоящее время является лабораторией литологии и фациального анализа кафедры литологии и морской геологии. В основанной им лаборатории методом исследования осадочных пород обучаются студенты большинства кафедр геологического факультета и ряда кафедр географического факультета МГУ, работают аспиранты и стажировются преподаватели многих вузов, в том числе и зарубежных. Сотрудники этой лаборатории постоянно ведут научную работу в Донбассе, Кузбассе, Ленском угольном бассейне, в Верхоянье и других регионах.

За годы работы в МГУ Г. Ф. Крашенинников подготовил десятки аспирантов, ставших кандидатами геолого-минералогических наук. Его ученики ведут исследования и преподают во многих странах мира — НРБ, ГДР, СРР, Индии, Франции и др.

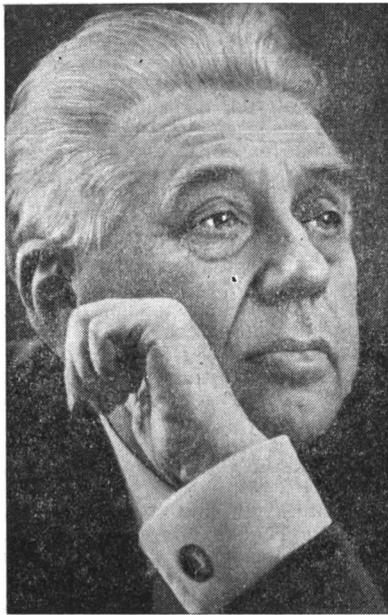
Г. Ф. Крашенинников многие годы руководит секцией осадочных пород Московского общества испытателей природы. Под его руководством секция функционирует как постоянно действующее звено, которое соединяет различные школы и направления в литологии. Одновременно Г. Ф. Крашенинников является членом редколлегии журнала «Литология и полезные ископаемые» и членом Комиссии по осадочным породам при ОНЗ АН СССР.

Г. Ф. Крашенинников награжден орденом «Знак почета», медалями «За трудовую доблесть», «За доблестный труд в Великой Отечественной войне» и другими знаками отличия. В 1980 г. Григорию Федоровичу присвоено звание «Заслуженный деятель науки и техники РСФСР».

Желаем Григорию Федоровичу новых творческих успехов в его многогранной деятельности по развитию геологической науки и подготовке высококвалифицированных кадров советских геологов.

Редколлегия журнала  
«Литология и полезные  
ископаемые»

Межведомственный литологический  
комитет  
Кафедра литологии МГУ



### **МИХАИЛ ГЕОРГИЕВИЧ ВАЛЯШКО**

7 октября 1984 г. на 77-м году жизни скончался выдающийся советский специалист в области геохимии солей и природных вод, доктор химических наук, профессор кафедры геохимии МГУ Михаил Георгиевич Валяшко.

Михаил Георгиевич родился в 1907 г. в Харькове. Свою научно-педагогическую деятельность начал еще студентом. В 1930 г., после окончания Ленинградского политехнического института, он поступил в Институт физико-химического анализа АН СССР, где под руководством акад. Н. С. Курнакова занялся изучением физико-химических равновесий водно-солевых систем, обращая особое внимание на процессы солнечного испарения морской воды. Эти исследования увлекли молодого ученого и определили направление его научных работ.

Формирование М. Г. Валяшко как крупного ученого-геохимика было связано в основном с двумя научными организациями — до 1957 г. с Всесоюзным институтом галургии (ВНИИГ) в Ленинграде, а позднее с Геологическим факультетом Московского государственного университета.

Во ВНИИГ Михаил Георгиевич основное внимание уделял изучению природных процессов формирования солей. Блестящий экспериментатор, он детально исследует очень медленно протекающие процессы метаморфизации, разработав для этого специальную методику. Одновременно он продолжает изучение метастабильных равновесий при солнечном испарении морской воды и приходит к выводу, что подавляющее большинство калийно-магнезиальных месторождений сформировалось при кристаллизации солей по солнечному метастабильному пути.

Михаил Георгиевич выявил «сухие» соляные озера и сделал ценное заключение о том, что они являются необходимой стадией развития любых солеродных бассейнов, от современных озер до крупных морских палеобассейнов, при их прогрессирующем испарении. При этом он показал, что возникновение «сухих» озер является следствием закона сближения объемов маточных рассолов и выделившихся твердых солей. Акад. Н. М. Страхов назвал это положение основным законом галогенеза.

