

# *Литология* **и ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ**

**1969**

**ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»**

**6**

# ЛИТОЛОГИЯ и ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

ЖУРНАЛ ОСНОВАН В 1963 ГОДУ  
ВЫХОДИТ 6 РАЗ В ГОД  
МОСКВА

№ 6, 1969 г.  
НОЯБРЬ — ДЕКАБРЬ

## СОДЕРЖАНИЕ

|                                                                                                                                                                                         |     |
|-----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| А. Б. Ронов, А. А. Митдисов, Н. В. Барская. Закономерности развития осадочных пород и палеогеографических условий седиментации на Русской платформе (опыт количественного исследования) | 3   |
| Г. Н. Бровков. Вулканизм и осадкообразование в Кузнецком Алатау и Восточном Саяне в позднем докембрии и кембрии                                                                         | 37  |
| Н. А. Соловьева. Литология вулканогенно-осадочных комплексов Малой Курильской гряды                                                                                                     | 51  |
| Л. А. Игнатьева. Литолого-геохимические особенности вулканогенно-осадочной кисатибской свиты Малого Кавказа                                                                             | 59  |
| В. И. Копорулин, А. И. Вознесенский. Некоторые черты литологии верхнемеловых отложений побережья Пенжинской губы                                                                        | 65  |
| Г. А. Качеда. Об эпигенетических изменениях палеозойских отложений Русской платформы                                                                                                    | 78  |
| И. К. Зайцев, Е. А. Басков. Основные черты гидрохимической зональности платформенных областей и ее значение для изучения вторичного изменения осадочных пород                           | 81  |
| К. Р. Чепиков, Е. П. Ермолова, Н. А. Орлова. О постседиментационных процессах в терригенных породах-коллекторах нефтяных месторождений Урало-Поволжья                                   | 95  |
| Б. К. Прошляков, Ю. М. Васильев. Некоторые результаты обработки материалов сверхглубокой Аралсорской скважины                                                                           | 109 |

## КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

|                                                                                                                                                                                     |     |
|-------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| Г. Т. Саксеев. О генезисе самородной серы на примере Затайпольского месторождения                                                                                                   | 113 |
| В. П. Слука. О формировании торфяных отложений Рионской низменности по данным пылецевого анализа                                                                                    | 117 |
| В. Е. Глотов, Я. Г. Москвин, Е. Н. Костылев. О связи сульфидного телетермального оруденения с битуминозностью на примере Корякско-Камчатской складчатой области Северо-Востока СССР | 121 |

## МЕТОДИКА

|                                                                                                 |     |
|-------------------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| И. Н. Семейкин. Об определении ориентировки галек в конгломератах                               | 124 |
| Б. У. Урумбаев, Е. И. Паталаха. Палетки для классификации и характеристики обломков по их форме | 128 |

## КРИТИКА И ДИСКУССИИ

|                                                                                                                                               |     |
|-----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| И. В. Кириллова. К вопросу об установлении осадочных аналогов сланцев метаморфических комплексов по химическому составу                       | 132 |
| Ю. А. Нечаев. О статье В. И. Малюги, М. И. Проскурякова, Т. Н. Соколовой «К вопросу о распределении экзогенных концентраций меди в Приуралье» | 135 |

## ХРОНИКА

|                                                                                                                                  |     |
|----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| В. П. Казаринов, Г. А. Каледя, Г. Э. Прозорович. IV заседание Сибирского отделения Комиссии по осадочным породам при ОНЗ АН СССР | 138 |
|----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----|

|                                                                  |     |
|------------------------------------------------------------------|-----|
| Содержание журнала «Литология и полезные ископаемые» за 1969 год | 140 |
|------------------------------------------------------------------|-----|

# LITHOLOGY

## and MINERAL RESOURCES

№ 6, 1969  
NOVEMBER — DECEMBER

### CONTENTS

|                                                                                                                                                                                                                 |     |
|-----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| A. B. Ronov, A. A. Migdisov, N. V. Barskaia. Regularities in the development of sedimentary rocks and in paleogeographic sedimentation conditions on the Russian platform (experimental and quantitative study) | 3   |
| G. N. Brovko. Volcanism and sedimentation in Kuznetsk Alatau and Eastern Sayany during Late Precambrian and Cambrian                                                                                            | 37  |
| N. A. Solovieva. Effect of volcanism on the formation of Upper Cretaceous volcano-sedimentary complexes of Lesser Kurile arc                                                                                    | 51  |
| L. A. Ignatieva. Lithologo-geochemical features of rocks of Kisatibsk suite                                                                                                                                     | 59  |
| V. I. Koporulin, A. I. Voznesensky. Some lithological features of Upper Cretaceous deposits on Penzha Bay coast (Northern Kamchatka)                                                                            | 65  |
| G. A. Kaleda. On epigenetic alterations of Paleozoic deposits on the Russian platform                                                                                                                           | 78  |
| I. K. Zaitsev, E. A. Baskov. Main features of hydrochemical zonality in platform areas and its significance for the study of a secondary alteration of sedimentary rocks                                        | 81  |
| K. R. Chepikov, E. P. Ermolova, N. A. Orlova. On postsedimentary processes in terrigenous reservoir rocks of oil fields in the Ural—Volga area                                                                  | 95  |
| B. K. Proshliakov, Yu. M. Vasiliev. Some results of processing data on Aralsorsk superdeep well                                                                                                                 | 109 |

### SHORT NOTES

|                                                                                                                                           |     |
|-------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| G. T. Sakseev. On the genesis of native sulfur on the example of Zagaipolsk deposit                                                       | 113 |
| V. P. Sluka. On the formation of peat deposits of Rioni lowland according to shelf analysis data                                          | 117 |
| V. E. Glotov, Ya. G. Moskvina, E. N. Kostylev. Sulfide mineralization as an indicator of the presence of oil at depth Methods of Research | 121 |

### METHODS OF RESEARCH

|                                                                                                              |     |
|--------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| I. N. Semeikin. On the determination of pebble orientation in conglomerates                                  | 124 |
| B. U. Urumbaev, E. I. Patalakha. Pallets for a classification and characteristic of fragments by their shape | 128 |

### CRITIQUE AND DISCUSSIONS

|                                                                                                                                                               |     |
|---------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| I. V. Kirillova. On the establishment of sedimentary analogues of slates in metamorphic complexes by their chemical composition                               | 132 |
| Yu. A. Nechaev. On an article «On the distribution of exogenic copper concentrations in the Ural region» by V. I. Maliuga, M. I. Proskuriakov, T. N. Sokolova | 135 |

### CHRONICLE

|                                                                                                                                                                                                             |     |
|-------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| V. P. Kazarinov, G. A. Kaleda, G. E. Prozorovich. Fourth Meeting of the Siberian Division of the Commission on Sedimentary Rocks with the Division of Earth Sciences of the Academy of Sciences of the USSR | 138 |
| Contents of the magazine «Lithology and mineral resources» for 1969                                                                                                                                         | 140 |

УДК 552.5 : 551.8 : 550.4

**ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗВИТИЯ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД  
И ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ СЕДИМЕНТАЦИИ  
НА РУССКОЙ ПЛАТФОРМЕ**

(опыт количественного исследования)

**А. Б. РОНОВ, А. А. МИГДИСОВ, Н. В. БАРСКАЯ**

Измерены объемы осадочных и вулканогенных пород Русской платформы и площади распространения важнейших палеогеографических условий их образования для разных интервалов времени — от верхнего рифея до четвертичного периода. В результате получена количественная оценка распространенности основных типов пород и палеогеографических обстановок, прослежено изменение их соотношений в течение геотектонических циклов и намечены связи этих изменений с историей развития тектонических движений Русской платформы.

**ВВЕДЕНИЕ**

Мы поставили перед собой несколько связанных друг с другом задач, затрагивающих некоторые общие проблемы литологии, палеогеографии и геотектоники. К решению их мы пытаемся подойти на основе применения количественных методов исследования, используя в качестве исходных данных материалы по Русской платформе. Задачи эти следующие: 1) разработать систему методов, при помощи которых можно было бы оценивать с достаточной точностью распространенность различных осадочных пород и палеогеографических условий их образования; 2) применить эти методы к определению распространенности основных типов пород в осадочном чехле платформы и к оценке распространенности важнейших палеогеографических обстановок, в которых формировались соответствующие осадки; 3) выявить закономерности в изменении количественных соотношений пород и палеогеографических условий седиментации в течение геотектонических циклов; 4) установить закономерные связи между осадконакоплением, палеогеографическим развитием и тектоническими движениями.

Решение поставленных вопросов в общем виде возможно лишь в глобальном масштабе, с охватом осадочной оболочки в целом. Это задача будущего, требующая для своего осуществления огромной предварительной работы по обобщению фактического материала по осадочным толщам материков и океанов. Ей должна предшествовать стадия разработки методов и их проверки на хорошо изученном «опытном» регионе. Таким регионом, представляющим платформенные соотношения пород и палеогеографических условий осадконакопления, является Русская платформа на всей ее площади. Осадочный чехол ее достаточно хорошо изучен стратиграфически и литологически, а палеогеографическая история со значительным приближением недавно освещена большим коллективом геологов социалистических стран в двухтомном «Атласе литолого-палеогеографических карт Русской платформы и ее геосинклинального обрамления» (1961, 1962).

Попытки количественно оценить распространенность осадочных пород, исходя из теоретических расчетов (Clarke, 1924, Goldschmidt, 1933; Mead, 1907; Wickman, 1959) и на основе эмпирических данных (Ронов, 1948; Ронов, Ярошевский, 1967; Krynin, 1948; Leith, Mead, 1915; Schuchert, 1931), предпринимались и ранее. Один из авторов статьи наметил некоторые закономерности в распределении пород в осадочном цикле, охватывая, однако, лишь такие крупные категории, как терригенные и карбонатные породы (Ронов, 1948, 1949, 1961). Вне поля зрения остается до сих пор количественная характеристика распространенности палеогеографических условий седиментации, которые в лучшем случае грубо подразделялись на морские и континентальные фации (Ронов, 1949, 1961) и, как правило, рассматривались лишь качественно (Белоусов, 1938—1940, 1944, 1962; История..., 1964; Рухин, 1959).

Наша работа опирается на огромный фактический материал по распределению осадков и палеогеографических условий седиментации на площади Русской платформы в разные этапы ее развития. Этот материал обобщен в упомянутом выше «Атласе...» (1961, 1962), составленном в масштабе 1 : 5 000 000. По 77 литолого-палеогеографическим картам «Атласа...» проводили измерения площадей распространения различных пород и палеогеографических условий и подсчитывали отвечающие им объемы. Большинство карт представляют отдельные века. Исследованием охвачен интервал времени ( $Rf_3 - Q$ ) приблизительно равный 1,3—1,4 млрд. лет. Особенно детально изучены последние 600 млн. лет истории развития Русской платформы, включающие в себя три крупных геотектонических этапа и цикла седиментации: каледонский ( $St_2 - D_1$ ), герцинский ( $D_2 - T_2$ ) и альпийский ( $T_3 - Q$ ).

В процессе работы нам пришлось внести в некоторые карты «Атласа...» (особенно в карту раннего девона) значительные исправления в соответствии с новыми материалами, опубликованными после его издания. Весьма существенным изменениям подверглись контуры распространения известняков и доломитов на палеозойских картах. Они проведены с привлечением данных литолого-геохимических карт карбонатных толщ Русской платформы (Ронов, 1956), а также результатов более поздних послойных химических анализов карбонатных пород на кальций и магний. Нами внесены также поправки на перераспределение кунгурских солей Прикаспийской синеклизы из межкупольных пространств в купола.

Другим, не менее важным, чем «Атлас...», источником информации явились данные многочисленных послойных литологических описаний разрезов, скважин и естественных обнажений (более 1600). Они рассеяны в региональных монографиях, статьях и фондовых материалах. Перечислить их в рамках журнальной статьи невозможно.

Авторы отдают себе отчет в том, что оценки сделаны приближенно. Вероятные погрешности определялись в одних случаях неполнотой геологической летописи, а в других — недостаточной изученностью отдельных районов платформы, несовершенством стратиграфической корреляции удаленных друг от друга разрезов, отсутствием в ряде мест достаточно детальных послойных описаний, не говоря уже об известной грубости реконструкций палеогеографической обстановки и условности конфигурации изопакит на картах, особенно в пределах слабо разбуренных участков.

## МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Рассматриваемые ниже методы измерений и подсчетов базируются на общем принципе, согласно которому определенным процессам седиментации и палеогеографическим обстановкам накопления осадков прошлого отвечают сохранившиеся в разрезах соответствующие геоло-

гические тела, обладающие определенным объемом, площадью распространения, пропорциями слагающих их пород и длительностью развития во времени. Указанные параметры могут быть измерены с помощью литолого-палеогеографической карты или серии карт, последовательно охватывающих время формирования того или иного типа осадков и существования соответствующих палеогеографических обстановок.

Проведение подобных комплексных измерений стало возможным сравнительно недавно, лишь после того как В. Д. Наливкиным, А. Б. Роновым и В. Е. Хайным (Атлас..., 1953; Атлас..., 1961, 1962; История..., 1964; Наливкин, Ронов, Хайн, 1963) были разработаны принципы совмещенного отображения совокупности признаков условий седиментации на одной карте.

Это было достигнуто с помощью применения нескольких независимых систем обозначений: области распространения различных типов осадочных и вулканогенных пород показываются системой штриховых обозначений, мощности пород — системой изопакит, палеогеографические условия накопления осадков — системой красок.

Легенда «Атласа...» (Атлас..., 1961, 1962; История..., 1964) предусматривает способы отображения не только литологически однородных толщ (например, глинистых, песчаных, известняковых и т. п.), но и сложно построенных, представленных переслаиванием двух, трех и более типов пород (например, песков и глин; известняков и доломитов; мергелей, известняков и глин и т. д.). Однако имеющиеся в легенде знаки чередования пород лишь полуколичественно оценивают их соотношения в том или ином районе. В первом случае непосредственное измерение по карте объемов однотипных пород не представляет затруднений, тогда как во втором точно могут быть измерены лишь суммарные объемы переслаивающихся осадков. Для их расчленения на частные объемы необходимы дополнительные данные, при помощи которых можно было бы достаточно точно определить пропорции пород в разрезах. Это достигается следующим образом. По максимально возможному числу детально изученных разрезов из разных участков района подсчитываются суммарные мощности каждой литологической разности пород и общая мощность изученных разрезов. Отношение первой величины ко второй — коэффициенты пропорциональности. Произведение суммарного объема, измеренного на карте, и установленных значений коэффициентов дает искомые величины частных объемов каждой литологической разности пород.

В легенде, принятой при составлении «Атласа...» (Атлас..., 1961, 1962; История..., 1964), палеогеографические условия области осадконакопления подразделяются на четыре основных типа, с выделением в некоторых из них подчиненных групп (см. табл. 2 и фиг. 6).

Признаки, положенные в основу выделения типов и групп палеогеографических условий, опираются на методы фациального анализа, которые в настоящее время позволяют лишь качественно определять глубокководность бассейнов, их соленость и другие особенности физико-географической среды (Крашенинников, Ронов, Хайн, 1963). В большинстве случаев палеогеографические условия воссоздаются на мелкомасштабных картах, к числу которых принадлежат и карты «Атласа...» (1961, 1962) в генерализованном виде. Это и нашло свое выражение в ограниченном числе закартированных в «Атласе...» типов и групп палеогеографических условий седиментации. Критерии к выделению последних, их достоверность и аргументация в каждом отдельном случае рассмотрены в других работах (История..., 1964; Наливкин, Ронов, Хайн, 1963).

Серия литолого-палеогеографических карт, охватывающих без перерыва (век за веком) весь осадочный разрез региона, позволяет в пер-

вом приближении воссоздать его палеогеографическую историю и последовательно проследить изменение палеогеографических обстановок и их соотношений на разных этапах развития. Эти изменения можно количественно оценить путем измерения по картам площадей распространения различных палеогеографических условий накопления осадков. Другим выражением оценки служит подсчет объемов осадков, представляющих тот или иной тип палеогеографических обстановок седиментации. Как и в случае с породами, расчленение объемов в пределах фациально сложных участков (чередование нескольких палеогеографических обстановок за данный интервал времени) на составляющие их частные объемы пород, представляющих определенные обстановки, сводится к нахождению коэффициентов пропорциональности по данным послойных описаний разрезов.

По этим данным могут быть подсчитаны распространенности каждого типа пород и палеогеографических условий, которые оцениваются в первом случае в процентах от общей площади седиментации, а во втором — в процентах от общего объема отложений, накопленных за интервал времени, представляемый данной картой. Совокупность подобных оценок распространенности пород и палеогеографических условий, произведенная по серии карт, охватывающих последовательно (век за веком) весь период времени седиментации в пределах изучаемого региона, позволяет количественно проследить, с одной стороны, эволюцию осадконакопления, а с другой — историю палеогеографического развития.

Перечисленные методы приложимы лишь к областям прогибания и устойчивого накопления осадков. Однако известно, что значительные площади платформы представляли собой область поднятия и размыва. Для того чтобы в первом приближении количественно оценить изменения соотношения процессов прогибания и осадконакопления, с одной стороны, и процессов поднятия и размыва — с другой, можно воспользоваться методом подсчета коэффициентов поднятия<sup>1</sup> (Ронов, 1949) либо рассмотреть динамику перераспределения общей площади платформы между областями накопления (в частности, накопления морских осадков) и областями размыва. По данным измерений площадей, проведенных по всей серии карт, можно подсчитать коэффициенты  $\alpha$ ,  $\beta$  и  $\gamma$ , отображающие с разной степенью достоверности отношения площадей области накопления осадков (в том числе морских) к общей площади региона в ходе времени:

$$\alpha = \frac{S_1}{S_1 + S_3},$$

$$\beta = \frac{S_1 + S_2}{S_1 + S_2 + S_3 + S_4},$$

$$\gamma = \frac{S_0}{S_1 + S_3},$$

где  $S_1$  — достоверные площади области накопления, охарактеризованные сохранившимися осадками;  $S_2$  — предполагаемые площади области накопления, в пределах которых осадки не вскрыты бурением либо впоследствии размывы;  $S_0$  — достоверные площади морской седиментации;  $S_3$  — достоверные площади области размыва;  $S_4$  — предполагаемые площади области размыва.

<sup>1</sup> Коэффициент поднятия  $\delta$  равен отношению объема терригенных пород  $V_{\text{тер}}$  к общему объему отложений  $V_{\text{общ}}$

$$\delta = \frac{V_{\text{тер}}}{V_{\text{общ}}}$$

Измерение площадей проводили по картам методом взвешивания (Ронов, 1949). Результаты контролировали путем сопоставления суммы измеренных по карте площадей с общей площадью платформы, определявшейся по геодезическим данным. Подсчеты объемов того или иного литологического типа пород или пород, представляющих определенные типы и группы палеогеографических условий седиментации, велись по отдельным блокам на основе применения объемного метода (Ронов, 1949). Для оценки параметров вертикальных тектонических движений (Ронов, 1949, 1961) мы подсчитывали средний размер и среднюю скорость погружения области накопления и величины коэффициентов поднятия.

## РАСПРОСТРАНЕННОСТЬ ПОРОД И ИСТОРИЯ СЕДИМЕНТАЦИИ

Существуют два метода оценки распространенности осадочных пород. Первый — теоретический, впервые предложенный В. Мидом (Mead, 1907) и затем несколько видоизмененный Ф. Кларком (Clarke, 1924) и В. Гольдшмидтом (Goldschmidt, 1933), основывается на подсчетах геохимического баланса элементов в земной коре и океане. Второй — эмпирический, исходящий из изучения природных соотношений пород в осадочных толщах. Известно несколько его вариантов, которые опираются: а) на непосредственное измерение мощностей различных типов пород в естественных разрезах (Krynin, 1948; Leith, Mead, 1915; Schuchert, 1931); б) на измерение объемов этих пород (Ронов, 1948, 1949, 1961; Ронов, Ярошевский, 1967); в) на комплексное использование данных измерения объемов и мощностей (настоящая работа).

Сопоставление данных табл. 1 показывает, что теоретические оценки плохо согласуются с результатами непосредственных измерений. Первые по сравнению со вторым дают резко завышенные значения распространенности глинистых пород и заниженные карбонатных и песчаных. Эмпирические оценки разных авторов близки; это связано, скорее всего, с региональными и возрастными (стратиграфическими) вариациями распространенности главных типов осадочных пород.

Измерения объемов (Ронов, 1961; Ронов, Ярошевский, 1967) выявили существенные, на первый взгляд, различия в распространенности важнейших типов пород между платформенными и геосинклинальными областями континентов (см. табл. 1). Они выражаются в значительно большей распространенности в геосинклиналях эффузивов и в меньшей — терригенных пород и эвапоритов. Однако, если пересчитать данные по платформам и геосинклиналям, исключив из рассмотрения эффузивы, то отличия между этими зонами становятся минимальными. Пропорции главных типов осадочных пород оказываются по существу одинаковыми (см. табл. 1, цифры в скобках), и расхождение сводится лишь к более широкому развитию эвапоритов на платформах. Мы не затрагиваем здесь вопроса о формациях и принципиальных качественных различиях вещественного состава однотипных пород платформ и геосинклиналей (Ронов и др., 1965, 1966).

Распространенность пород в осадочном чехле Русской платформы существенно отличается от такой для платформ материков в целом (см. табл. 1). На Русской платформе значительно шире представлены карбонатные породы и эвапориты и редуцирована распространенность глин и вулканогенных пород. Мы предполагаем, что близкие соотношения характерны для Североамериканской платформы, сходной с Русской платформой по своему геологическому строению, истории развития и палеоклиматической зональности. Этой северной группе платформ противостоят южные (гондванские) платформы, на которых резко преобладало терригенное осадконакопление и более интенсивно проявлялись вулканические процессы (Ронов, 1961).

Таблица 1

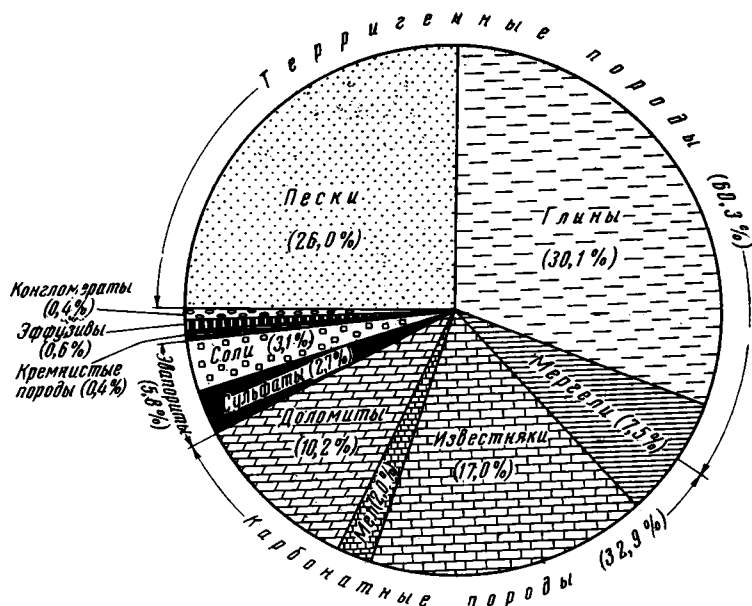
Сопоставление результатов теоретических подсчетов и эмпирических данных о распространенности осадочных пород, %

| Породы                   | Теоретические подсчеты    |                               |                                                   |                                  | Эмпирические данные                            |                                   |                                |                                                              |               |                                                                                            |
|--------------------------|---------------------------|-------------------------------|---------------------------------------------------|----------------------------------|------------------------------------------------|-----------------------------------|--------------------------------|--------------------------------------------------------------|---------------|--------------------------------------------------------------------------------------------|
|                          | В. Мид<br>(Mead,<br>1907) | Ф. Кларк<br>(Clarke,<br>1924) | В. Гольд-<br>шмидт<br>(Gold-<br>schmidt,<br>1933) | Ф. Вискман<br>(Wickman,<br>1954) | измерение мощностей                            |                                   |                                | измерение объемов, А. Б. Ро-<br>зов, А. А. Ярошевский (1967) |               | измерение мощнос-<br>тей и объемов,<br>наши результаты<br>по Русской плат-<br>форме (1968) |
|                          |                           |                               |                                                   |                                  | К. Лисс,<br>В. Мид<br>(Leith, Me-<br>ad, 1915) | Ч. Шухерт<br>(Schuchert,<br>1931) | П. Крынин<br>(Krynin,<br>1948) | платформы                                                    | геосинклинали |                                                                                            |
| Псефиты:                 |                           |                               |                                                   |                                  |                                                |                                   |                                |                                                              |               |                                                                                            |
| конгломераты и галечники | } 12                      | } 15                          | } 91                                              | } 8                              | } 32                                           | } 37                              | } 40                           | } 23,6                                                       | 18,7          | 0,4                                                                                        |
| пески и алевроиты        |                           |                               |                                                   |                                  |                                                |                                   |                                | (24,5) *                                                     | (25,0) *      | 26,0                                                                                       |
| Глины и глинистые сланцы | 82                        | 80                            |                                                   | 83                               | 46                                             | 44                                | 42                             | 49,5                                                         | 39,4          | 26,4                                                                                       |
|                          |                           |                               |                                                   |                                  |                                                |                                   |                                | (51,5) *                                                     | (52,8) *      | 30,1                                                                                       |
| Карбонатные:             |                           |                               |                                                   |                                  |                                                |                                   |                                |                                                              |               |                                                                                            |
| мергели                  |                           |                               |                                                   |                                  |                                                |                                   |                                |                                                              |               | 7,5                                                                                        |
| известняки (включая мел) | } 6                       | } 5                           | } 9                                               | } 9                              | } 22                                           | } 19                              | } 18                           | } 21,0                                                       | 16,3          | 19,0**                                                                                     |
|                          |                           |                               |                                                   |                                  |                                                |                                   |                                | (21,9) *                                                     | (21,8) *      | 36,7                                                                                       |
| доломиты                 |                           |                               |                                                   |                                  |                                                |                                   |                                |                                                              |               | 10,2                                                                                       |
| Эвапориты:               |                           |                               |                                                   |                                  |                                                |                                   |                                |                                                              |               |                                                                                            |
| гипсы и ангидриты        |                           |                               |                                                   |                                  |                                                |                                   |                                | } 2,0                                                        | 0,3           | 2,7                                                                                        |
|                          |                           |                               |                                                   |                                  |                                                |                                   |                                | (2,1) *                                                      | (0,4) *       | 3,1                                                                                        |
| соли                     |                           |                               |                                                   |                                  |                                                |                                   |                                |                                                              |               |                                                                                            |
| Кремнистые               |                           |                               |                                                   |                                  |                                                |                                   |                                |                                                              |               | 0,4                                                                                        |
| Вулканогенные            |                           |                               |                                                   |                                  |                                                |                                   |                                | 3,9                                                          | 25,3          | 0,6                                                                                        |
|                          |                           |                               |                                                   |                                  |                                                |                                   |                                | (0) *                                                        | (0) *         |                                                                                            |

\* В скобках приведены цифры распространенности пород, полученные при пересчете с исключением эффузивов,

\*\* Из них 2,0% мел.

Наши измерения и подсчеты позволили дифференцированно оценить количественные соотношения отдельных групп терригенных пород, карбонатных пород и эвапоритов (табл. 2, фиг. 1). В частности, показано, что различия в распространенности на Русской платформе песков (включая алевриты) и глин невелики (соответственно 26,0 и 30,1%), тогда как количество конгломератов (0,4%) на полтора порядка ниже общего объема псефитов. Пропорции глин и песков, установленные нами



Фиг. 1. Распространенность пород в осадочном чехле Русской платформы (% от общего объема отложений)

в результате изучения более чем 1600 разрезов, достаточно близко совпадают с пропорциями, найденными Ч. Шухертом (Schuchert, 1931) и П. Крыниным (Krynin, 1948) на американском материале, и коренным образом отличаются от пропорций, выведенных теоретически (см. табл. 1). Среди карбонатных пород наибольшим распространением пользуются на Русской платформе известняки (17,0%), затем доломиты (10,2%), мергели (7,5%) и, наконец, песчистый мел (2,0%).

Наиболее парадоксальные результаты проделанной работы — полученные нами очень высокие оценки распространенности гипсов и ангидритов (2,7%) и солей (3,1%). Суммарное содержание эвапоритов достигает, таким образом, на Русской платформе 5,8% общего объема ее отложений. У нас нет оснований считать эти цифры завышенными. Скорее всего, наоборот, мы их занизили, в особенности для солей.

Рассмотрим этот вопрос несколько подробнее. Основная масса солей Русской платформы (по нашей оценке около 2/3) сосредоточена в кунгурских отложениях Прикаспийской синеклизы. Разрез последних вскрыт бурением лишь по периферии синеклизы, где мощности солей в куполах достигают 2 км и более. В центральных частях синеклизы соленосные толщи нигде скважинами полностью не пройдены. Мощности их на куполах, по геофизическим данным, 4—4,5 км и более. По этим же данным, мощность солей в межкупольных пространствах значительно сокращена: 0—2,5 км (в среднем 1,25 км). Эти соотношения склоняют к мысли, что некогда пространственно единая и непрерывная толща кунгурских солей испытала впоследствии перераспределение в процессе

Количественная характеристика распространности пород и палеогеографических условий седиментации на Русской платформе

| Период, эпоха, век, время                                 | Площади, тыс. км <sup>2</sup>                            |                                                             |                                               |                                                  |                                                        |                                 | Общий объем отложений, тыс. км <sup>3</sup> | Средний размер погружения областей накопления, м | Продолжительность периода или эпохи, млн. лет | Средняя скорость погружения областей накопления, м/млн лет | Число разрезов, в которых изучено соотношение мощностей песков и глин | Распространенность литологических типов пород (% от общего объема отложений) |                   |       |                   |         |            |          |                   |      |                 |
|-----------------------------------------------------------|----------------------------------------------------------|-------------------------------------------------------------|-----------------------------------------------|--------------------------------------------------|--------------------------------------------------------|---------------------------------|---------------------------------------------|--------------------------------------------------|-----------------------------------------------|------------------------------------------------------------|-----------------------------------------------------------------------|------------------------------------------------------------------------------|-------------------|-------|-------------------|---------|------------|----------|-------------------|------|-----------------|
|                                                           | достоверная область накопления осадков (S <sub>1</sub> ) | предполагаемая область накопления осадков (S <sub>2</sub> ) | достоверная область размыва (S <sub>3</sub> ) | предполагаемая область размыва (S <sub>4</sub> ) | территория, не охарактеризованная фактическими данными | общая площадь Русской платформы |                                             |                                                  |                                               |                                                            |                                                                       | конгломераты и галечники                                                     | пески и алевроиты | глины | кремнистые породы | мергели | известняки | доломиты | гипсы и ангидриты | соли | эффузивы и туфы |
| 1                                                         | 2                                                        | 3                                                           | 4                                             | 5                                                | 6                                                      | 7                               | 8                                           | 9                                                | 10                                            | 11                                                         | 12                                                                    | 13                                                                           | 14                | 15    | 16                | 17      | 18         | 19       | 20                | 21   | 22              |
| Каратауская серия верхнего рифея (Rf <sub>3</sub> )       | 588                                                      | 431                                                         | 2286                                          | 527                                              | 1528                                                   | 5360                            | 261,0                                       | 442                                              | ~300                                          | 1,5                                                        | 5                                                                     | 8,5                                                                          | 66,9              | 10,7  | —                 | 1,9     | —          | 8,5      | —                 | —    | 3,5             |
| Волыно-валдайская серия венда (V)                         | 2049                                                     | 876                                                         | 1310                                          | 380                                              | 1005                                                   | 5620                            | 780,0                                       | 381                                              | ~100                                          | 3,8                                                        | 25                                                                    | 0,4                                                                          | 51,8              | 46,2  | —                 | —       | —          | —        | —                 | —    | 1,6             |
| Верхний рифей и венд (Rf <sub>3</sub> +V)                 | 1019                                                     | 774                                                         | 2636                                          | 674                                              | 517                                                    | 5620                            | 1041,0                                      | 823                                              | ~400                                          | 2,6                                                        | 30                                                                    | 2,4                                                                          | 55,6              | 37,3  | —                 | 0,5     | —          | 2,1      | —                 | —    | 2,0             |
| Ранний кембрий (Cm <sub>1</sub> )                         | 496                                                      | 200                                                         | 3772                                          | 622                                              | 380                                                    | 5470                            | 153,4                                       | 150                                              | ~34                                           | 4,4                                                        | 15                                                                    | —                                                                            | 42,4              | 57,6  | —                 | —       | 0,02       | —        | —                 | —    | —               |
| Средний кембрий (Cm <sub>2</sub> )                        | 384                                                      | 895                                                         | 3078                                          | 1019                                             | 94                                                     | 5470                            | 41,3                                        | 83                                               | ~33                                           | 2,5                                                        | 8                                                                     | —                                                                            | 62,2              | 37,8  | —                 | —       | —          | —        | —                 | —    | —               |
| Поздний кембрий (Cm <sub>3</sub> )                        | —                                                        | —                                                           | —                                             | —                                                | —                                                      | —                               | 4,9                                         | 13                                               | ~33                                           | 0,4                                                        | 6                                                                     | —                                                                            | 44,9              | 55,0  | —                 | —       | 0,1        | —        | —                 | —    | —               |
| Кембрий (Cm)                                              | —                                                        | —                                                           | —                                             | —                                                | —                                                      | —                               | 199,6                                       | 246                                              | 100                                           | 2,5                                                        | 29                                                                    | —                                                                            | 46,6              | 53,4  | —                 | —       | 0,002      | —        | —                 | —    | —               |
| Ранний ордовик (O <sub>1</sub> )                          | 506                                                      | 940                                                         | 2851                                          | 679                                              | 494                                                    | 5470                            | 27,7                                        | 55                                               | ~20                                           | 2,7                                                        | 7                                                                     | —                                                                            | 2,5               | 47,7  | —                 | 45,6    | 4,2        | —        | —                 | —    | —               |
| Средний ордовик (O <sub>2</sub> )                         | 644                                                      | 849                                                         | 2860                                          | 652                                              | 465                                                    | 5470                            | 49,1                                        | 76                                               | ~20                                           | 3,8                                                        | 6                                                                     | —                                                                            | 2,9               | 33,3  | —                 | 62,6    | —          | 1,2      | —                 | —    | —               |
| Поздний ордовик (O <sub>3</sub> )                         | 461                                                      | 706                                                         | 3094                                          | 684                                              | 525                                                    | 5470                            | 24,6                                        | 53                                               | ~20                                           | 2,6                                                        | 4                                                                     | —                                                                            | 4,7               | 27,3  | —                 | 45,2    | 13,9       | 8,9      | —                 | —    | —               |
| Ордовик (O)                                               | —                                                        | —                                                           | —                                             | —                                                | —                                                      | —                               | 101,4                                       | 184                                              | 60                                            | 3,1                                                        | 18                                                                    | —                                                                            | 2,9               | 36,2  | —                 | 53,6    | 4,5        | 2,8      | —                 | —    | —               |
| Лландоверский век (S <sub>1</sub> ln)                     | 488                                                      | 776                                                         | 3135                                          | 696                                              | 375                                                    | 5470                            | 43,6                                        | 89                                               | —                                             | —                                                          | —                                                                     | —                                                                            | 65,4              | —     | —                 | 21,6    | 11,7       | 1,3      | —                 | —    | —               |
| Венлокский век (S <sub>1</sub> w)                         | 448                                                      | 643                                                         | 3215                                          | 778                                              | 386                                                    | 5470                            | 57,6                                        | 129                                              | —                                             | —                                                          | —                                                                     | —                                                                            | 63,1              | —     | —                 | 24,2    | 10,0       | 2,7      | —                 | —    | —               |
| Ранний силур (S <sub>1</sub> )                            | —                                                        | —                                                           | —                                             | —                                                | —                                                      | —                               | 101,2                                       | 218                                              | ~20                                           | 10,9                                                       | 4                                                                     | —                                                                            | 64,0              | —     | —                 | 23,0    | 10,8       | 2,2      | —                 | —    | —               |
| Раннелудловское время (S <sub>2</sub> l d <sub>1</sub> )  | 422                                                      | 562                                                         | 3289                                          | 704                                              | 493                                                    | 5470                            | 150,4                                       | 356                                              | —                                             | —                                                          | —                                                                     | —                                                                            | 75,7              | —     | —                 | 1,6     | 21,8       | 0,9      | —                 | —    | —               |
| Позднелудловское время (S <sub>2</sub> l d <sub>2</sub> ) | 263                                                      | 471                                                         | 3505                                          | 733                                              | 498                                                    | 5470                            | 45,7                                        | 174                                              | —                                             | —                                                          | —                                                                     | —                                                                            | 73,8              | —     | —                 | 1,4     | 22,7       | 2,1      | —                 | —    | —               |
| Поздний силур (S <sub>2</sub> )                           | —                                                        | —                                                           | —                                             | —                                                | —                                                      | —                               | 196,1                                       | 530                                              | ~20                                           | 26,5                                                       | 2                                                                     | —                                                                            | 7,6               | 67,7  | —                 | 1,5     | 22,0       | 1,2      | —                 | —    | —               |
| Силур (S)                                                 | —                                                        | —                                                           | —                                             | —                                                | —                                                      | —                               | 297,3                                       | 748                                              | 40                                            | 18,7                                                       | 7                                                                     | —                                                                            | 5,0               | 66,5  | —                 | 8,8     | 18,2       | 1,5      | —                 | —    | —               |
| Ранний палеозой (Pz <sub>1</sub> )                        | —                                                        | —                                                           | —                                             | —                                                | —                                                      | —                               | 598,3                                       | 1178                                             | 200                                           | 5,8                                                        | 54                                                                    | —                                                                            | 18,5              | 57,0  | —                 | 13,5    | 9,8        | 1,2      | —                 | —    | —               |
| Ранний девон (D <sub>1</sub> )                            | 104                                                      | 339                                                         | 4135                                          | 186                                              | 836                                                    | 5600                            | 20,5                                        | 197                                              | ~16                                           | 12,3                                                       | 3                                                                     | 5,4                                                                          | 46,6              | 40,1  | —                 | —       | 6,1        | 0,9      | 0,9               | —    | —               |
| Раннеэйфельское время (D <sub>2</sub> e <sub>1</sub> )    | 506                                                      | 775                                                         | 3633                                          | 241                                              | 645                                                    | 5800                            | 56,1                                        | 111                                              | —                                             | —                                                          | —                                                                     | 4,8                                                                          | 83,3              | —     | —                 | —       | 9,4        | 2,5      | —                 | —    | —               |
| Позднеэйфельское время (D <sub>2</sub> e <sub>2</sub> )   | 1867                                                     | 833                                                         | 2292                                          | 368                                              | 440                                                    | 5800                            | 124,4                                       | 67                                               | —                                             | —                                                          | —                                                                     | 0,3                                                                          | 54,6              | —     | —                 | 9,5     | —          | 26,6     | 4,5               | 4,4  | 0,1             |