Большое значение имело изученное М. Г. Валяшко распределение брома между раствором и кристаллами различных хлоридов, выпадающих при испарении морской воды. На основе этих работ бром и некоторые другие микрокомпоненты широко используются сейчас при решении различных генетических и поисковых вопросов.

Результаты изучения процессов галогенеза обобщены М. Г. Валяшко в крупной монографии «Закономерности формирования месторождения солей», удостоенной премии В. И. Вернадского и переведенной на немецкий язык.

Проведенные Михаилом Георгиевичем исследования в этой области привели к созданию отечественного направления геохимии галогенеза. Советская школа солевиков-геохимиков, которую возглавлял М. Г. Валяшко, в настоящее время занимает ведущее место в мире.

В период работы М. Г. Валяшко во ВНИИГ были заложены основы исследований, получивших дальнейшее развитие на кафедре геохимии МГУ, особенно после организации им Проблемной лаборатории экспериментальной геохимии. В это время были сформулированы основные положения геохимии природных вод. Научная школа М. Г. Валяшко в этой области известна не менее чем школа геохимиков-солевиков. Рассматривая природные воды как подвижную физико-химическую систему, состоящую

из воды и наиболее распространенных аниогенных и катиогенных элементов, он показал, что все многообразие природных вод подчиняется законам растворимости соединений, образованных этими компонентами. Это позволило ему на строго научной основе создать естественную химическую классификацию природных вод, развить учение об их метаморфизации, обосновать представление о морской и континентальной ветвях вод на континентах, разработать ряд объективных генетических критериев и т. д.

Большую роль сыграло и начатое под руководством М. Г. Валяшко экспериментальное изучение движения жидкостей разных плотностей, что в совокупности с региональными данными позволило выявить особый вид движения вод в недрах (струйное гравитационное), способствующего опусканию рассолов солеродных бассейнов в подстилающие отложения. Эти подземные рассолы, как и захороненные внутри соленосной толщи, Михаил Георгиевич назвал «жидкими эвапоритами».

Под его руководством продолжалось и углублялось экспериментальное изучение процессов метаморфизации морских вод. Большое внимание уделял он изучению поровых вод соляных месторождений, а также иловых вод морей и океанов.

М. Г. Валяшко было опубликовано более 250 печатных работ, среди которых известен ряд фундаментальных монографий.

Много внимания М. Г. Валяшко уделял воспитанию молодого поколения. Разработав уникальный курс «Геохимия природных вод», он длительное время читал его в МГУ и ряде зарубежных университетов. Периодически он читал в СССР и за рубежом курс «Геохимия галогенеза» и др. Им подготовлено около 35 кандидатов наук среди его учеников — шесть докторов наук.

Михаил Георгиевич вел большую научно-организационную работу. Он был членом, а в ряде случаев председателем, многих международных и национальных комиссий, причем им было организовано шесть международных симпозиумов.

За свою плодотворную научную деятельность М. Г. Валяшко был награжден Орденом Ленина и медалями. Он был ветераном Великой Отечественной войны — участвовал в обороне Ленинграда, вступив добровольцем в народное ополчение.

Смерть Михаила Георгиевича — большая потеря для советской геохимии, развитию которой он посвятил всю свою жизнь. Память о нем, крупном ученом, принципиальном, неизменно благожелательном и внимательном к людям человеке, большом патриоте Родины навсегда сохранится в наших сердцах.

Редколлегия журнала  
«Литология и полезные ископаемые»  
Сотрудники кафедры геохимии МГУ

Межведомственный литологический  
комитет

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

БУТУЗОВА Г. Ю. (ответственный секретарь), КАЛЕДА Г. А., КОССОВСКАЯ А. Г.,  
МИХАЙЛОВ Б. М. (зам. главного редактора),  
РОНОВ А. Б., СИДОРЕНКО Св. А., СОКОЛОВ А. С., ТЕНЯКОВ В. А.,  
ТИМОФЕЕВ П. П., ХВОРОВА И. В. (зам. главного редактора),  
ХОЛОДОВ В. Н. (главный редактор), ЩЕРБАКОВ А. В.