| Период, эпоха, век, время                                | Распространенность палеогеографических условий седиментации |      |                           |      |                |    |                    |      |                      |      |                     |      |                     |       |                       |      |             |    |
|----------------------------------------------------------|-------------------------------------------------------------|------|---------------------------|------|----------------|----|--------------------|------|----------------------|------|---------------------|------|---------------------|-------|-----------------------|------|-------------|----|
|                                                          | континентальные обстановки                                  |      |                           |      |                |    |                    |      | лагунные обстановки  |      |                     |      | морские обстановки  |       |                       |      |             |    |
|                                                          | горные подножия                                             |      | внутриматериковые равнины |      | озера и болота |    | прибрежные равнины |      | опресненные бассейны |      | засоленные бассейны |      | мелкая часть шельфа |       | глубокая часть шельфа |      | батинальные |    |
|                                                          | I*                                                          | II** | I                         | II   | I              | II | I                  | II   | I                    | II   | I                   | II   | I                   | II    | I                     | II   | I           | II |
|                                                          | 23                                                          |      | 24                        |      | 25             |    | 26                 |      | 27                   |      | 28                  |      | 29                  |       | 30                    |      | 31          |    |
| Каратауская серия верхнего рифея (Rf <sub>3</sub> )      | —                                                           | —    | —                         | —    | —              | —  | 26,7               | 20,0 | —                    | —    | —                   | —    | 73,3                | 80,0  | —                     | —    | —           | —  |
| Волыно-валдайская серия венда (V)                        | —                                                           | —    | 2,6                       | 0,8  | —              | —  | 20,2               | 16,1 | —                    | —    | —                   | —    | 36,8                | 31,3  | 40,4                  | 51,8 | —           | —  |
| Верхний рифей и венд (Rf <sub>3</sub> + V)               | —                                                           | —    | 2,0                       | 0,6  | —              | —  | 21,7               | 17,1 | —                    | —    | —                   | —    | 44,9                | 43,5  | 31,4                  | 38,8 | —           | —  |
| Ранний кембрий (Cm <sub>1</sub> )                        | —                                                           | —    | —                         | —    | —              | —  | —                  | —    | —                    | —    | —                   | —    | 14,0                | 5,5   | 86,0                  | 94,5 | —           | —  |
| Средний кембрий (Cm <sub>2</sub> )                       | —                                                           | —    | —                         | —    | —              | —  | 15,8               | 3,5  | —                    | —    | —                   | —    | 84,2                | 96,5  | —                     | —    | —           | —  |
| Поздний кембрий (Cm <sub>3</sub> )                       | —                                                           | —    | —                         | —    | —              | —  | 20,0               | 10,0 | —                    | —    | —                   | —    | 80,0                | 90,0  | —                     | —    | —           | —  |
| Кембрий (Cm)                                             | —                                                           | —    | —                         | —    | —              | —  | 8,2                | 1,0  | —                    | —    | —                   | —    | 45,7                | 126,4 | 46,1                  | 72,6 | —           | —  |
| Ранний ордовик (O <sub>1</sub> )                         | —                                                           | —    | —                         | —    | —              | —  | —                  | —    | —                    | —    | —                   | —    | 68,2                | 154,7 | 31,8                  | 45,3 | —           | —  |
| Средний ордовик (O <sub>2</sub> )                        | —                                                           | —    | —                         | —    | —              | —  | —                  | —    | —                    | —    | —                   | —    | 100,0               | 00,0  | —                     | —    | —           | —  |
| Поздний ордовик (O <sub>3</sub> )                        | —                                                           | —    | —                         | —    | —              | —  | —                  | —    | —                    | —    | —                   | —    | 100,0               | 00,0  | —                     | —    | —           | —  |
| Ордовик (O)                                              | —                                                           | —    | —                         | —    | —              | —  | —                  | —    | —                    | —    | —                   | —    | 90,0                | 87,7  | 10,0                  | 12,3 | —           | —  |
| Лландоверский век (S <sub>1</sub> ln)                    | —                                                           | —    | —                         | —    | —              | —  | 1,3                | 2,5  | —                    | —    | —                   | —    | 98,7                | 97,5  | —                     | —    | —           | —  |
| Венлокский век (S <sub>2</sub> lw)                       | —                                                           | —    | —                         | —    | —              | —  | 1,3                | 1,7  | —                    | —    | —                   | —    | 98,7                | 98,3  | —                     | —    | —           | —  |
| Ранний силур (S <sub>1</sub> )                           | —                                                           | —    | —                         | —    | —              | —  | 1,3                | 2,2  | —                    | —    | —                   | —    | 98,7                | 97,8  | —                     | —    | —           | —  |
| Раннелудловское время (S <sub>2</sub> ld <sub>1</sub> )  | —                                                           | —    | —                         | —    | —              | —  | —                  | —    | —                    | —    | —                   | —    | 67,0                | 63,1  | 33,0                  | 36,9 | —           | —  |
| Позднелудловское время (S <sub>2</sub> ld <sub>2</sub> ) | —                                                           | —    | —                         | —    | —              | —  | 1,9                | 0,1  | —                    | —    | —                   | —    | 98,1                | 99,9  | —                     | —    | —           | —  |
| Поздний силур (S <sub>2</sub> )                          | —                                                           | —    | —                         | —    | —              | —  | 0,7                | 0,02 | —                    | —    | —                   | —    | 79,0                | 71,7  | 20,3                  | 28,3 | —           | —  |
| Силур (S)                                                | —                                                           | —    | —                         | —    | —              | —  | 1,1                | 0,8  | —                    | —    | —                   | —    | 90,3                | 80,6  | 8,6                   | 18,6 | —           | —  |
| Ранний палеозой (Pz <sub>1</sub> )                       | —                                                           | —    | —                         | —    | —              | —  | 3,4                | 0,7  | —                    | —    | —                   | —    | 73,7                | 63,7  | 22,9                  | 35,6 | —           | —  |
| Ранний девон (D <sub>1</sub> )                           | —                                                           | —    | 39,2                      | 55,7 | —              | —  | 13,3               | 20,2 | 42,8                 | 20,2 | 2,2                 | 1,7  | 2,5                 | 2,2   | —                     | —    | —           | —  |
| Раннеэифельское время (D <sub>2</sub> e <sub>1</sub> )   | 0,9                                                         | 6,5  | 27,4                      | 39,5 | —              | —  | 57,4               | 39,6 | —                    | —    | —                   | —    | 14,3                | 14,4  | —                     | —    | —           | —  |
| Позднеэифельское время (D <sub>2</sub> e <sub>2</sub> )  | —                                                           | —    | 0,9                       | 0,4  | —              | —  | 51,1               | 53,3 | —                    | —    | 27,9                | 33,5 | 19,9                | 12,2  | 0,2                   | 0,6  | —           | —  |

Таблица 2 (продолжение)

| Период, эпоха, век, время                                           | Площади, тыс. км <sup>2</sup>                            |                                                             |                                               |                                                  |                                                        |                                 | Общий объем отложений, тыс. км <sup>3</sup> | Средний размер погружения областей накопления, м | Продолжительность периода или эпохи, млн. лет | Средняя скорость погружения областей накопления, м/млн лет | Число разрезов, в которых изучено соотношение мощностей песков и глин | Распространенность литологических типов пород (% от общего объема отложений) |                   |       |                   |         |            |          |                   |      |                 |
|---------------------------------------------------------------------|----------------------------------------------------------|-------------------------------------------------------------|-----------------------------------------------|--------------------------------------------------|--------------------------------------------------------|---------------------------------|---------------------------------------------|--------------------------------------------------|-----------------------------------------------|------------------------------------------------------------|-----------------------------------------------------------------------|------------------------------------------------------------------------------|-------------------|-------|-------------------|---------|------------|----------|-------------------|------|-----------------|
|                                                                     | достоверная область накопления осадков (S <sub>1</sub> ) | предполагаемая область накопления осадков (S <sub>2</sub> ) | достоверная область размыва (S <sub>3</sub> ) | предполагаемая область размыва (S <sub>4</sub> ) | территория, не охарактеризованная фактическими данными | общая площадь Русской платформы |                                             |                                                  |                                               |                                                            |                                                                       | конгломераты и галечники                                                     | пески и алевроиты | глины | кремнистые породы | мергели | известняки | доломиты | гипсы и ангидриты | соли | эффузивы и туфы |
| 1                                                                   | 2                                                        | 3                                                           | 4                                             | 5                                                | 6                                                      | 7                               | 8                                           | 9                                                | 10                                            | 11                                                         | 12                                                                    | 13                                                                           | 14                | 15    | 16                | 17      | 18         | 19       | 20                | 21   | 22              |
| Эйфельский век (D <sub>2e</sub> )                                   |                                                          |                                                             |                                               |                                                  |                                                        |                                 | 180,5                                       | 178                                              |                                               |                                                            | —                                                                     | 1,7                                                                          | 63,4              |       | —                 | 6,7     | 2,9        | 19,1     | 3,1               | 3,0  | 0,1             |
| Живетский век (D <sub>2gv</sub> )                                   | 2300                                                     | 680                                                         | 2042                                          | 331                                              | 447                                                    | 5800                            | 229,0                                       | 100                                              |                                               |                                                            | —                                                                     | 0,1                                                                          | 75,6              |       | 0,2               | 0,3     | 17,4       | 5,9      | —                 | —    | 0,5             |
| Средний девон (D <sub>2</sub> )                                     |                                                          |                                                             |                                               |                                                  |                                                        |                                 | 409,5                                       | 278                                              | ~17                                           | 16,3                                                       | 53                                                                    | 0,8                                                                          | 42,6   27,7       |       | 0,1               | 3,1     | 11,0       | 11,7     | 1,4               | 1,3  | 0,3             |
| Раннефранское время (D <sub>3fr1</sub> )                            | 2450                                                     | 582                                                         | 2120                                          | 213                                              | 435                                                    | 5800                            | 259,5                                       | 106                                              |                                               |                                                            | —                                                                     | 0,2                                                                          | 90,4              |       | —                 | 2,1     | 3,9        | 0,1      | —                 | —    | 3,3             |
| Позднешигровское и саргаевское время (D <sub>3fr2a</sub> )          | 2552                                                     | 651                                                         | 1773                                          | 321                                              | 503                                                    | 5800                            | 124,3                                       | 49                                               |                                               |                                                            | —                                                                     | —                                                                            | 32,0              |       | —                 | 34,8    | 18,3       | 8,2      | 0,4               | 6,0  | 0,3             |
| Семилукское, доманиковское и мендымское время (D <sub>3fr2b</sub> ) | 2528                                                     | 905                                                         | 1723                                          | 206                                              | 438                                                    | 5800                            | 237,5                                       | 94                                               |                                               |                                                            | —                                                                     | —                                                                            | 44,1              |       | —                 | 15,7    | 36,0       | 3,0      | —                 | —    | 1,2             |
| Позднефранское время (D <sub>3fr3</sub> )                           | 2484                                                     | 818                                                         | 1727                                          | 306                                              | 465                                                    | 5800                            | 371,5                                       | 149                                              |                                               |                                                            | —                                                                     | 0,2                                                                          | 31,9              |       | —                 | 22,7    | 26,3       | 6,0      | 4,5               | 4,8  | 3,6             |
| Франский век (D <sub>3fr</sub> )                                    |                                                          |                                                             |                                               |                                                  |                                                        |                                 | 992,8                                       | 398                                              |                                               |                                                            | —                                                                     | 0,1                                                                          | 50,2              |       | —                 | 17,1    | 21,8       | 4,0      | 1,7               | 2,6  | 2,5             |
| Фаменский век (D <sub>3fm</sub> )                                   | 2078                                                     | 1079                                                        | 1851                                          | 333                                              | 459                                                    | 5800                            | 518,5                                       | 249                                              |                                               |                                                            | —                                                                     | 0,2                                                                          | 27,8              |       | 0,1               | 8,6     | 18,1       | 37,0     | 2,9               | 3,6  | 1,7             |
| Поздний девон (D <sub>3</sub> )                                     |                                                          |                                                             |                                               |                                                  |                                                        |                                 | 1511,3                                      | 647                                              | ~17                                           | 38,1                                                       | 97                                                                    | 0,2                                                                          | 16,3   26,2       |       | 0,03              | 14,2    | 20,5       | 15,3     | 2,1               | 2,9  | 2,3             |
| Девон (D)                                                           |                                                          |                                                             |                                               |                                                  |                                                        |                                 | 1941,3                                      | 1122                                             | 50                                            | 22,4                                                       | 150                                                                   | 0,3                                                                          | 22,2   26,7       |       | 0,1               | 11,7    | 18,4       | 14,4     | 2,0               | 2,5  | 1,8             |
| Турнейский век (C <sub>1t</sub> )                                   | 1386                                                     | 1414                                                        | 2305                                          | 211                                              | 484                                                    | 5800                            | 145,5                                       | 105                                              | ~15                                           | 7,0                                                        | —                                                                     | 0,3                                                                          | 24,0              |       | —                 | 5,8     | 64,1       | 5,8      | —                 | —    | —               |
| Малиновское время (C <sub>1v1</sub> )                               | 745                                                      | 689                                                         | 3675                                          | 171                                              | 590                                                    | 5870                            | 22,1                                        | 30                                               |                                               |                                                            | —                                                                     | 2,3                                                                          | 86,4              |       | —                 | —       | 9,8        | 1,5      | —                 | —    | —               |
| Яснополянское время (C <sub>1v2</sub> )                             | 1121                                                     | 1181                                                        | 2896                                          | 186                                              | 486                                                    | 5870                            | 55,6                                        | 50                                               |                                               |                                                            | —                                                                     | 0,1                                                                          | 73,7              |       | —                 | —       | 26,2       | —        | —                 | —    | —               |
| Окское, серпуховское и протвинское время (C <sub>1v3-5</sub> )      | 2218                                                     | 1431                                                        | 1847                                          | 233                                              | 141                                                    | 5870                            | 413,1                                       | 186                                              |                                               |                                                            | —                                                                     | 0,03                                                                         | 25,8              |       | —                 | 1,5     | 46,7       | 26,0     | 0,02              | —    | —               |
| Визейский век (C <sub>1v</sub> )                                    |                                                          |                                                             |                                               |                                                  |                                                        |                                 | 490,8                                       | 266                                              | ~15                                           | 17,7                                                       | —                                                                     | 0,1                                                                          | 33,9              |       | —                 | 1,3     | 42,7       | 21,9     | 0,1               | —    | —               |
| Краснополянское время (C <sub>1n2</sub> )                           | 339                                                      | 1415                                                        | 3448                                          | 501                                              | 167                                                    | 5870                            | 22,9                                        | 67                                               | ~15                                           | 4,5                                                        | —                                                                     | —                                                                            | 28,5              |       | —                 | —       | 66,8       | 4,7      | —                 | —    | —               |
| Ранний карбон (C <sub>1</sub> )                                     |                                                          |                                                             |                                               |                                                  |                                                        |                                 | 659,2                                       | 438                                              | 45                                            | 9,7                                                        | 177                                                                   | 0,2                                                                          | 10,3   21,3       |       | —                 | 2,2     | 48,2       | 17,8     | 0,02              | —    | —               |
| Башкирский век (C <sub>2b</sub> )                                   | 1361                                                     | 1989                                                        | 2009                                          | 263                                              | 248                                                    | 5870                            | 103,6                                       | 75                                               |                                               |                                                            | —                                                                     | —                                                                            | 40,5              |       | —                 | 1,3     | 55,2       | 3,0      | —                 | —    | —               |
| Верейское время (C <sub>2m1</sub> )                                 | 1512                                                     | 1335                                                        | 2309                                          | 306                                              | 248                                                    | 5710                            | 61,3                                        | 40                                               |                                               |                                                            | —                                                                     | —                                                                            | 57,0              |       | —                 | 0,2     | 33,6       | 9,2      | —                 | —    | —               |

| Период, эпоха, век, время                                         | Распространенность палеогеографических условий седиментации |      |                                |      |                |     |                       |      |                         |     |                          |      |                        |      |                          |      |             |    |
|-------------------------------------------------------------------|-------------------------------------------------------------|------|--------------------------------|------|----------------|-----|-----------------------|------|-------------------------|-----|--------------------------|------|------------------------|------|--------------------------|------|-------------|----|
|                                                                   | континентальные обстановки                                  |      |                                |      |                |     |                       |      | лагунные обстановки     |     |                          |      | морские обстановки     |      |                          |      |             |    |
|                                                                   | горные подножия                                             |      | внутриматери-<br>ковые равнины |      | озера и болота |     | прибрежные<br>равнины |      | опресненные<br>бассейны |     | засолоненные<br>бассейны |      | мелкая часть<br>шельфа |      | глубокая часть<br>шельфа |      | батинальные |    |
|                                                                   | I*                                                          | II** | I                              | II   | I              | II  | I                     | II   | I                       | II  | I                        | II   | I                      | II   | I                        | II   | I           | II |
|                                                                   | 23                                                          |      | 24                             |      | 25             |     | 26                    |      | 27                      |     | 28                       |      | 29                     |      | 30                       |      | 31          |    |
| Эйфельский век ( $D_2e$ )                                         | 0,2                                                         | 2,0  | 6,5                            | 12,6 | —              | —   | 52,4                  | 49,0 | —                       | —   | 22,0                     | 23,1 | 18,7                   | 12,9 | 0,2                      | 0,4  | —           | —  |
| Живетский век ( $D_2gv$ )                                         | —                                                           | —    | —                              | —    | —              | —   | 63,9                  | 61,3 | —                       | —   | 2,0                      | 2,5  | 33,7                   | 36,2 | 0,4                      | 0,01 | —           | —  |
| Средний девон ( $D_2$ )                                           | 0,1                                                         | 0,9  | 3,3                            | 5,5  | —              | —   | 58,1                  | 55,9 | —                       | —   | 12,1                     | 11,6 | 26,1                   | 25,9 | 0,3                      | 0,2  | —           | —  |
| Раннефранское время ( $D_3fr_1$ )                                 | —                                                           | —    | 2,6                            | 0,2  | —              | —   | 73,1                  | 71,9 | —                       | —   | 0,5                      | 0,3  | 23,8                   | 27,6 | —                        | —    | —           | —  |
| Позднешигровское и саргаев-<br>ское время ( $D_3fr_{2a}$ )        | —                                                           | —    | 0,6                            | 0,2  | —              | —   | 8,0                   | 5,9  | —                       | —   | 3,9                      | 13,0 | 83,6                   | 76,4 | 3,9                      | 4,5  | —           | —  |
| Семилюкское, доманиковское и<br>мендымское время ( $D_3fr_{2b}$ ) | —                                                           | —    | 3,3                            | 0,3  | —              | —   | 12,8                  | 11,6 | —                       | —   | 3,7                      | 1,5  | 55,3                   | 58,2 | 24,9                     | 28,4 | —           | —  |
| Позднефранское время ( $D_3fr_3$ )                                | —                                                           | —    | 4,6                            | 1,4  | —              | —   | 20,4                  | 15,7 | —                       | —   | 11,9                     | 16,0 | 56,5                   | 63,4 | 6,6                      | 3,5  | —           | —  |
| Франский век ( $D_3fr$ )                                          | —                                                           | —    | 2,8                            | 0,7  | —              | —   | 28,2                  | 28,2 | —                       | —   | 5,0                      | 8,1  | 55,1                   | 54,3 | 8,9                      | 8,7  | —           | —  |
| Фаменский век ( $D_3fm$ )                                         | —                                                           | —    | —                              | —    | —              | —   | 13,9                  | 14,5 | —                       | —   | 37,1                     | 30,9 | 42,4                   | 50,2 | 6,6                      | 4,4  | —           | —  |
| Поздний девон ( $D_3$ )                                           | —                                                           | —    | 2,3                            | 0,4  | —              | —   | 25,8                  | 23,5 | —                       | —   | 10,5                     | 15,9 | 52,9                   | 53,0 | 8,5                      | 7,2  | —           | —  |
| Девон (D)                                                         | 0,03                                                        | 0,2  | 2,8                            | 2,1  | —              | —   | 34,6                  | 30,3 | 0,3                     | 0,2 | 10,9                     | 14,8 | 45,2                   | 46,7 | 6,2                      | 15,7 | —           | —  |
| Турнейский век ( $C_1t$ )                                         | —                                                           | —    | —                              | —    | —              | —   | 4,8                   | 6,8  | —                       | —   | —                        | —    | 88,2                   | 82,9 | 7,0                      | 0,3  | —           | —  |
| Малиновское время ( $C_1v_1$ )                                    | —                                                           | —    | —                              | —    | —              | —   | 38,4                  | 31,7 | —                       | —   | —                        | —    | 61,6                   | 68,3 | —                        | —    | —           | —  |
| Яснополянское время ( $C_1v_2$ )                                  | —                                                           | —    | —                              | —    | —              | —   | 53,3                  | 42,5 | —                       | —   | —                        | —    | 46,3                   | 57,5 | 0,4                      | 0,01 | —           | —  |
| Окское, серпуховское и про-<br>твинское время ( $C_1v_{3-5}$ )    | 0,1                                                         | 0,02 | —                              | —    | —              | —   | 1,2                   | 2,4  | —                       | —   | 0,2                      | 0,04 | 88,2                   | 78,2 | 10,3                     | 19,3 | —           | —  |
| Визейский век ( $C_1v$ )                                          | 0,1                                                         | 0,02 | —                              | —    | —              | —   | 22,3                  | 8,2  | —                       | —   | 0,1                      | 0,04 | 71,8                   | 75,4 | 5,7                      | 16,3 | —           | —  |
| Краснополянское время ( $C_1n_2$ )                                | —                                                           | —    | —                              | —    | 2,5            | 4,5 | 3,9                   | 8,2  | —                       | —   | —                        | —    | 64,8                   | 66,1 | 28,8                     | 21,2 | —           | —  |
| Ранний карбон ( $C_1$ )                                           | 0,04                                                        | 0,02 | —                              | —    | 0,1            | 0,2 | 17,1                  | 7,9  | —                       | —   | 0,1                      | 0,03 | 75,3                   | 76,7 | 7,4                      | 15,1 | —           | —  |
| Башкирский век ( $C_2b$ )                                         | —                                                           | —    | —                              | —    | 0,5            | 0,4 | 10,3                  | 23,8 | —                       | —   | —                        | —    | 87,2                   | 72,4 | 2,0                      | 3,4  | —           | —  |
| Верейское время ( $C_2m_1$ )                                      | —                                                           | —    | —                              | —    | 0,7            | 0,2 | 41,7                  | 30,0 | —                       | —   | —                        | —    | 54,2                   | 67,1 | 3,4                      | 2,7  | —           | —  |

Таблица 2 (продолжение)

| Период, эпоха, век, время                                      | Площади, тыс. км <sup>2</sup>                            |                                                             |                                               |                                                  |                                                        |                                 | Общий объем отложений, тыс. км <sup>3</sup> | Средний размер погружения областей накопления, м | Продолжительность периода или эпохи, млн. лет | Средняя скорость погружения областей накопления, м/млн лет | Число разрезов, в которых изучено соотношение мощностей песков и глин | конгломераты и галечники | Распространенность литологических типов пород (% от общего объема отложений) |       |                   |         |            |          |                   |      |                 |  |
|----------------------------------------------------------------|----------------------------------------------------------|-------------------------------------------------------------|-----------------------------------------------|--------------------------------------------------|--------------------------------------------------------|---------------------------------|---------------------------------------------|--------------------------------------------------|-----------------------------------------------|------------------------------------------------------------|-----------------------------------------------------------------------|--------------------------|------------------------------------------------------------------------------|-------|-------------------|---------|------------|----------|-------------------|------|-----------------|--|
|                                                                | достоверная область накопления осадков (S <sub>1</sub> ) | предполагаемая область накопления осадков (S <sub>2</sub> ) | достоверная область размыва (S <sub>3</sub> ) | предполагаемая область размыва (S <sub>4</sub> ) | территория, не охарактеризованная фактическими данными | общая площадь Русской платформы |                                             |                                                  |                                               |                                                            |                                                                       |                          | пески и алевроиты                                                            | глины | кремнистые породы | мергели | известняки | доломиты | гипсы и ангидриты | соли | эффузивы и туфы |  |
|                                                                |                                                          |                                                             |                                               |                                                  |                                                        |                                 |                                             |                                                  |                                               |                                                            |                                                                       |                          |                                                                              |       |                   |         |            |          |                   |      |                 |  |
| 1                                                              | 2                                                        | 3                                                           | 4                                             | 5                                                | 6                                                      | 7                               | 8                                           | 9                                                | 10                                            | 11                                                         | 12                                                                    | 13                       | 14                                                                           | 15    | 16                | 17      | 18         | 19       | 20                | 21   | 22              |  |
| Каширское, подольское и мячковское время (C <sub>2m2-4</sub> ) | 2105                                                     | 1199                                                        | 2081                                          | 162                                              | 163                                                    | 5710                            | 420,0                                       | 199                                              |                                               |                                                            | —                                                                     | 0,01                     | 13,1                                                                         |       | —                 | 6,1     | 53,8       | 27,0     | —                 | —    | —               |  |
| Средний карбон (C <sub>2</sub> )                               |                                                          |                                                             |                                               |                                                  |                                                        |                                 | 584,9                                       | 314                                              | ~17                                           | 18,5                                                       | 52                                                                    | 0,02                     | 9,2                                                                          | 13,4  | —                 | 4,6     | 51,9       | 20,9     | —                 | —    | —               |  |
| Поздний карбон (C <sub>3</sub> )                               | 1836                                                     | 1151                                                        | 2448                                          | 114                                              | 161                                                    | 5710                            | 290,8                                       | 158                                              | ~18                                           | 8,8                                                        | 9                                                                     | —                        | 2,9                                                                          | 4,6   | —                 | 0,9     | 32,3       | 59,3     | —                 | —    | —               |  |
| Карбон (C)                                                     |                                                          |                                                             |                                               |                                                  |                                                        |                                 | 1534,9                                      | 910                                              | 80                                            | 11,4                                                       | 238                                                                   | 0,1                      | 8,4                                                                          | 15,2  | —                 | 2,9     | 46,6       | 26,8     | 0,01              | —    | —               |  |
| Ранняя пермь (P <sub>1</sub> )                                 | 2064                                                     | 314                                                         | 2348                                          | 654                                              | —                                                      | 5380                            | 635,3                                       | 308                                              | 22                                            | 14,0                                                       | 5                                                                     | 0,02                     | 3,8                                                                          | 3,8   | 0,02              | 0,5     | 13,1       | 22,6     | 25,1              | 31,1 | —               |  |
| Уфимский век (P <sub>2uf</sub> )                               | 1475                                                     | 153                                                         | 2737                                          | 790                                              | 145                                                    | 5300                            | 131,9                                       | 89                                               |                                               |                                                            | —                                                                     | 0,3                      | 72,9                                                                         |       | —                 | 6,6     | 6,9        | 4,3      | 9,0               | —    | —               |  |
| Казанский век (P <sub>2kz</sub> )                              | 1833                                                     | 185                                                         | 2387                                          | 753                                              | 142                                                    | 5300                            | 246,9                                       | 134                                              |                                               |                                                            | —                                                                     | 0,1                      | 34,7                                                                         |       | —                 | 9,6     | 10,7       | 12,6     | 11,3              | 21,0 | —               |  |
| Татарский век (P <sub>2t</sub> )                               | 1535                                                     | 159                                                         | 2569                                          | 860                                              | 177                                                    | 5300                            | 319,9                                       | 208                                              |                                               |                                                            | —                                                                     | 0,03                     | 87,8                                                                         |       | —                 | 9,5     | 1,7        | 1,0      | —                 | —    | —               |  |
| Поздняя пермь (P <sub>2</sub> )                                |                                                          |                                                             |                                               |                                                  |                                                        |                                 | 698,7                                       | 431                                              | ~23                                           | 18,7                                                       | 47                                                                    | 0,1                      | 36,9                                                                         | 29,3  | —                 | 9,0     | 5,9        | 5,7      | 5,7               | 7,4  | —               |  |
| Пермь (P)                                                      |                                                          |                                                             |                                               |                                                  |                                                        |                                 | 1334,0                                      | 739                                              | 45                                            | 16,4                                                       | 52                                                                    | 0,05                     | 21,2                                                                         | 17,1  | 0,01              | 5,0     | 9,3        | 13,7     | 14,9              | 18,7 | —               |  |
| Средний и поздний палеозой (P <sub>2+3</sub> )                 |                                                          |                                                             |                                               |                                                  |                                                        |                                 | 4810,2                                      | 2771                                             | 175                                           | 15,8                                                       | 440                                                                   | 0,2                      | 17,8                                                                         | 20,0  | 0,02              | 7,1     | 24,9       | 18,2     | 4,9               | 6,2  | 0,7             |  |
| Палеозой (Pz)                                                  |                                                          |                                                             |                                               |                                                  |                                                        |                                 | 5408,5                                      | 3949                                             | 375                                           | 10,5                                                       | 494                                                                   | 0,2                      | 18,1                                                                         | 23,9  | 0,02              | 7,7     | 23,2       | 16,3     | 4,4               | 5,5  | 0,7             |  |
| Ранний триас (T <sub>1</sub> )                                 | 1390                                                     | 177                                                         | 3733                                          | —                                                | —                                                      | 5300                            | 268,1                                       | 193                                              | ~15                                           | 12,9                                                       | —                                                                     | 0,4                      | 78,7                                                                         |       | —                 | —       | 19,7       | 1,2      | —                 | —    | —               |  |
| Средний триас (T <sub>2</sub> )                                | 298                                                      | —                                                           | 6002                                          | —                                                | —                                                      | 6300                            | 50,1                                        | 168                                              | ~15                                           | 11,2                                                       | —                                                                     | —                        | 9,4                                                                          |       | —                 | 8,2     | 56,0       | 21,8     | 4,6               | —    | —               |  |
| Поздний триас (T <sub>3</sub> )                                | 757                                                      | 250                                                         | 5293                                          | —                                                | —                                                      | 6300                            | 86,5                                        | 114                                              | ~15                                           | 7,6                                                        | —                                                                     | —                        | 74,5                                                                         |       | —                 | 0,5     | 12,4       | 12,6     | —                 | —    | —               |  |
| Триас (T)                                                      |                                                          |                                                             |                                               |                                                  |                                                        |                                 | 404,7                                       | 475                                              | 45                                            | 10,5                                                       | 15                                                                    | 0,3                      | 39,9                                                                         | 29,3  | —                 | 1,1     | 22,6       | 6,2      | 0,6               | —    | —               |  |
| Ранний и средний лeйас (J <sub>1l</sub> )                      | 256                                                      | 193                                                         | 6121                                          | —                                                | —                                                      | 6570                            | 45,5                                        | 178                                              |                                               |                                                            | —                                                                     | 0,6                      | 98,2                                                                         |       | —                 | —       | —          | —        | —                 | —    | 1,2             |  |
| Тоарский век (J <sub>1tr</sub> )                               | 322                                                      | 300                                                         | 5948                                          | —                                                | —                                                      | 6570                            | 23,5                                        | 73                                               |                                               |                                                            | —                                                                     | 0,7                      | 96,0                                                                         |       | —                 | 3,3     | —          | —        | —                 | —    | —               |  |
| Ааленский век (J <sub>1al</sub> )                              | 804                                                      | 298                                                         | 5469                                          | —                                                | —                                                      | 6570                            | 58,6                                        | 73                                               |                                               |                                                            | —                                                                     | —                        | 100,0                                                                        |       | —                 | —       | —          | —        | —                 | —    | —               |  |
| Ранняя юра (J <sub>1</sub> )                                   |                                                          |                                                             |                                               |                                                  |                                                        |                                 | 127,6                                       | 324                                              | ~15                                           | 21,6                                                       | 4                                                                     | 0,4                      | 37,2                                                                         | 61,4  | —                 | 0,6     | —          | —        | —                 | —    | 0,4             |  |
| Байосский век (J <sub>2bj</sub> )                              | 1858                                                     | 1038                                                        | 3674                                          | —                                                | —                                                      | 6570                            | 147,1                                       | 79                                               |                                               |                                                            | —                                                                     | —                        | 99,0                                                                         |       | —                 | —       | 1,0        | —        | —                 | —    | —               |  |

| Период, эпоха, век, время                               | Распространенность палеогеографических условий седиментации |      |                               |      |                |      |                    |      |                      |      |                     |      |                     |      |                       |     |             |    |
|---------------------------------------------------------|-------------------------------------------------------------|------|-------------------------------|------|----------------|------|--------------------|------|----------------------|------|---------------------|------|---------------------|------|-----------------------|-----|-------------|----|
|                                                         | континентальные обстановки                                  |      |                               |      |                |      |                    |      | лагунные обстановки  |      |                     |      | морские обстановки  |      |                       |     |             |    |
|                                                         | горные подножия                                             |      | внутриконтинентальные равнины |      | озера и болота |      | прибрежные равнины |      | опресненные бассейны |      | засоленные бассейны |      | мелкая часть шельфа |      | глубокая часть шельфа |     | батинальные |    |
|                                                         | I*                                                          | II** | I                             | II   | I              | II   | I                  | II   | I                    | II   | I                   | II   | I                   | II   | I                     | II  | I           | II |
|                                                         | 23                                                          |      | 24                            |      | 25             |      | 26                 |      | 27                   |      | 28                  |      | 29                  |      | 30                    |     | 31          |    |
| Каширское, подольское и мячковское время ( $C_2m_2-4$ ) | —                                                           | —    | —                             | —    | 0,3            | 0,1  | 6,3                | 9,9  | —                    | —    | 0,9                 | 0,04 | 88,3                | 86,5 | 4,2                   | 3,5 | —           | —  |
| Средний карбон ( $C_2$ )                                | —                                                           | —    | —                             | —    | 0,5            | 0,2  | 18,1               | 14,5 | —                    | —    | 0,4                 | 0,03 | 77,6                | 81,9 | 3,4                   | 3,4 | —           | —  |
| Поздний карбон ( $C_3$ )                                | —                                                           | —    | 0,2                           | 0,1  | —              | —    | 1,7                | 2,2  | —                    | —    | —                   | —    | 89,7                | 88,9 | 8,4                   | 8,8 | —           | —  |
| Карбон (C)                                              | 0,02                                                        | 0,01 | 0,03                          | 0,02 | 0,3            | 0,1  | 15,7               | 9,3  | —                    | —    | 0,2                 | 0,03 | 77,8                | 81,0 | 6,0                   | 9,5 | —           | —  |
| Ранняя пермь ( $P_1$ )                                  | —                                                           | —    | 4,4                           | 2,7  | 0,3            | 0,2  | 0,6                | 0,4  | —                    | —    | 32,6                | 61,3 | 62,1                | 35,4 | —                     | —   | —           | —  |
| Уфимский век ( $P_{2uf}$ )                              | —                                                           | —    | 53,3                          | 65,7 | 1,3            | 3,5  | —                  | —    | 7,8                  | 13,9 | 22,3                | 11,8 | 15,3                | 5,1  | —                     | —   | —           | —  |
| Казанский век ( $P_{2kz}$ )                             | —                                                           | —    | 16,4                          | 17,6 | 1,0            | 3,9  | 9,4                | 11,2 | 0,6                  | 0,6  | 35,7                | 41,7 | 36,9                | 25,0 | —                     | —   | —           | —  |
| Татарский век ( $P_{2t}$ )                              | —                                                           | —    | 84,0                          | 88,2 | 10,4           | 7,8  | —                  | —    | —                    | —    | 5,6                 | 4,0  | —                   | —    | —                     | —   | —           | —  |
| Поздняя пермь ( $P_3$ )                                 | —                                                           | —    | 49,1                          | 58,9 | 4,1            | 5,6  | 3,6                | 4,0  | 2,6                  | 2,8  | 22,2                | 18,9 | 18,6                | 9,8  | —                     | —   | —           | —  |
| Пермь (P)                                               | —                                                           | —    | 35,7                          | 32,2 | 2,9            | 3,0  | 2,7                | 2,2  | 1,8                  | 1,5  | 25,2                | 39,1 | 31,7                | 22,0 | —                     | —   | —           | —  |
| Средний и поздний палеозой ( $P_{2+3}$ )                | 0,02                                                        | 0,1  | 8,1                           | 9,8  | 0,6            | 0,9  | 22,0               | 15,8 | 0,5                  | 0,5  | 0,9                 | 16,8 | 54,0                | 50,8 | 4,9                   | 5,3 | —           | —  |
| Палеозой (Pz)                                           | 0,02                                                        | 0,1  | 7,1                           | 8,7  | 0,6            | 0,8  | 19,7               | 14,2 | 0,4                  | 0,5  | 8,7                 | 15,0 | 56,4                | 52,1 | 7,1                   | 8,6 | —           | —  |
| Ранний триас ( $T_1$ )                                  | 4,0                                                         | 1,2  | 46,8                          | 41,1 | —              | —    | 29,0               | 21,2 | —                    | —    | 4,0                 | 23,7 | 16,2                | 12,8 | —                     | —   | —           | —  |
| Средний триас ( $T_2$ )                                 | —                                                           | —    | 1,7                           | 0,1  | —              | —    | —                  | —    | —                    | —    | 9,8                 | 16,5 | 88,5                | 83,4 | —                     | —   | —           | —  |
| Поздний триас ( $T_3$ )                                 | —                                                           | —    | 50,1                          | 36,4 | 2,0            | 0,9  | —                  | —    | —                    | —    | 10,2                | 8,3  | 37,7                | 54,4 | —                     | —   | —           | —  |
| Триас (T)                                               | 2,3                                                         | 0,8  | 42,9                          | 35,0 | 0,6            | 0,2  | 16,6               | 14,1 | —                    | —    | 6,6                 | 19,5 | 31,7                | 30,4 | —                     | —   | —           | —  |
| Ранний и средний ляс ( $J_1l$ )                         | —                                                           | —    | 3,8                           | 0,6  | 3,1            | 0,5  | 54,4               | 64,3 | —                    | —    | —                   | —    | 38,7                | 34,6 | —                     | —   | —           | —  |
| Тоарский век ( $J_1tr$ )                                | —                                                           | —    | —                             | —    | —              | —    | 61,2               | 60,2 | —                    | —    | —                   | —    | 33,3                | 36,5 | 5,5                   | 3,3 | —           | —  |
| Ааленский век ( $J_1al$ )                               | —                                                           | —    | 11,2                          | 1,9  | —              | —    | 45,8               | 31,7 | —                    | —    | —                   | —    | 43,0                | 66,4 | —                     | —   | —           | —  |
| Ранняя юра ( $J_1$ )                                    | —                                                           | —    | 7,2                           | 1,1  | 0,6            | 0,2  | 51,0               | 48,6 | —                    | —    | —                   | —    | 40,0                | 49,5 | 1,2                   | 0,6 | —           | —  |
| Байосский век ( $J_2bj$ )                               | —                                                           | —    | 22,2                          | 5,3  | 16,1           | 22,7 | 17,9               | 22,4 | —                    | —    | —                   | —    | 41,0                | 43,4 | 2,8                   | 6,2 | —           | —  |