EDITORIAL BOARD:

BUTUZOVA G. Ju. (secretary in charge), KALEDA G. A., KOSSOVSKAJA A. G.,  
MIKHAILOV B. M. (deputy chief editor),  
RONOV A. B., SIDORENKO Sv. A., SOKOLOV A. S., TENJAKOV V. A., TIMOFEEV P. P.,  
KHVOROVA I. V. (deputy chief editor), KHOLODOV V. N. (editor), SCHERBAKOV A. V.

Адрес редакции:

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

телефон 230-81-77

Зав. редакцией В. Д. Компанеец

ОПЕЧАТКИ

В статье В. А. Дрица, А. Г. Коссовской «Слоистые силикаты в земной коре. Сообщение I», опубликованной в № 6 за 1984 год обнаружены следующие ошибки:

Напечатано	Следует читать
Полоса 8	
Таблица.	
Графа «Политипы, встреченные в природе»	
5 строка сверху	
1М, 2Н, 3Т (1М)	1Т, 2Н, 3Т (1М)
Полоса 10	
графа «Слоевой заряд на фор. един.	
2 строка сверху	
Величина $x$	Величина $q$
6 строка сверху в этой же графе — $x$	$q$
В графе «Химический состав»	
2 строка сверху	
$K_{x-y+2z}$	$K_{x-y+2z}$
В графе «Политипы, встреченные в природе»	
9 строка сверху	
отсутствует	IIв
10 строка сверху	
Iа, Iв	Iа, IIв

Технический редактор Е. И. Гришина

---

Сдано в набор 03.12.84 Подписано к печати 24.01.85 Т-00812 Формат бумаги 70×108<sup>1/16</sup>  
Высокая печать Усл. печ. л. 12,6 Усл. кр.-отг. 13,2 тыс. Уч.-изд. л. 15,7 Бум. л. 4,5  
Тираж 1026 экз. Зак. 4257

---

Издательство «Наука». 103717, ГСП, Москва, К-62, Подсосенский пер., 21  
2-я типография издательства «Наука», 121099, Москва, Шубинский пер., 6

Цена 1 р. 80 к.

Индекс 70493

## В МАГАЗИНАХ «АКАДЕМКНИГА»

имеются в продаже:

**Ивашов П. В. КОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ ЮРСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ СЕВЕРО-ВОСТОКА РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ. 1981. 176 с. 2 р.**

В книге разработаны критерии стратификации и обоснована стратиграфическая схема этих отложений, охарактеризованы литология и вещественный состав пород, установлены геохимические особенности катагенетических процессов и термодинамика образования железо-марганцевых, кремнистых и пиритовых конкреций, установлены закономерности формирования и пространственного размещения разнообразных осадочных полезных ископаемых.

Монография рассчитана на широкий круг специалистов — литологов, геологов, стратиграфов, поисковиков, и имеет методическое значение.

**МИНЕРАЛОГИЯ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ КОР Выветривания. 1975. 110 с. 72 к.**

Сборник посвящен минералогии и физико-химическим условиям формирования глинистых минералов в различных профилях выветривания. Дается детальная характеристика продуктов гипергенного преобразования кристаллических и терригенно-эффузивных пород в Тункинской впадине, рассматривается состав и строение коры выветривания на траппах, подробно освещаются вопросы минералогии глинистых ассоциаций в четвертичных отложениях района Усть-Илимского водохранилища.

Книга предназначена для литологов и минералогов.

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

480091 Алма-Ата, 91, ул. Фурманова, 91/97; 370005 Баку, 5, ул. Джапаридзе, 13; 320093 Днепропетровск, проспект Ю. Гагарина, 24; 734001 Душанбе, проспект Ленина, 95; 664033 Иркутск, ул. Лермонтова, 289; 252030 Киев, ул. Пирогова, 4; 277012 Кишинев, проспект Ленина, 148; 343900 Краматорск, Донецкой области, ул. Марата, 1; 443002 Куйбышев, проспект Ленина, 2; 197345 Ленинград, Петрозаводская ул., 7; 220012 Минск, Ленинский проспект, 72; 117192 Москва, В-192, Мичуринский проспект, 12; 630090 Новосибирск, Академгородок, Морской проспект, 22; 620151 Свердловск, ул. Мамина-Сибиряка, 137; 700187 Ташкент, ул. Дружбы народов, 6; 450059 Уфа, 59, ул. Р. Зорге, 10; 720001 Фрунзе, бульвар Дзержинского, 42; 310078 Харьков, ул. Чернышевского, 87.