Таблица 2 (продолжение)

| Период, эпоха, век, время                                                                            | Площади, тыс. км²                                        |                                                             |                                               |                                                  |                                                        |                                 | Общий объем отложений, тыс. км³ | Средний размер погружения областей накопления, м | Продолжительность периода или эпохи, млн. лет | Средняя скорость погружения областей накопления, м/млн лет | Число разрезов, в которых изучено соотношение мощностей песков и глин | Распространенность литологических типов пород (% от общего объема отложений) |                          |       |                   |         |                   |          |                   |      |                 |
|------------------------------------------------------------------------------------------------------|----------------------------------------------------------|-------------------------------------------------------------|-----------------------------------------------|--------------------------------------------------|--------------------------------------------------------|---------------------------------|---------------------------------|--------------------------------------------------|-----------------------------------------------|------------------------------------------------------------|-----------------------------------------------------------------------|------------------------------------------------------------------------------|--------------------------|-------|-------------------|---------|-------------------|----------|-------------------|------|-----------------|
|                                                                                                      | достоверная область накопления осадков (S <sub>1</sub> ) | предполагаемая область накопления осадков (S <sub>2</sub> ) | достоверная область размыва (S <sub>3</sub> ) | предполагаемая область размыва (S <sub>4</sub> ) | территория, не охарактеризованная фактическими данными | общая площадь Русской платформы |                                 |                                                  |                                               |                                                            |                                                                       | конгломераты и галечники                                                     | пески и алевроиты        | глины | кремнистые породы | мергели | известняки        | доломиты | гипсы и ангидриты | соли | эффузивы и туфы |
| 1                                                                                                    | 2                                                        | 3                                                           | 4                                             | 5                                                | 6                                                      | 7                               | 8                               | 9                                                | 10                                            | 11                                                         | 12                                                                    | 13                                                                           | 14                       | 15    | 16                | 17      | 18                | 19       | 20                | 21   | 22              |
| Батский век (J <sub>2</sub> bt)                                                                      | 1862                                                     | 1103                                                        | 3605                                          | —                                                | —                                                      | 6570                            | 114,7                           | 62                                               | ~15                                           | 9,4                                                        | 29                                                                    | —                                                                            | 96,3                     |       | —                 | 0,3     | 1,5               | 0,1      | —                 | —    | 1,8             |
| Средняя юра (J <sub>2</sub> )                                                                        |                                                          |                                                             |                                               |                                                  |                                                        |                                 | 261,8                           | 141                                              |                                               |                                                            |                                                                       |                                                                              | 30,5   67,2              |       |                   |         |                   |          |                   |      |                 |
| Келловейский век (J <sub>3</sub> cl)                                                                 | 1768                                                     | 1313                                                        | 3489                                          | —                                                | —                                                      | 6570                            | 75,6                            | 43                                               | —                                             | —                                                          | 0,3                                                                   | —                                                                            | 78,7                     |       | —                 | 1,8     | 16,0              | 2,3      | 0,9               | —    | —               |
| Раннеоксфордское время (J <sub>3</sub> ox <sub>1</sub> )                                             | 1518                                                     | 1331                                                        | 3721                                          | —                                                | —                                                      | 6570                            | 54,9                            | 36                                               |                                               |                                                            |                                                                       |                                                                              | 62,8                     |       |                   |         |                   |          |                   |      |                 |
| Позднеоксфордское время (J <sub>3</sub> ox <sub>2</sub> )                                            | 1268                                                     | 1233                                                        | 4069                                          | —                                                | —                                                      | 6570                            | 43,0                            | 34                                               | —                                             | —                                                          | 0,1                                                                   | —                                                                            | 46,9                     |       | —                 | 0,7     | 46,1              | 6,2      | —                 | —    | —               |
| Оксфордский век (J <sub>3</sub> ox)                                                                  |                                                          |                                                             |                                               |                                                  |                                                        |                                 | 97,9                            | 70                                               |                                               |                                                            |                                                                       |                                                                              | 56,0                     |       |                   |         |                   |          |                   |      |                 |
| Киммериджский век (J <sub>3</sub> km)                                                                | 1071                                                     | 1082                                                        | 4417                                          | —                                                | —                                                      | 6570                            | 43,6                            | 31                                               | —                                             | —                                                          | —                                                                     | —                                                                            | 38,1                     |       | —                 | 20,5    | 34,8              | 6,6      | —                 | —    | —               |
| Нижний волжский и верхний волжский (титонский) века (J <sub>3</sub> v <sub>1</sub> +v <sub>2</sub> ) | 1183                                                     | 809                                                         | 4578                                          | —                                                | —                                                      | 6570                            | 93,1                            | 79                                               |                                               |                                                            |                                                                       |                                                                              | 47,1 <sup>1</sup>        |       |                   |         |                   |          |                   |      |                 |
| Поздняя юра (J <sub>3</sub> )                                                                        |                                                          |                                                             |                                               |                                                  |                                                        |                                 | 310,2                           | 223                                              | ~15                                           | 14,9                                                       | 31                                                                    | 0,1                                                                          | 21,0   35,3 <sup>2</sup> |       | —                 | 12,4    | 26,0              | 4,7      | 0,5               | —    | —               |
| Юра (J <sub>3</sub> )                                                                                |                                                          |                                                             |                                               |                                                  |                                                        |                                 | 699,6                           | 688                                              |                                               |                                                            |                                                                       |                                                                              | 27,6   52,0 <sup>3</sup> |       |                   |         |                   |          |                   |      |                 |
| Валанжинский век (Cr <sub>1</sub> v)                                                                 | 913                                                      | 1196                                                        | 4391                                          | —                                                | —                                                      | 6500                            | 35,6                            | 39                                               | —                                             | —                                                          | 0,2                                                                   | —                                                                            | 63,7                     |       | —                 | 1,0     | 35,1              | —        | —                 | —    | —               |
| Готеривский и барремский века (Cr <sub>1</sub> h+b)                                                  | 1428                                                     | 1367                                                        | 3705                                          | —                                                | —                                                      | 6500                            | 121,0                           | 85                                               |                                               |                                                            |                                                                       |                                                                              | 82,6                     |       |                   |         |                   |          |                   |      |                 |
| Аптский век (Cr <sub>1</sub> ap)                                                                     | 1449                                                     | 1126                                                        | 3925                                          | —                                                | —                                                      | 6500                            | 100,0                           | 69                                               | —                                             | —                                                          | —                                                                     | —                                                                            | 92,2 <sup>4</sup>        |       | —                 | 1,8     | 6,0               | —        | —                 | —    | —               |
| Альбский век (Cr <sub>1</sub> al)                                                                    | 1547                                                     | 820                                                         | 4133                                          | —                                                | —                                                      | 6500                            | 165,7                           | 107                                              |                                               |                                                            |                                                                       |                                                                              | 96,4                     |       |                   |         |                   |          |                   |      |                 |
| Ранний мел (Cr <sub>1</sub> )                                                                        |                                                          |                                                             |                                               |                                                  |                                                        |                                 | 422,3                           | 300                                              | ~32                                           | 9,4                                                        | 135                                                                   | 0,02                                                                         | 41,3   47,4 <sup>5</sup> |       | —                 | 3,2     | 8,1               | —        | —                 | —    | —               |
| Сеноманский век (Cr <sub>2</sub> cm)                                                                 | 1723                                                     | 974                                                         | 3853                                          | —                                                | —                                                      | 6550                            | 60,6                            | 35                                               |                                               |                                                            |                                                                       |                                                                              | 69,5                     |       |                   |         |                   |          |                   |      |                 |
| Туронский и коньякский века (Cr <sub>2</sub> t+cn)                                                   | 1778                                                     | 834                                                         | 3888                                          | —                                                | —                                                      | 6550                            | 91,6                            | 51                                               | —                                             | —                                                          | —                                                                     | —                                                                            | 2,9                      |       | 0,7               | 18,1    | 78,3 <sup>7</sup> | —        | —                 | —    | —               |
| Сантонский век (Cr <sub>2</sub> st)                                                                  | 1584                                                     | 1036                                                        | 3930                                          | —                                                | —                                                      | 6550                            | 96,8                            | 61                                               |                                               |                                                            |                                                                       |                                                                              | 16,6                     |       |                   |         |                   |          |                   |      |                 |
| Кампанский век (Cr <sub>2</sub> cp)                                                                  | 1471                                                     | 789                                                         | 4290                                          | —                                                | —                                                      | 6550                            | 125,2                           | 85                                               | —                                             | —                                                          | —                                                                     | —                                                                            | 9,5                      |       | 6,2               | 34,5    | 49,8 <sup>9</sup> | —        | —                 | —    | —               |

| Период, эпоха, век, время                                            | Распространенность палеогеографических условий седиментации |      |                               |      |                |      |                    |      |                      |    |                     |     |                     |      |                       |      |            |      |
|----------------------------------------------------------------------|-------------------------------------------------------------|------|-------------------------------|------|----------------|------|--------------------|------|----------------------|----|---------------------|-----|---------------------|------|-----------------------|------|------------|------|
|                                                                      | континентальные обстановки                                  |      |                               |      |                |      |                    |      | лагунные обстановки  |    |                     |     | морские обстановки  |      |                       |      |            |      |
|                                                                      | горные подножия                                             |      | внутриконтинентальные равнины |      | озера и болота |      | прибрежные равнины |      | опресненные бассейны |    | засоленные бассейны |     | мелкая часть шельфа |      | глубокая часть шельфа |      | батнальные |      |
|                                                                      | I*                                                          | II** | I                             | II   | I              | II   | I                  | II   | I                    | II | I                   | II  | I                   | II   | I                     | II   | I          | II   |
|                                                                      | 23                                                          |      | 24                            |      | 25             |      | 26                 |      | 27                   |    | 28                  |     | 29                  |      | 30                    |      | 31         |      |
| Батский век ( $J_2bt$ )                                              | —                                                           | —    | 14,9                          | 12,9 | 10,4           | 10,7 | 12,6               | 13,8 | —                    | —  | —                   | —   | 57,5                | 57,2 | 4,6                   | 5,4  | —          | —    |
| Средняя юра ( $J_2$ )                                                | —                                                           | —    | 18,6                          | 8,6  | 13,3           | 17,5 | 15,2               | 18,6 | —                    | —  | —                   | —   | 49,2                | 49,5 | 3,7                   | 5,8  | —          | —    |
| Келловейский век ( $J_3cl$ )                                         | —                                                           | —    | —                             | —    | —              | —    | 3,6                | 2,0  | —                    | —  | 0,7                 | 2,8 | 94,0                | 91,8 | 1,7                   | 3,4  | —          | —    |
| Раннеоксфордское время ( $J_3ox_1$ )                                 | —                                                           | —    | —                             | —    | —              | —    | —                  | —    | —                    | —  | —                   | —   | 63,1                | 43,6 | 36,9                  | 56,4 | —          | —    |
| Позднеоксфордское время ( $J_3ox_2$ )                                | —                                                           | —    | —                             | —    | —              | —    | —                  | —    | —                    | —  | —                   | —   | 82,7                | 92,7 | 17,3                  | 7,3  | —          | —    |
| Оксфордский век ( $J_3ox$ )                                          | —                                                           | —    | —                             | —    | —              | —    | —                  | —    | —                    | —  | —                   | —   | 72,0                | 65,3 | 28,0                  | 34,7 | —          | —    |
| Киммериджский век ( $J_3km$ )                                        | —                                                           | —    | —                             | —    | —              | —    | 1,2                | 1,5  | —                    | —  | —                   | —   | 56,2                | 39,2 | 42,6                  | 59,3 | —          | —    |
| Нижний волжский и верхний волжский (титонский) века ( $J_3v_1+v_2$ ) | —                                                           | —    | —                             | —    | —              | —    | 3,1                | 2,1  | —                    | —  | 2,2                 | 3,7 | 51,1                | 33,7 | 43,6                  | 60,5 | —          | —    |
| Поздняя юра ( $J_3$ )                                                | —                                                           | —    | —                             | —    | —              | —    | 1,7                | 1,3  | —                    | —  | 0,6                 | 1,8 | 71,6                | 58,6 | 26,1                  | 38,3 | —          | —    |
| Юра ( $J_3$ )                                                        | —                                                           | —    | 6,6                           | 3,4  | 4,2            | 6,6  | 11,7               | 16,4 | —                    | —  | 0,3                 | 0,8 | 60,9                | 53,5 | 16,3                  | 19,3 | —          | —    |
| Валанжинский век ( $Cr_1v$ )                                         | —                                                           | —    | —                             | —    | —              | —    | 4,1                | 4,2  | —                    | —  | —                   | —   | 61,5                | 56,3 | 34,4                  | 39,5 | —          | —    |
| Готеривский и барремский века ( $Cr_1h+b$ )                          | —                                                           | —    | 13,2                          | 3,1  | —              | —    | 11,1               | 9,8  | —                    | —  | —                   | —   | 62,6                | 64,1 | 13,1                  | 23,0 | —          | —    |
| Аптский век ( $Cr_1ap$ )                                             | —                                                           | —    | 17,8                          | 9,8  | 8,8            | 3,6  | 1,7                | 0,7  | —                    | —  | —                   | —   | 57,3                | 67,3 | 14,4                  | 18,6 | —          | —    |
| Альбский век ( $Cr_1al$ )                                            | —                                                           | —    | 2,7                           | 2,8  | —              | —    | 8,0                | 1,8  | —                    | —  | —                   | —   | 75,8                | 72,2 | 13,5                  | 23,2 | —          | —    |
| Ранний мел ( $Cr_1$ )                                                | —                                                           | —    | 9,1                           | 4,3  | 2,4            | 0,9  | 6,5                | 4,0  | —                    | —  | —                   | —   | 64,8                | 67,3 | 17,2                  | 23,5 | —          | —    |
| Сеноманский век ( $Cr_2cm$ )                                         | —                                                           | —    | —                             | —    | —              | —    | 0,4                | 0,1  | —                    | —  | —                   | —   | 82,8                | 78,0 | 16,8                  | 21,9 | —          | —    |
| Туронский и коньякский века ( $Cr_2t+cn$ )                           | —                                                           | —    | —                             | —    | 0,1            | 0,01 | —                  | —    | —                    | —  | —                   | —   | 10,6                | 8,6  | 89,3                  | 91,4 | —          | —    |
| Сантонский век ( $Cr_2st$ )                                          | —                                                           | —    | —                             | —    | —              | —    | 1,9                | 0,2  | —                    | —  | —                   | —   | 23,0                | 18,3 | 33,6                  | 31,1 | 41,5       | 50,4 |
| Кампанский век ( $Cr_2cp$ )                                          | —                                                           | —    | —                             | —    | —              | —    | —                  | —    | —                    | —  | —                   | —   | 15,7                | 11,7 | 31,7                  | 28,7 | 52,6       | —    |

Таблица 2 (продолжение)

| Период, эпоха, век, время                                                   | Площади, тыс. км <sup>2</sup>                            |                                                             |                                               |                                                  |                                                        |                                 | Общий объем отложений, тыс. км <sup>3</sup> | Средний размер погружения областей накопления, м | Продолжительность периода или эпохи, млн. лет | Средняя скорость погружения областей накопления, м/млн лет | Число разрезов, в которых изучены соотношения мощностей песков и глин | Распространенность литологических типов пород (% от общего объема отложений) |                   |       |                   |         |            |          |                    |       |                 |
|-----------------------------------------------------------------------------|----------------------------------------------------------|-------------------------------------------------------------|-----------------------------------------------|--------------------------------------------------|--------------------------------------------------------|---------------------------------|---------------------------------------------|--------------------------------------------------|-----------------------------------------------|------------------------------------------------------------|-----------------------------------------------------------------------|------------------------------------------------------------------------------|-------------------|-------|-------------------|---------|------------|----------|--------------------|-------|-----------------|
|                                                                             | Достоверная область накопления осадков (S <sub>1</sub> ) | предполагаемая область накопления осадков (S <sub>2</sub> ) | Достоверная область размыва (S <sub>3</sub> ) | предполагаемая область размыва (S <sub>4</sub> ) | территория, не охарактеризованная фактическими данными | общая площадь Русской платформы |                                             |                                                  |                                               |                                                            |                                                                       | конгломераты и галечники                                                     | пески и алевроиты | глины | кремнистые породы | мергели | известняки | доломиты | глисты и ангидриты | соли  | эффузивы и туфы |
| 1                                                                           | 2                                                        | 3                                                           | 4                                             | 5                                                | 6                                                      | 7                               | 8                                           | 9                                                | 10                                            | 11                                                         | 12                                                                    | 13                                                                           | 14                | 15    | 16                | 17      | 18         | 19       | 20                 | 21    | 22              |
| Маастрихтский век (Cr <sub>2</sub> mt)                                      | 1352                                                     | 494                                                         | 4704                                          | —                                                | —                                                      | 6550                            | 133,8                                       | 99                                               | —                                             | —                                                          | —                                                                     | —                                                                            | 15,2              |       | 1,0               | 33,5    | 50,3       | 10       | —                  | —     | —               |
| Датский век (Cr <sub>2</sub> d)                                             | 536                                                      | 426                                                         | 5588                                          | —                                                | —                                                      | 6550                            | 12,8                                        | 24                                               | —                                             | —                                                          | —                                                                     | —                                                                            | 14,1              |       | 12,3              | 62,3    | 11,3       | —        | —                  | —     | —               |
| Поздний мел (Cr <sub>2</sub> )                                              | —                                                        | —                                                           | —                                             | —                                                | —                                                      | —                               | 520,8                                       | 355                                              | ~33                                           | 10,8                                                       | 23                                                                    | 0,02                                                                         | 10,6              | 7,6   | 3,7               | 28,4    | 49,7       | 11       | —                  | —     | —               |
| Мел (Cr)                                                                    | —                                                        | —                                                           | —                                             | —                                                | —                                                      | —                               | 943,1                                       | 655                                              | 65                                            | 10,1                                                       | 158                                                                   | 0,02                                                                         | 24,2              | 25,6  | 12                | 2,0     | 17,1       | 31,1     | 13                 | 0,002 | —               |
| Мезозой (Mz)                                                                | —                                                        | —                                                           | —                                             | —                                                | —                                                      | —                               | 2047,4                                      | 1818                                             | 155                                           | 11,7                                                       | 239                                                                   | 0,1                                                                          | 29,3              | 34,6  | 14                | 0,9     | 10,0       | 22,9     | 15                 | 1,9   | 0,2             |
| Палеоцен (Pg <sub>1</sub> )                                                 | 825                                                      | 638                                                         | 4891                                          | —                                                | —                                                      | 6350                            | 104,8                                       | 127                                              | 10                                            | 12,7                                                       | 19                                                                    | —                                                                            | 52,1              | 20,9  | 15,3              | 10,5    | 1,2        | —        | —                  | —     | 0,1             |
| Ранний и средний эоцен (Pg <sub>2</sub> <sup>1-2</sup> )                    | 1225                                                     | 635                                                         | 4590                                          | —                                                | —                                                      | 6350                            | 100,9                                       | 82                                               | —                                             | —                                                          | —                                                                     | —                                                                            | 79,7              |       | 0,1               | 18,9    | 1,2        | —        | —                  | —     | 0,1             |
| Поздний эоцен (Pg <sub>2</sub> <sup>3</sup> )                               | 1335                                                     | 583                                                         | 4432                                          | —                                                | —                                                      | 6350                            | 76,0                                        | 57                                               | —                                             | —                                                          | —                                                                     | —                                                                            | 53,6              |       | —                 | 46,4    | —          | —        | —                  | —     | —               |
| Эоцен (Pg <sub>2</sub> )                                                    | —                                                        | —                                                           | —                                             | —                                                | —                                                      | —                               | 176,9                                       | 139                                              | 20                                            | 6,9                                                        | 263                                                                   | —                                                                            | 48,1              | 20,4  | 0,04              | 30,7    | 0,7        | —        | —                  | —     | 0,05            |
| Ранний олигоцен (Pg <sub>3</sub> <sup>1</sup> )                             | 1112                                                     | 385                                                         | 4853                                          | —                                                | —                                                      | 6300                            | 48,8                                        | 44                                               | —                                             | —                                                          | —                                                                     | —                                                                            | 95,8              |       | —                 | 2,2     | 2,0        | —        | —                  | —     | —               |
| Средний и поздний олигоцен (Pg <sub>3</sub> <sup>2-3</sup> )                | 904                                                      | 643                                                         | 4753                                          | —                                                | —                                                      | 6300                            | 58,8                                        | 65                                               | —                                             | —                                                          | —                                                                     | —                                                                            | 100,0             |       | —                 | —       | —          | —        | —                  | —     | —               |
| Олигоцен (Pg <sub>3</sub> )                                                 | —                                                        | —                                                           | —                                             | —                                                | —                                                      | —                               | 107,6                                       | 109                                              | 15                                            | 7,3                                                        | 180                                                                   | —                                                                            | 53,4              | 44,6  | —                 | 1,0     | 1,0        | —        | —                  | —     | —               |
| Палеоген (Pg)                                                               | —                                                        | —                                                           | —                                             | —                                                | —                                                      | —                               | 389,3                                       | 375                                              | 45                                            | 8,3                                                        | 462                                                                   | —                                                                            | 50,7              | 27,2  | 4,1               | 17,1    | 0,9        | —        | —                  | —     | 0,03            |
| Аквитанский, бурдигальский и гельветский века (N <sub>1</sub> a + b + h)    | 415                                                      | 221                                                         | 5664                                          | —                                                | —                                                      | 6300                            | 28,0                                        | 67                                               | —                                             | —                                                          | —                                                                     | 0,01                                                                         | 100,0             |       | —                 | —       | —          | —        | —                  | —     | —               |
| Тарханское и чокракское время (N <sub>1</sub> t + ch)                       | 386                                                      | 132                                                         | 5982                                          | —                                                | —                                                      | 6500                            | 7,9                                         | 20                                               | —                                             | —                                                          | —                                                                     | 1,1                                                                          | 89,0              |       | —                 | 0,8     | 6,6        | —        | 2,3                | —     | 0,2             |
| Караганское и конкское время (N <sub>1</sub> kar + kn)                      | 459                                                      | 314                                                         | 5727                                          | —                                                | —                                                      | 6500                            | 18,5                                        | 40                                               | —                                             | —                                                          | —                                                                     | 0,3                                                                          | 79,6              |       | —                 | 1,7     | 16,3       | —        | 2,1                | —     | —               |
| Нижнесарматское и среднесарматское время (N <sub>1</sub> s <sub>1+2</sub> ) | 612                                                      | 398                                                         | 5490                                          | —                                                | —                                                      | 6500                            | 43,9                                        | 72                                               | —                                             | —                                                          | —                                                                     | —                                                                            | 63,1              |       | —                 | 1,2     | 35,7       | —        | —                  | —     | —               |
| Верхнесарматское время (N <sub>1</sub> s <sub>3</sub> )                     | 378                                                      | 117                                                         | 6005                                          | —                                                | —                                                      | 6500                            | 12,3                                        | 32                                               | —                                             | —                                                          | —                                                                     | 0,02                                                                         | 72,0              |       | —                 | 0,8     | 27,2       | —        | —                  | —     | —               |

| Период, эпоха, век, время                                                  | Распространенность палеогеографических условий седиментации |     |                                |      |                |       |                       |     |                         |      |                        |     |                        |      |                          |      |             |      |
|----------------------------------------------------------------------------|-------------------------------------------------------------|-----|--------------------------------|------|----------------|-------|-----------------------|-----|-------------------------|------|------------------------|-----|------------------------|------|--------------------------|------|-------------|------|
|                                                                            | континентальные обстановки                                  |     |                                |      |                |       |                       |     | лагунные обстановки     |      |                        |     | морские обстановки     |      |                          |      |             |      |
|                                                                            | горные подножия                                             |     | внутриматери-<br>ковые равнины |      | озера и болота |       | прибрежные<br>равнины |     | опресненные<br>бассейны |      | засоленные<br>бассейны |     | мелкая часть<br>шельфа |      | глубокая часть<br>шельфа |      | батинальные |      |
|                                                                            | I                                                           | II  | I                              | II   | I              | II    | I                     | II  | I                       | II   | I                      | II  | I                      | II   | I                        | II   | I           | II   |
|                                                                            | 23                                                          |     | 24                             |      | 25             |       | 26                    |     | 27                      |      | 28                     |     | 29                     |      | 30                       |      | 31          |      |
| Маастрихтский век ( $C_{2mt}$ )                                            | —                                                           | —   | —                              | —    | —              | —     | —                     | —   | —                       | —    | —                      | —   | 17,6                   | 9,8  | 33,7                     | 33,2 | 48,7        | 57,0 |
| Датский век ( $C_{2d}$ )                                                   | —                                                           | —   | —                              | —    | —              | —     | —                     | —   | —                       | —    | —                      | —   | 40,8                   | 36,4 | 59,2                     | 63,6 | —           | —    |
| Поздний мел ( $C_{22}$ )                                                   | —                                                           | —   | —                              | —    | 0,02           | 0,002 | 0,5                   | 0,1 | —                       | —    | —                      | —   | 31,6                   | 20,2 | 43,2                     | 41,3 | 24,7        | 38,4 |
| Мел ( $C_1$ )                                                              | —                                                           | —   | 3,5                            | 1,9  | 0,9            | 0,4   | 2,8                   | 1,9 | —                       | —    | —                      | —   | 44,4                   | 41,3 | 33,2                     | 33,3 | 15,2        | 21,2 |
| Мезозой ( $Mz$ )                                                           | 0,2                                                         | 0,2 | 8,2                            | 9,0  | 2,3            | 2,5   | 7,8                   | 9,2 | —                       | —    | 0,7                    | 4,1 | 50,3                   | 43,3 | 23,1                     | 21,9 | 7,4         | 9,8  |
| Палеоцен ( $Pg_1$ )                                                        | —                                                           | —   | —                              | —    | 0,1            | 0,02  | —                     | —   | —                       | —    | —                      | —   | 64,0                   | 69,4 | 29,5                     | 27,5 | 6,4         | 3,1  |
| Ранний и средний эоцен<br>( $Pg_2^{1-2}$ )                                 | —                                                           | —   | —                              | —    | 3,7            | 0,8   | —                     | —   | —                       | —    | —                      | —   | 60,0                   | 63,3 | 29,5                     | 31,0 | 6,8         | 4,9  |
| Поздний эоцен ( $Pg_2^3$ )                                                 | —                                                           | —   | 0,1                            | 0,03 | —              | —     | —                     | —   | —                       | —    | —                      | —   | 28,1                   | 10,6 | 54,2                     | 63,8 | 17,6        | 25,7 |
| Эоцен ( $Pg_2$ )                                                           | —                                                           | —   | 0,05                           | 0,01 | 1,8            | 0,5   | —                     | —   | —                       | —    | —                      | —   | 43,4                   | 40,6 | 42,4                     | 45,1 | 12,4        | 13,8 |
| Ранний олигоцен ( $Pg_3^1$ )                                               | —                                                           | —   | —                              | —    | —              | —     | —                     | —   | —                       | —    | —                      | —   | 60,8                   | 36,1 | 38,1                     | 59,3 | 1,1         | 4,   |
| Средний и поздний олигоцен<br>( $Pg_3^{2-3}$ )                             | —                                                           | —   | 3,2                            | 1,3  | 4,3            | 1,5   | 33,0                  | 9,2 | —                       | —    | —                      | —   | 42,1                   | 37,3 | 16,8                     | 47,7 | 0,6         | 3,0  |
| Олигоцен ( $Pg_3$ )                                                        | —                                                           | —   | 1,4                            | 0,7  | 1,9            | 0,8   | 14,8                  | 5,1 | —                       | —    | —                      | —   | 52,4                   | 36,7 | 28,5                     | 53,0 | 0,9         | 3,7  |
| Палеоген ( $Pg$ )                                                          | —                                                           | —   | 0,6                            | 0,2  | 1,6            | 0,4   | 5,5                   | 1,4 | —                       | —    | —                      | —   | 49,9                   | 47,3 | 35,2                     | 42,6 | 7,2         | 8,1  |
| Аквитанский, бурдигальский<br>и гельветский века ( $N_1a +$<br>$+ b + h$ ) | —                                                           | —   | 1,9                            | 0,3  | 45,9           | 3,0   | 7,9                   | 7,4 | 4,4                     | 3,4  | —                      | —   | 26,3                   | 50,5 | 13,6                     | 35,4 | —           | —    |
| Тарханское и чокракское время<br>( $N_1t + ch$ )                           | —                                                           | —   | —                              | —    | 48,5           | 7,0   | 0,3                   | 0,8 | 0,3                     | 0,2  | 1,1                    | 3,5 | 43,3                   | 60,6 | 6,5                      | 27,9 | —           | —    |
| Караганское и конкское время<br>( $N_1kar + kn$ )                          | —                                                           | —   | —                              | —    | 40,8           | 7,1   | —                     | —   | 28,9                    | 53,5 | 4,6                    | 6,8 | 25,7                   | 32,6 | —                        | —    | —           | —    |
| Нижнесарматское и средне-<br>сарматское время ( $N_1s_{1+2}$ )             | —                                                           | —   | —                              | —    | 30,7           | 1,3   | —                     | —   | 69,3                    | 98,7 | —                      | —   | —                      | —    | —                        | —    | —           | —    |
| Верхнесарматское время<br>( $N_1s_3$ )                                     | —                                                           | —   | —                              | —    | 46,2           | 1,9   | —                     | —   | 53,8                    | 98,1 | —                      | —   | —                      | —    | —                        | —    | —           | —    |

Таблица 2 (окончание)

| Период, эпоха, век, время                                        | Площади, тыс. км <sup>2</sup>                            |                                                             |                                               |                                                  |                                                        |                                 | Общий объем отложений, тыс. км <sup>3</sup> | Средний размер погружения областей накопления | Продолжительность периода или эпохи, млн. лет | Средняя скорость погружения областей накопления, м/млн лет | Число разрезов, в которых изучено соотношение мощностей песков и глин | Распространенность литологических типов пород (% от общего объема отложений) |                   |                    |                   |         |                    |          |                   |      |                 |
|------------------------------------------------------------------|----------------------------------------------------------|-------------------------------------------------------------|-----------------------------------------------|--------------------------------------------------|--------------------------------------------------------|---------------------------------|---------------------------------------------|-----------------------------------------------|-----------------------------------------------|------------------------------------------------------------|-----------------------------------------------------------------------|------------------------------------------------------------------------------|-------------------|--------------------|-------------------|---------|--------------------|----------|-------------------|------|-----------------|
|                                                                  | достоверная область накопления осадков (S <sub>1</sub> ) | предполагаемая область накопления осадков (S <sub>2</sub> ) | достоверная область размыва (S <sub>3</sub> ) | предполагаемая область размыва (S <sub>4</sub> ) | территория, не охарактеризованная фактическими данными | общая площадь Русской платформы |                                             |                                               |                                               |                                                            |                                                                       | конгломераты и галечники                                                     | пески и алевроиты | глины              | кремнистые породы | мергели | известняки         | доломиты | гипсы и ангидриты | соли | эффузивы и туфы |
|                                                                  |                                                          |                                                             |                                               |                                                  |                                                        |                                 |                                             |                                               |                                               |                                                            |                                                                       |                                                                              |                   |                    |                   |         |                    |          |                   |      |                 |
| 1                                                                | 2                                                        | 3                                                           | 4                                             | 5                                                | 6                                                      | 7                               | 8                                           | 9                                             | 10                                            | 11                                                         | 12                                                                    | 13                                                                           | 14                | 15                 | 16                | 17      | 18                 | 19       | 20                | 21   | 22              |
| Миоцен (N <sub>1</sub> )                                         |                                                          |                                                             |                                               |                                                  |                                                        |                                 | 110,6                                       | 231                                           | 14                                            | 16,5                                                       | 137                                                                   | 0,2                                                                          | 28,9              | 49,2               | —                 | 0,9     | 20,3               | —        | 0,5               | —    | 0,01            |
| Мэотический век (N <sub>2m</sub> )                               | 183                                                      | 103                                                         | 6214                                          | —                                                | —                                                      | 6500                            | 10,4                                        | 57                                            |                                               |                                                            | —                                                                     | —                                                                            | 90,8              |                    | —                 | 0,2     | 9,0                | —        | —                 | —    | —               |
| Понтический век (N <sub>2p</sub> )                               | 390                                                      | 105                                                         | 6005                                          | —                                                | —                                                      | 6500                            | 17,9                                        | 46                                            |                                               |                                                            | —                                                                     | —                                                                            | 92,7              |                    | —                 | —       | 7,3                | —        | —                 | —    | —               |
| Средний плиоцен (N <sub>2<sup>3</sup></sub> )                    | 237                                                      | 386                                                         | 5877                                          | —                                                | —                                                      | 6500                            | 12,1                                        | 51                                            |                                               |                                                            | —                                                                     | —                                                                            | 100,0             |                    | —                 | —       | —                  | —        | —                 | —    | —               |
| Акчагыльский век (N <sub>2ak</sub> )                             | 720                                                      | 189                                                         | 5591                                          | —                                                | —                                                      | 6500                            | 82,7                                        | 115                                           |                                               |                                                            | —                                                                     | 0,1                                                                          | 99,6              |                    | —                 | —       | 0,3                | —        | —                 | —    | —               |
| Апшеронский век (N <sub>2ap</sub> )                              | 582                                                      | 137                                                         | 5781                                          | —                                                | —                                                      | 6500                            | 67,5                                        | 116                                           |                                               | 137                                                        | —                                                                     | 0,3                                                                          | 99,6              |                    | —                 | —       | 0,1                | —        | —                 | —    | —               |
| Плиоцен (N <sub>2</sub> )                                        |                                                          |                                                             |                                               |                                                  |                                                        |                                 | 190,6                                       | 385                                           |                                               | 10                                                         | 38,5                                                                  | 168                                                                          | 0,2               | 31,5               | 67,0              | —       | 0,01               | 1,3      | —                 | —    | —               |
| Неоген (N)                                                       |                                                          |                                                             |                                               |                                                  |                                                        |                                 | 301,2                                       | 616                                           |                                               | 24                                                         | 25,7                                                                  | 305                                                                          | 0,2               | 30,5               | 60,5              | —       | 0,3                | 8,3      | —                 | 0,2  | —               |
| Третичный (Tr)                                                   |                                                          |                                                             |                                               |                                                  |                                                        |                                 | 690,5                                       | 991                                           |                                               | 69                                                         | 14,4                                                                  | 767                                                                          | 0,1               | 41,9               | 41,7              | 2,3     | 9,8                | 4,1      | —                 | 0,1  | 0,01            |
| Ранний плейстоцен (Q <sub>1</sub> )                              | 777                                                      | —                                                           | 5723 <sup>16</sup>                            | —                                                | —                                                      | 6500                            |                                             |                                               |                                               |                                                            |                                                                       |                                                                              |                   |                    |                   |         |                    |          |                   |      |                 |
| Средний плейстоцен (Q <sub>2</sub> )                             | 2275                                                     | —                                                           | 4225 <sup>17</sup>                            | —                                                | —                                                      | 6500                            |                                             |                                               |                                               |                                                            |                                                                       |                                                                              |                   |                    |                   |         |                    |          |                   |      |                 |
| Поздний плейстоцен (Q <sub>3</sub> )                             | 4568                                                     | —                                                           | 1694                                          | —                                                | 238                                                    | 6500                            |                                             |                                               |                                               |                                                            |                                                                       |                                                                              |                   |                    |                   |         |                    |          |                   |      |                 |
| Четвертичный (Q)                                                 |                                                          |                                                             |                                               |                                                  |                                                        |                                 | ~62,5                                       | 25                                            | 1                                             | 25,0                                                       | 70                                                                    | ~0,2                                                                         | ~33,1             | ~66,7              | —                 | —       | —                  | —        | —                 | —    | —               |
| Кайнозой (Kz)                                                    |                                                          |                                                             |                                               |                                                  |                                                        |                                 | 753,0                                       | 1016                                          | 70                                            | 14,5                                                       | 837                                                                   | 0,1                                                                          | 41,2              | 43,8               | 2,1               | 9,0     | 3,7                | —        | 0,1               | —    | 0,01            |
| Мезокайнозой (Mz + Kz)                                           |                                                          |                                                             |                                               |                                                  |                                                        |                                 | 2800,4                                      | 2834                                          | 225                                           | 12,6                                                       | 1076                                                                  | 0,1                                                                          | 32,5              | 37,0 <sup>18</sup> | 1,3               | 9,7     | 17,8 <sup>18</sup> | 1,4      | 0,2               | —    | 0,02            |
| Палеозой, мезозой и кайнозой (Pz + Mz + Kz)                      |                                                          |                                                             |                                               |                                                  |                                                        |                                 | 8208,9                                      | 6783                                          | 600                                           | 11,3                                                       | 1570                                                                  | 0,1                                                                          | 22,9              | 28,6 <sup>20</sup> | 0,4               | 8,4     | 21,4 <sup>21</sup> | 11,2     | 3,0               | 3,6  | 0,4             |
| Сумма, или среднее для интервала Rf <sub>3</sub> — Q             |                                                          |                                                             |                                               |                                                  |                                                        |                                 | 9249,9                                      | 7318                                          | 1200                                          | 6,1                                                        | 1600                                                                  | 0,4                                                                          | 26,0              | 30,1 <sup>22</sup> | 0,4               | 7,5     | 19,0 <sup>23</sup> | 10,2     | 2,7               | 3,1  | 0,6             |
| Уточненная сумма или среднее для интервала Rf <sub>3</sub> —Q*** |                                                          |                                                             |                                               |                                                  |                                                        |                                 |                                             |                                               |                                               |                                                            |                                                                       | 0,4                                                                          | 26,5              | 29,6               | 0,4               | 7,5     | 18,9               | 10,2     | 2,6               | 3,2  | 0,7             |

| Период, эпоха, век, время                          | Распространенность палеогеографических условий седиментации |      |                           |     |                |      |                    |      |                      |      |                     |      |                     |      |                       |      |            |     |
|----------------------------------------------------|-------------------------------------------------------------|------|---------------------------|-----|----------------|------|--------------------|------|----------------------|------|---------------------|------|---------------------|------|-----------------------|------|------------|-----|
|                                                    | континентальные обстановки                                  |      |                           |     |                |      |                    |      | лагунные обстановки  |      |                     |      | морские обстановки  |      |                       |      |            |     |
|                                                    | горные подножия                                             |      | внутриматериковые равнины |     | озера и болота |      | прибрежные равнины |      | опресненные бассейны |      | засоленные бассейны |      | мелкая часть шельфа |      | глубокая часть шельфа |      | батиальные |     |
|                                                    | I                                                           | II   | I                         | II  | I              | II   | I                  | II   | I                    | II   | I                   | II   | I                   | II   | I                     | II   | I          | II  |
|                                                    | 23                                                          |      | 24                        |     | 25             |      | 26                 |      | 27                   |      | 28                  |      | 29                  |      | 30                    |      | 31         |     |
| Миоцен ( $N_1$ )                                   | —                                                           | —    | 0,4                       | 0,1 | 41,2           | 3,2  | 1,5                | 2,0  | 34,7                 | 59,9 | 1,1                 | 1,4  | 17,5                | 22,5 | 3,6                   | 10,9 | —          | —   |
| Мэотический век ( $N_{2m}$ )                       | —                                                           | —    | 17,2                      | 4,5 | —              | —    | —                  | —    | 82,8                 | 95,5 | —                   | —    | —                   | —    | —                     | —    | —          | —   |
| Понтический век ( $N_{2p}$ )                       | —                                                           | —    | 5,9                       | 1,9 | 37,3           | 52,9 | —                  | —    | 56,8                 | 45,2 | —                   | —    | —                   | —    | —                     | —    | —          | —   |
| Средний плиоцен ( $N_2^s$ )                        | —                                                           | —    | —                         | —   | 56,7           | 21,7 | —                  | —    | 43,3                 | 78,3 | —                   | —    | —                   | —    | —                     | —    | —          | —   |
| Акчагыльский век ( $N_{2ak}$ )                     | —                                                           | —    | 8,3                       | 3,5 | 6,7            | 2,5  | 10,2               | 9,6  | 74,8                 | 84,7 | —                   | —    | —                   | —    | —                     | —    | —          | —   |
| Апшеронский век ( $N_{2ap}$ )                      | 1,0                                                         | 0,4  | 24,7                      | 9,4 | 6,7            | 2,6  | 6,4                | 2,2  | 61,2                 | 85,4 | —                   | —    | —                   | —    | —                     | —    | —          | —   |
| Плиоцен ( $N_2$ )                                  | 0,3                                                         | 0,2  | 12,2                      | 5,2 | 17,4           | 8,4  | 5,2                | 4,9  | 64,9                 | 81,3 | —                   | —    | —                   | —    | —                     | —    | —          | —   |
| Неоген ( $N$ )                                     | 0,1                                                         | 0,1  | 6,1                       | 3,4 | 29,7           | 6,5  | 3,3                | 3,8  | 49,3                 | 73,4 | 0,6                 | 0,5  | 9,0                 | 8,3  | 1,9                   | 4,0  | —          | —   |
| Третичный ( $T_r$ )                                | 0,1                                                         | 0,04 | 3,0                       | 1,6 | 14,1           | 3,2  | 4,5                | 2,4  | 22,0                 | 32,0 | 0,3                 | 0,2  | 31,7                | 30,3 | 20,3                  | 25,7 | 4,0        | 4,6 |
| Ранний плейстоцен ( $Q_1$ )                        | —                                                           | —    | 50,3                      | —   | —              | —    | 5,2                | —    | —                    | —    | —                   | —    | 44,5                | —    | —                     | —    | —          | —   |
| Средний плейстоцен ( $Q_2$ )                       | —                                                           | —    | 81,4                      | —   | —              | —    | 3,1                | —    | 0,5                  | —    | —                   | —    | 15,0                | —    | —                     | —    | —          | —   |
| Поздний плейстоцен ( $Q_3$ )                       | —                                                           | —    | 80,0                      | —   | 6,8            | —    | 0,5                | —    | —                    | —    | —                   | —    | 12,7                | —    | —                     | —    | —          | —   |
| Четвертичный ( $Q$ )                               | —                                                           | —    | —                         | —   | —              | —    | —                  | —    | 0,1                  | —    | —                   | —    | 16,6                | —    | —                     | —    | —          | —   |
| Кайнозой ( $K_z$ )                                 | —                                                           | —    | —                         | —   | —              | —    | —                  | —    | —                    | —    | —                   | —    | —                   | —    | —                     | —    | —          | —   |
| Мезокайнозой ( $M_z + K_z$ )                       | 0,2                                                         | 0,1  | 6,9                       | 7,0 | 5,3            | 2,6  | 6,9                | 7,5  | 5,7                  | 8,1  | 0,6                 | 3,1  | 45,4                | 40,0 | 22,4                  | 22,9 | 6,6        | 8,5 |
| Палеозой, мезозой и кайнозой ( $P_z + M_z + K_z$ ) | 0,1                                                         | 0,1  | 7,0                       | 8,9 | 2,8            | 1,4  | 13,6               | 11,8 | 2,9                  | 3,0  | 4,8                 | 10,9 | 51,3                | 47,8 | 14,4                  | 13,3 | 3,1        | 2,8 |
| Сумма, или среднее для интервала $Rf_3 - Q$        | 0,1                                                         | 0,1  | 6,8                       | 7,9 | 2,8            | 1,2  | 13,8               | 12,4 | 2,8                  | 2,6  | 4,7                 | 9,7  | 51,0                | 47,4 | 15,0                  | 16,2 | 3,0        | 2,5 |

\* I — % общей площади осадконакопления; \*\* II — % общего объема отложений; \*\*\*дополнительные измерения и подсчеты распространенности пород с учетом их соотношений в разных фаональных и климатических зонах платформы внесли незначительные изменения, приведенные в данной строке.

<sup>1</sup> Из них 9,2% — горючие сланцы; <sup>2</sup> из них 2,8% — горючие сланцы; <sup>3</sup> из них 1,3% — горючие сланцы; <sup>4</sup> из них 3,9% — горючие сланцы; <sup>5</sup> из них 0,9% — горючие сланцы; <sup>6</sup> из них 8,1% — мел; <sup>7</sup> из них 47,2% — мел; <sup>8</sup> из них 37,7% — мел; <sup>9</sup> из них 37,9% — мел; <sup>10</sup> из них 42,1% — мел; <sup>11</sup> из них 36,1% — мел; <sup>12</sup> из них 0,4% — горючие сланцы; <sup>13</sup> из них 20,3% — мел; <sup>14</sup> из них 0,6% — горючие сланцы; <sup>15</sup> из них 9,2% — мел; <sup>16</sup> из них 3888 тыс. км<sup>2</sup> было покрыто ледником; <sup>17</sup> из них 3328 тыс. км<sup>2</sup> было покрыто ледником; <sup>18</sup> из них 0,5% — горючие сланцы; <sup>19</sup> из них 6,7% — мел; <sup>20</sup> из них 0,2% — горючие сланцы; <sup>21</sup> из них 2,3% — мел; <sup>22</sup> из них 0,1% — горючие сланцы; <sup>23</sup> из них 2,0% — мел.

диапиризма. Пластичные соли начали с поздней юры постепенно отжиматься из межкупольных пространств в купола, в результате чего мощность солей в последних значительно увеличилась, а в межкупольных пространствах сократилась. Это обстоятельство вынудило нас применить для оценки истинного объема кунгурской соли, помимо метода измерения объемов по литолого-палеогеографической карте, другие, независимые методы подсчетов.

Непосредственные измерения по кунгурской карте, составленной без учета последующего перераспределения солей, дали непомерно большой их объем. При общей площади синеклизы  $436\,000\text{ км}^2$  он составил  $695\,000\text{ км}^3$ . Исходя из этих цифр, подсчитали, что средняя мощность солей должна составлять около  $1600\text{ м}$ , а средняя распространенность солей в осадочном чехле платформы —  $8,3\%$  общего объема отложений.

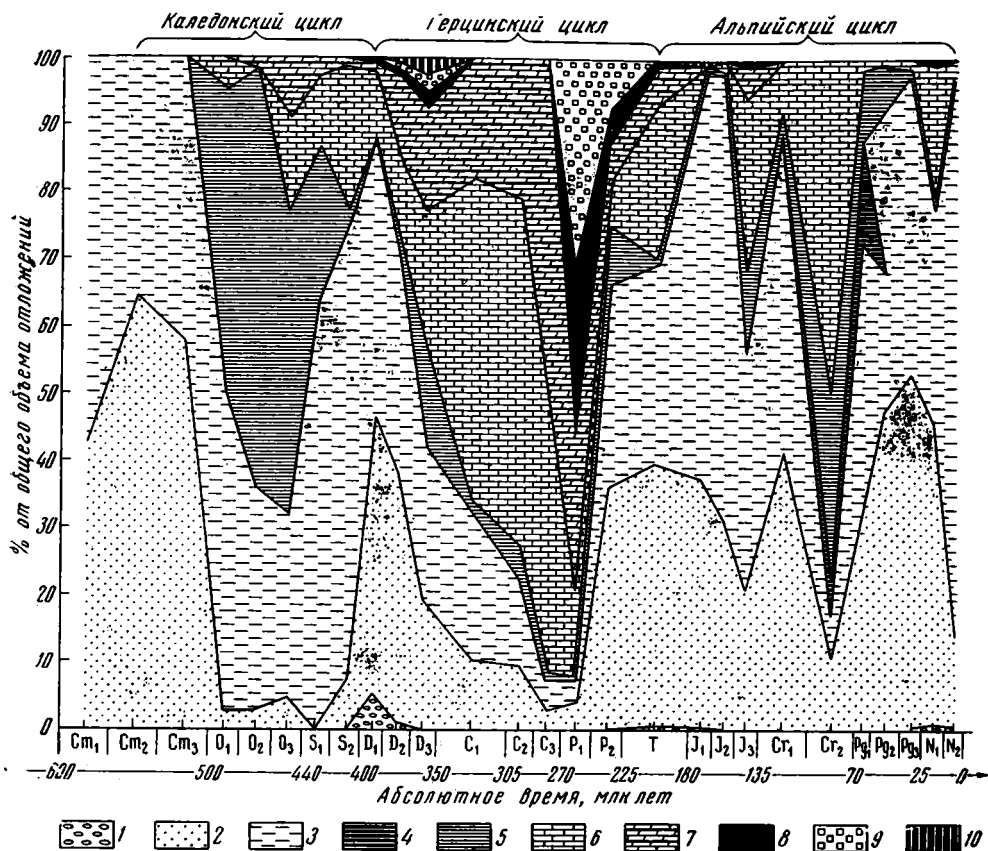
Второй вариант подсчетов, давший минимальные значения, представляет модификацию первого, не учитывающую факт последующего перераспределения солей. Суть его заключается в следующем. На кунгурскую литолого-палеогеографическую карту перенесены с Международной тектонической карты Европы контуры современного распределения куполов (в некоторых районах внесены незначительные уточнения). Измерения объемов проводили только в пределах этих контуров, исходя из предположения, что из межкупольных пространств соль была полностью выжата. В результате сделанных ограничений объем кунгурских солей резко сократился —  $183\,000\text{ км}^3$ . Средняя первичная мощность солей, рассчитанная для всей площади синеклизы, снизилась до  $430\text{ м}$ , а средняя распространенность солей в осадочном чехле платформы — до  $3,1\%$ . Результаты этого варианта подсчетов вошли в табл. 1 и 2 и фиг. 1—3, 5, 7, 8.

Два других варианта подсчетов (минимальный и максимальный) основывались на независимых от литолого-фациальных карт данных. Общая площадь синеклизы, согласно измерениям по Тектонической карте Европы, складывается из площади, занятой куполами ( $81\,000\text{ км}^2$ ), и площади межкупольных пространств ( $355\,000\text{ км}^2$ ). Минимальный вариант подсчетов исходил из предположения, что мощность солей на куполах в среднем  $4\text{ км}$ , а в межкупольных пространствах равна нулю. При указанных параметрах общий объем кунгурской соли  $322\,000\text{ км}^3$  ( $6,9 \cdot 10^{14}\text{ т}$ ). Рассчитанная по этим данным средняя первичная мощность соли в синеклизе (до ее перераспределения) достигала  $740\text{ м}$ , а средняя распространенность солей в осадочном чехле платформы  $4,5\%$ . Максимальный вариант подсчетов исходил из той же величины мощности солей в куполах ( $4\text{ км}$ ), но при этом было принято, что в межкупольных пространствах средняя мощность соли  $1,25\text{ км}$ . При таких исходных параметрах общий объем кунгурских солей в синеклизе  $765\,000\text{ км}^3$ , средняя их первичная мощность  $1750\text{ м}$ , а средняя распространенность солей во всем осадочном чехле платформы  $8,8\%$ .

Таким образом, принятый нами вариант подсчетов дал минимальную и, весьма вероятно, заниженную величину среднего содержания солей в осадках платформы ( $3,1\%$ ). Истинное значение заключено в пределах между  $3,1$  и  $8,8\%$  общего объема отложений платформы и, по-видимому, тяготеет к первому числу.

Сопоставляя полученные результаты с данными по другим крупнейшим солеродным бассейнам континентов<sup>2</sup>, а также учитывая, что за

<sup>2</sup> К их числу относятся солеродные бассейны Иркутского амфитеатра, Соляного края и побережья Персидского залива (Ст<sub>1</sub>), Саскачевана (S), Мичигана и Виллистона, Припятского прогиба и Днепровско-Донецкой впадины, Московской синеклизы и Хатангской впадины (D<sub>2-3</sub>), Западно-Техасской и Польско-Германской синеклиз, Предуральского прогиба и Донбасса (P<sub>1</sub><sup>3</sup>—P<sub>1</sub><sup>4</sup>) и многие др. (Иванов, Левицкий, 1960; Burchert, Muir, 1964; Lotze, Steinsalz, Kalisalz, 1957; Saline deposits, 1968; Stewart, 1963).



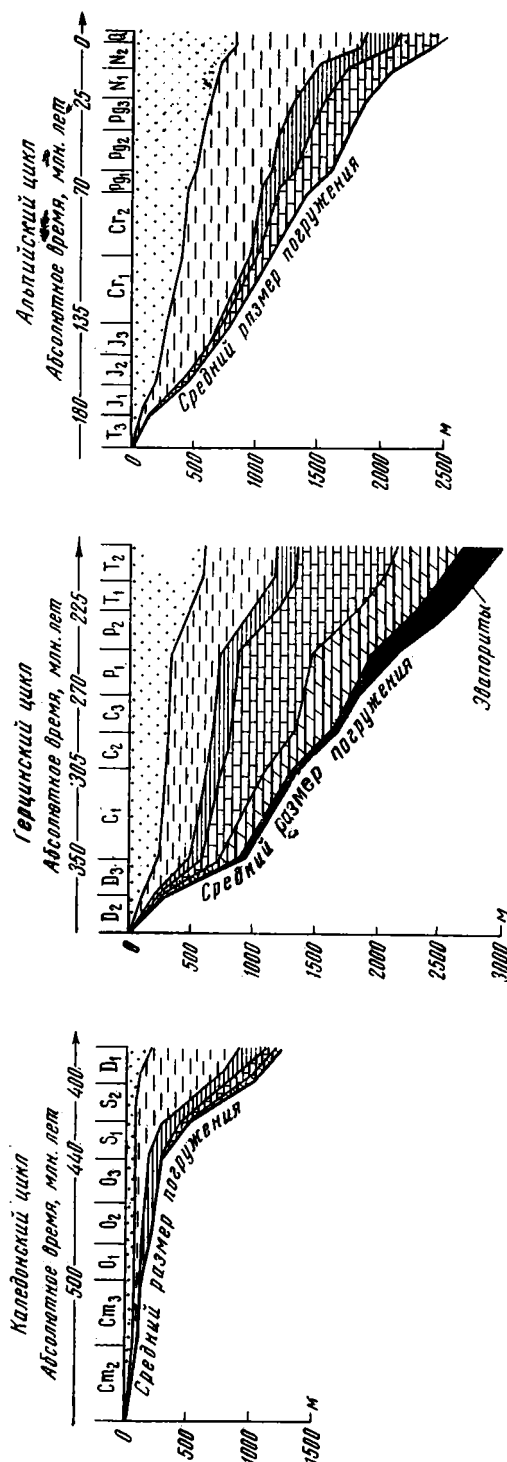
Фиг. 2. Изменение во времени количественного соотношения важнейших литологических типов и групп пород Русской платформы

1 — конгломераты и галечники; 2 — пески и алевроиты; 3 — глины и глинистые сланцы; 4 — кремнистые породы; 5 — мергели; 6 — известняки (включая мел); 7 — доломиты; 8 — гипсы и ангидриты; 9 — соли; 10 — эффузивы и туфы

последние годы во многих районах мира (преимущественно на платформах) были открыты неизвестные ранее мощные соленосные формации<sup>3</sup>, мы приходим к выводу, что вклад процессов солеобразования в общий баланс седиментации явно недооценивался. Новые факты требуют увеличить значение распространенности солей в осадочной оболочке Земли и довести его по крайней мере до 1,5—2,0% общего объема последокембрийских отложений. Это, в свою очередь, должно внести существенные коррективы в наши представления о геохимии Na и Cl в осадочном цикле и несколько по-иному осветить историю изменений солености вод мирового океана, особенно в раннем кембрии, позднем силуре, девоне и перми.

Перейдем теперь от средних величин к геохронологическому анализу полученных данных и попытаемся наметить схему изменений пропорций пород в течение циклов седиментации. Из фиг. 2, построенной по данным табл. 2, видно, что чередование пород во времени и изменении их пропорций происходило в течение трех изученных нами циклов (каледонского, герцинского и альпийского) с удивительной правильностью по строго периодическому закону. Господствующие в начале циклов тер-

<sup>3</sup> Например, районы Адриатики и Северного моря (Р) Сахара (Т) и Танзания (Т или J), Габон и Ангола (Cr<sub>1</sub>) и т. д. (Salt, 1965, и др.).



Фиг. 3. Кумулятивные кривые накопления различных литологических типов осадочных пород и среднего размера погружения Русской платформы в каледонском, герцинском и альпийском циклах седиментации

Условные обозначения см. на фиг. 2

ригенные осадки постепенно уступают первенство карбонатным (середина циклов), а затем вновь завоевывают в конце циклов доминирующее положение. Эта схема сохраняет свой закономерный характер и при анализе распределения отдельных групп пород. Так, в самом начале и в самом конце циклов максимального развития достигают грубые обломочные породы (пески и конгломераты). Максимумы накопления пелитов несколько сдвинуты во времени ближе к середине циклов.

Карбонатные отложения (см. фиг. 2), подобно терригенным, располагаются во времени симметрично, образуя отчетливо выраженные кульминации доломитообразования ближе к началу и концу срединной стадии цикла, в общем совпадающими во времени с эпохами накопления эвапоритов, тогда как максимумы накопления известняков тяготеют к самой середине цикла. Эта тенденция наиболее четко выражена на Русской платформе в герцинском цикле, с которым связана наиболее интенсивная аридизация климата. В альпийском цикле, когда платформа располагалась преимущественно в гумидной зоне (J, Cг, Pg) или на периферии зоны аридной (N), накопления эвапоритов практически не происходило, а карбонатные осадки были представлены преимущественно известняками, мелом и мергелями. Обращает на себя внимание также и тот факт, что, когда карбонатонакопление на Рус-

ской платформе играло в общем подчиненную роль (каледонский и альпийский циклы), существенное значение преобретало формирование смешанных глинисто-карбонатных осадков, преимущественно мергелей.

Закономерные изменения в распространенности различных типов пород с характерными максимумами терригенной седиментации в начальной и конечной стадиях циклов коррелируются с периодами расширения площади областей сноса (см. табл. 2, фиг. 4). Закономерная же повторяемость во времени карбонатных осадков и эвапоритов — более сложная функция, производная согласованных изменений режима тектонических движений и климата. Сравнительно малые скорости вертикальных движений в срединные стадии циклов и незначительный по объему вынос с суши грубых и тонких продуктов эрозии и выветривания в окружающие моря приводил в условиях гумидного климата к усилению биогенной седиментации (преимущественно известняки и мел), а в условиях аридного климата — хемогенной (доломиты, сульфаты, соли).

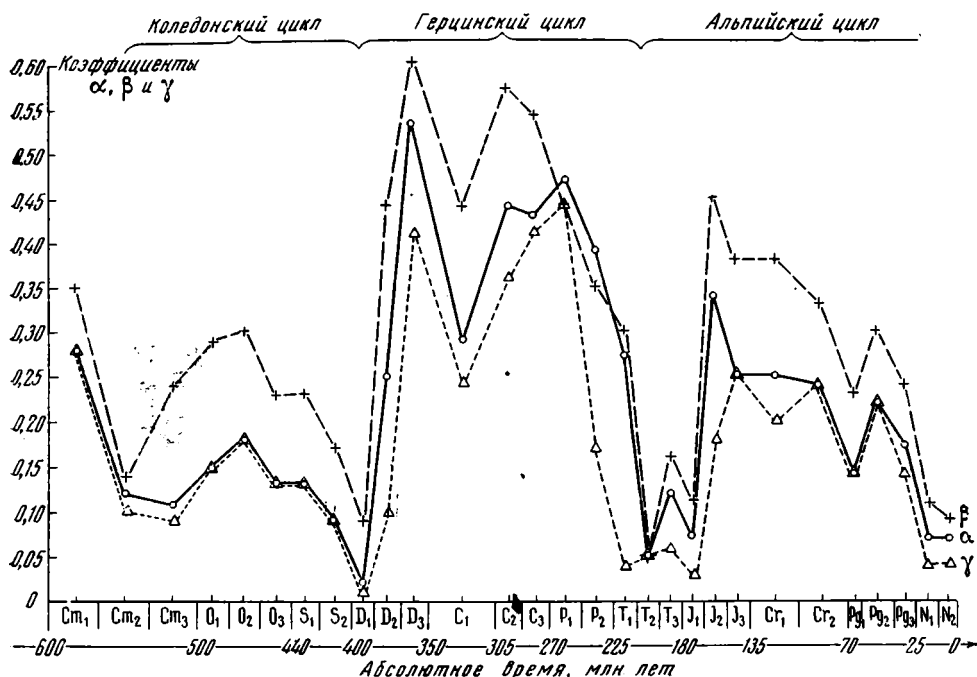
Периодические изменения в распространенности пород осложнялись колебаниями высшего порядка, охватывающими более дробные интервалы времени (век, время), чем те, которые рассмотрены на фиг. 2 (эпохи). Эти колебания, по-видимому, также коррелируются с изменениями режима тектонических движений высших порядков и кратковременными климатическими пульсациями.

Куммулятивные кривые фиг. 3 отображают в абсолютных величинах (метрах) динамику прогибания и суммарный эффект седиментации в пределах области накопления Русской платформы. Они построены отдельно для каледонского, герцинского и альпийского циклов. Сопоставление кривых показывает, что в каледонском осадконакоплении преобладали глинистые осадки при сравнительно скромном развитии карбонатов и почти полном отсутствии эвапоритов. В герцинском цикле господствующее значение приобрело карбонатакопление, резко усилилось солеобразование, а накопление песков и глин, несмотря на значительные абсолютные масштабы, оказалось относительно ослабленным. В альпийском цикле карбонатакопление и особенно солеобразование стали второстепенными процессами, а на первое место выдвинулась терригенная седиментация. Наибольшее погружение Русская платформа испытала в герцинском цикле (2,9 км), близкое по величине — в альпийском (2,5 км) и весьма незначительное — в каледонском (1,2 км). Каледонский цикл на Русской платформе вообще отличался неполнотой своего развития. На это впервые обратили внимание тектонисты (Муратов, Микунов, Чернова, 1962; Хаин, 1964; Шатский, 1960). Действительно, каледонский цикл отличается упрощенным комплексом осадков, малой площадью бассейнов седиментации, незначительным их прогибанием и господством режима поднятий на большей части площади платформы.

#### **РАСПРОСТРАНЕННОСТЬ ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ И ИХ РАЗВИТИЕ В ТЕЧЕНИЕ ГЕОТЕКТОНИЧЕСКИХ ЦИКЛОВ**

Общая площадь Русской платформы в настоящее время 6,5 млн. км<sup>2</sup>. Шестьсот миллионов лет назад она была на 1 млн. км<sup>2</sup> меньше (см. табл. 2). Рост площади платформы происходил скачкообразно, за счет соответствующего сокращения площади соседних геосинклиналей, накануне завершения тектонических циклов.

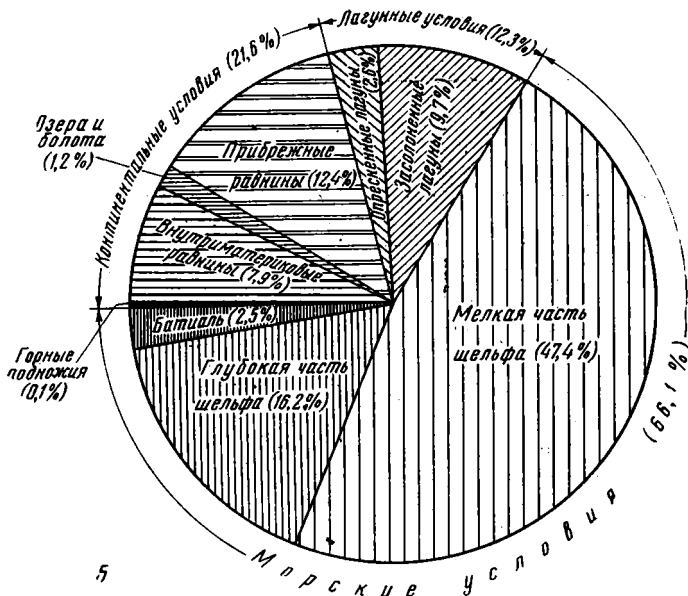
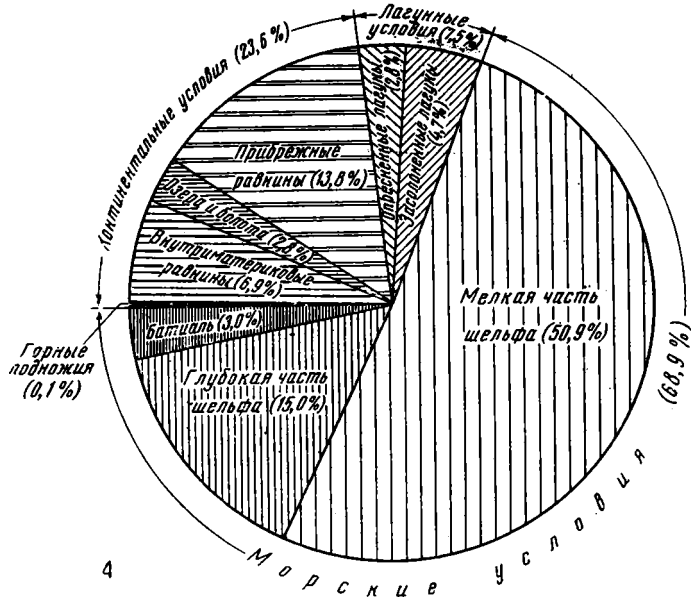
Поверхность платформы по режиму вертикальных движений во все периоды своего развития расчленялась на области поднятия и погружения. В пределах первых преобладали процессы размыва, вторых — накопления осадков (Белоусов, 1962). Размеры этих областей и соотно-



Фиг. 4. Изменение величины отношения площади области седиментации (в том числе морской — кривая  $\gamma$ ) к общей площади Русской платформы (кривые  $\alpha$  и  $\beta$ ) в течение каледонского, герцинского и альпийского циклов

шения их площадей изменялись во времени. Если проследить эти изменения от эпохи к эпохе с раннего кембрия до четвертичного периода (см. табл. 2), то обнаружится строго закономерный процесс перераспределения площади платформы между областями поднятия и погружения, периодически развивавшийся от цикла к циклу по единой схеме (фиг. 4). Кривые  $\alpha$  и  $\beta$  фиксируют в начале каждого цикла ( $См_2$ ,  $D_1$ ,  $T_3$ ) минимальную величину отношения площади области прогибания (накопления) к общей площади платформы. На этой стадии развития в ее пределах резко преобладали области поднятия (размыва). Затем по мере течения времени происходило быстрое расширение области прогибания, сопровождаемое соответствующим сокращением площади области поднятия; это находит свое выражение в подъеме кривых фиг. 4, достигающих максимальных значений в срединные стадии циклов. К концу циклов площадь области прогибания вновь сокращается, а площадь области поднятий возрастает и кривые, на этот раз уже постепенно, приближаются к оси абсцисс. С этим периодически развивающимся процессом связано закономерное чередование регрессий и трансгрессий моря (кривая  $\gamma$ ), геократических и талассократических периодов. Геократические периоды на Русской платформе всегда сопровождались многократным сокращением площади ее осадконакопления и максимальной регрессией моря ( $См_2—См_3$ ,  $S_2—D_1$ ,  $T_2—J_1$ ,  $N—Q$ ), а талассократические, наоборот, знаменовались расширением площади области седиментации и крупными трансгрессиями ( $O_1—O_3$ ,  $D_3—C_3$ ,  $J_3—Cr_2$ ). Чередование геократических и талассократических периодов на Русской платформе в общем достаточно близко совпадает во времени с их сменой на континентальном блоке в целом (Ропов, 1968).

Необходимо отметить, что талассократические периоды были сравнительно слабо выражены на Русской платформе в каледонском цикле и наиболее полно проявились в герцинском. Однако даже и в этом цик-



Фиг. 5. Средняя распространенность важнейших типов и групп палеогеографических условий седиментации в пределах области накопления Русской платформы. А — % от общей площади области накопления, Б — % от общего объема отложений

ле, если исключить эпохи срединной стадии развития ( $D_3$ ,  $C_2$ ,  $C_3$ ), площадь областей размыва была значительно больше площади областей накопления. Рассматривая же весь период времени формирования осадочного чехла платформы ( $Rf_3$ — $Q$ ), мы констатируем, что почти всегда преобладающая часть площади платформы представляла собой сушу, испытывавшую поднятие и подвергавшуюся эрозии. Вполне вероятно, что на отдельных участках здесь происходила континентальная седи-

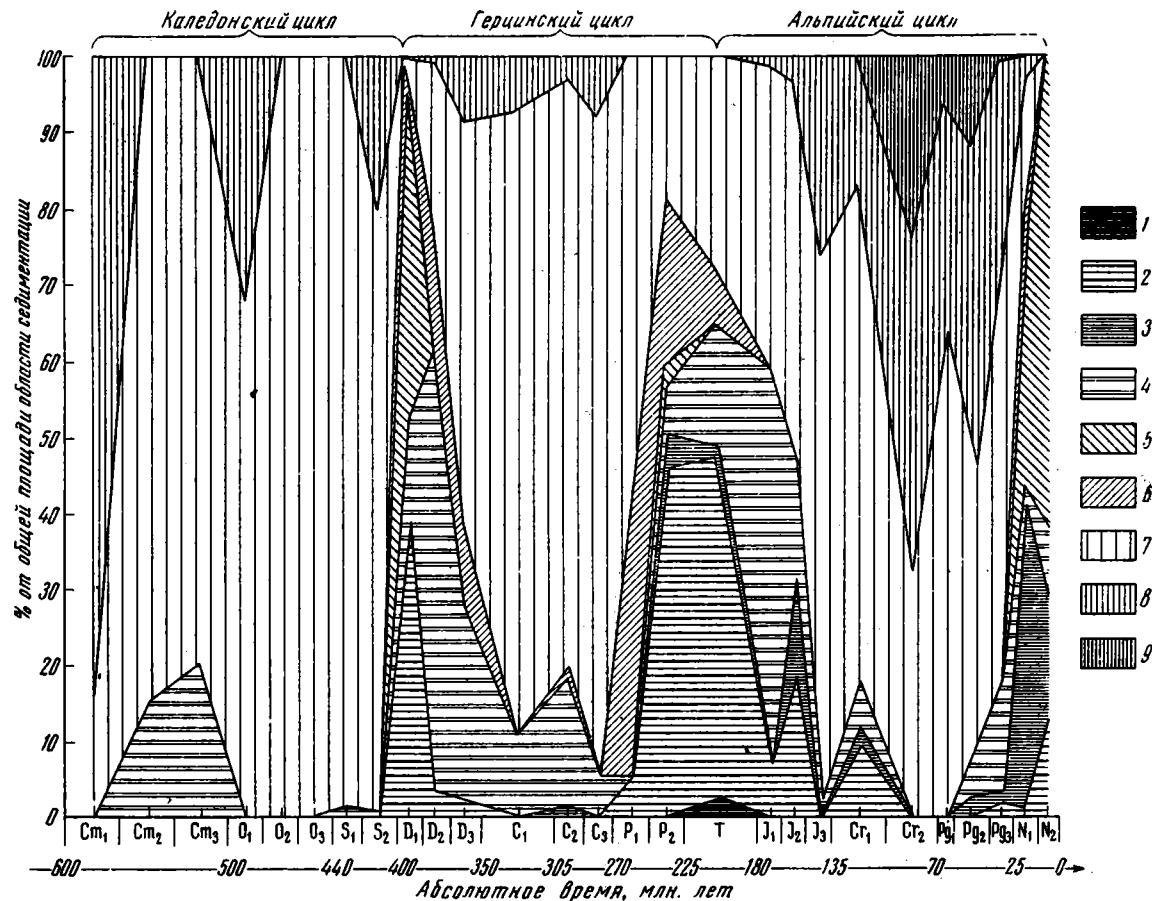
ментация. Однако возникавшие осадки, как правило, не сохранялись в ископаемом состоянии. Они не могли фиксироваться в разрезах вследствие преобладания восходящих движений и размывались, а продукты размыва выносились в прилегающие области прогибания и накопления осадков. Мы временно исключаем эту область из рассмотрения и сосредоточим внимание на области устойчивого прогибания и фиксированного накопления осадков. Именно к ней относятся наши количественные оценки распространенности важнейших типов и групп палеогеографических условий седиментации. Средняя их распространенность, подсчитанная на основе статистической обработки двух источников информации (данных измерения площадей и определения объемов), охарактеризована итоговыми числами табл. 2 (графа  $Rf_3 - Q$ ) и иллюстрируется диаграммами фиг. 5. Сопоставление диаграмм обнаруживает близость этих оценок. Большая часть площади области седиментации Русской платформы (68,9%) и весьма близкая по величине часть общего объема сохранившихся отложений (66,1%) приходится на морские условия. Среди них наиболее распространены обстановки мелкой части шельфа. Приблизительно втрое реже встречаются условия глубокой части шельфа и совсем подчиненное значение имеет батинальная область (см. фиг. 5). Не лишено вероятности, что оценка распространенности батинальных условий (2,5—3,0%) несколько занижена, так как современная палеогеография не располагает еще достаточно точными методами диагностики глубоководных осадков.

Относительная роль континентальных обстановок в пределах области устойчивой седиментации платформы более скромная, чем морских (см. фиг. 5). На их долю приходится немногим более 20% общей площади и, соответственно, общего объема накопленных осадков. Среди континентальных условий седиментации шире всего представлены обстановки прибрежных равнин, временами заливавшихся морем. Затем, в порядке убывающей распространенности, следуют обстановки внутриматериковых аллювиальных равнин, озер и болот горных подножий, возникавшие по периферии платформы, вблизи разрушавшихся горных сооружений.

Значение лагунных условий в общем палеогеографическом балансе сравнительно невелико (7,5—12,3%), причем обстановки засоленных лагун возникали на Русской платформе гораздо чаще, чем опресненные бассейны (см. фиг. 5).

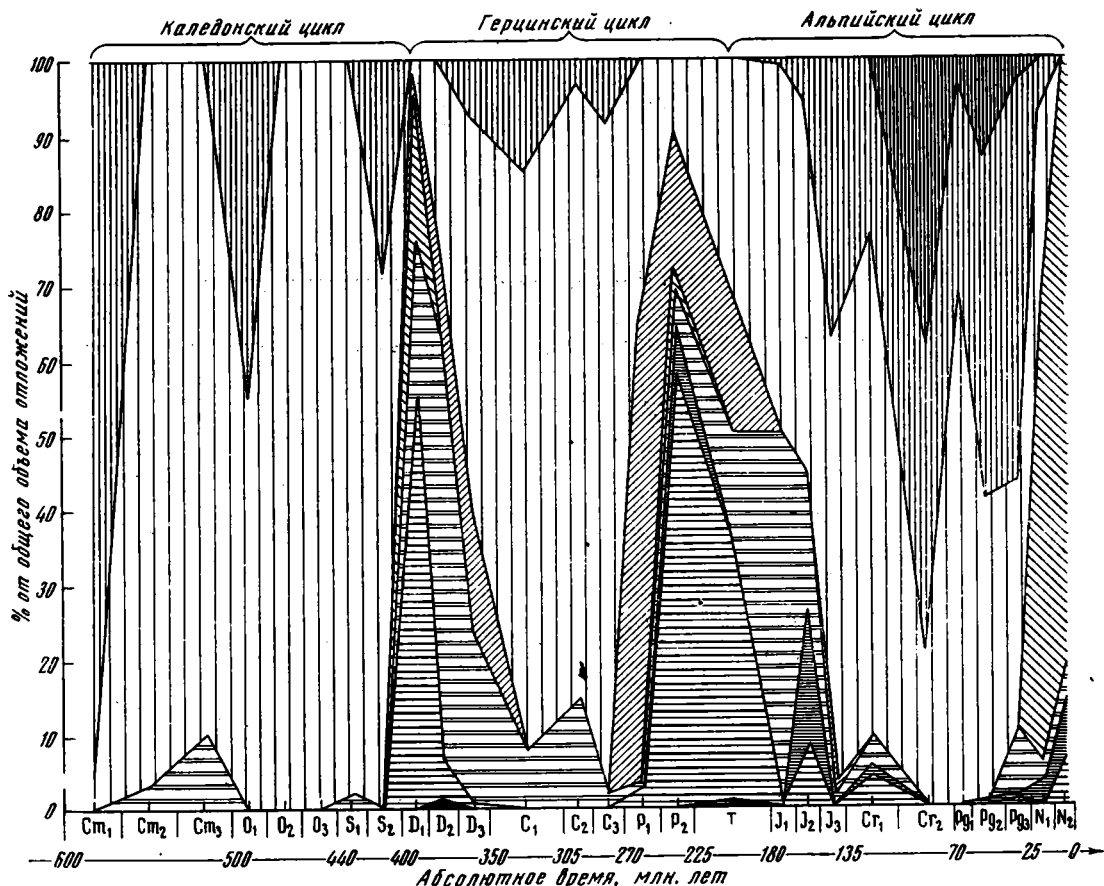
Ранее мы уже отмечали близость оценок распространенности палеогеографических условий седиментации, получаемых по данным измерения площадей и данным подсчета объемов соответствующих осадков. Однако в некоторых вполне определенных случаях наблюдаются значительные расхождения в результатах, когда очень мощные толщи, а следовательно, и большие объемы осадков накапливались в пределах сравнительно ограниченных по площади бассейнов и, наоборот, когда маломощные осадки определенного палеогеографического типа формировались в пределах обширных бассейнов. Примером первых являются обстановки засоленных лагун, мощные соленосные толщи которых отлагались в синеклизах и узких грабенообразных прогибах, тогда как пример вторых — обстановки озер и болот, маломощные осадки которых формировались на обширной площади антеклиз и их склонов.

Перейдем теперь от среднестатистических оценок распространенности палеогеографических условий седиментации к количественному рассмотрению истории их развития на Русской платформе. Сопоставление графиков на фиг. 6 и 7, построенных соответственно по данным измерения площадей и данным подсчета объемов (см. табл. 2), обнаруживает очень сходную схему распределения палеогеографических условий во времени. Прежде всего обращает на себя внимание тот факт, что смена обстановок осадконакопления происходила в течение циклов с исключи-



Фиг. 6. Эволюция палеогеографических условий седиментации на Русской платформе в течение каледонского, герцинского и альпийского циклов седиментации (по данным измерения площадей)

Континентальные обстановки: 1 — горных подножий; 2 — внутриматериковых равнин; 3 — озер и болот; 4 — прибрежных равнин, временами заливавшихся морем. Лагунные условия: 5 — опресненных бассейнов; 6 — засоленных бассейнов. Морские условия: 7 — мелкой части шельфа; 8 — глубокой части шельфа; 9 — батимальной области



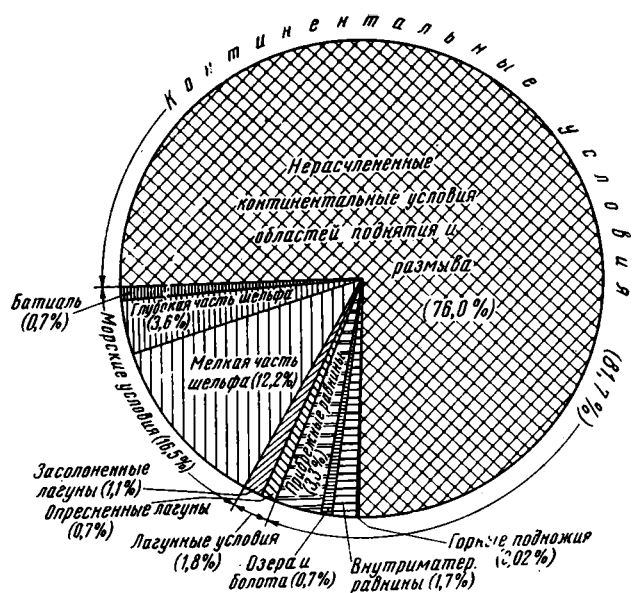
Фиг. 7. Эволюция палеогеографических условий на Русской платформе в течение каледонского, герцинского и альпийского циклов седиментации (по данным измерения объемов).

Условные обозначения см. на фиг. 6

тельной правильностью по периодическому закону. Отвлекаясь от деталей и рассматривая сначала распределения главных типов палеогеографических условий седиментации, легко заметить, что в начальной стадии циклов ведущее место занимали континентальные обстановки. Постепенно, по мере опускания платформы и развития трансгрессии, к ним присоединялись лагунные и морские условия. Морская седиментация завоевывала господствующее положение и продолжалась длительное время в течение срединной стадии циклов. Далее развитие палеогеографических условий происходило в обратной последовательности. Вслед за усилением поднятий и регрессией моря к морским обстановкам присоединялись сначала лагунные, а затем континентальные, приобретавшие главенствующую роль в заключительную стадию циклов.

В распределении отдельных групп палеогеографических обстановок также нетрудно обнаружить черты закономерной их смены и периодической повторяемости. Начнем с рассмотрения континентальных условий. На самой ранней стадии развития циклов обычно преобладают обстановки внутриматериковых равнин, сопровождаемые близ орогенных областей обстановками горных подножий. Несколько позже существенное, а в некоторых случаях преобладающее значение приобретают обстановки прибрежных равнин, временами заливавшихся морем. С ними обычно ассоциируют лагуны, засоленные в условиях аридного кли-

мата (герцинский цикл) и опресненные в условиях гумидного (альпийский цикл). К срединным стадиям цикла континентальные и лагунные условия седиментации постепенно сходят почти на нет и прогрессивно возрастает распространенность условий морских. В их чередовании также намечается определенная геохронологическая последовательность.



Фиг. 8. Средняя распространенность палеогеографических обстановок на всей площади Русской платформы (% от достоверно установленной суммы площадей области накопления и области размыва)

Сначала господствующее место занимают обстановки мелкой части шельфа. Затем в ряде мест происходит углубление бассейнов и к мелко-водным обстановкам присоединяются сначала обстановки глубокой части шельфа, а затем батиальной области. Их появление было зафиксировано на картах «Атласа...» только в альпийском цикле и знаменует его середину<sup>4</sup>. Далее смена палеогеографических условий седиментации продолжается уже в обратном порядке. Сначала исчезают батиальные обстановки, затем обстановки глубокой части шельфа, несколько позднее к обстановкам мелкой части шельфа присоединяются условия лагун и прибрежных равнин. Цикл завершается появлением обстановок внутриматериковых равнин и горных подножий.

Проследивая с максимально возможной детальностью общий ход изменений палеогеографических условий седиментации в течение герцинского и альпийского циклов, т. е. охватывая все, даже самые короткие интервалы времени, представленные картами «Атласа...» (см. табл.2), мы обнаруживаем в общем очень сходную с намеченной выше схему периодического развития палеогеографических условий в течение циклов. Она лишь несколько усложняется фациальной изменчивостью второго и третьего порядков.

Установленные закономерности справедливы лишь для области прогибания и устойчивого накопления осадков Русской платформы. Если же рассматривать всю площадь платформы, включая и области прогибания

<sup>4</sup> Вероятно, батиальную обстановку следовало бы показать на картах «Атласа...» в областях накопления доманиковой фацции девона (герцинский цикл).

и области поднятия, то мы вынуждены будем внести принципиальные коррективы в сделанные ранее выводы о средней распространенности важнейших типов палеогеографических условий. Эти коррективы становятся очевидными при сопоставлении диаграмм фиг. 5 и фиг. 8, построенной с учетом всей площади платформы, включая обширные массивы области размыва. С этой позиции, более правильно отображающей истинные количественные соотношения палеогеографических зон в истории платформы, на первое место выдвигаются континентальные условия, чаще всего господствовавшие в пределах рассматриваемой территории. Из 81,7%, которые приходятся на долю континентальных условий, лишь 5,7% были зафиксированы в разрезах области осадконакопления. Морские условия, преобладавшие, как мы видели, в области прогибания (см. фиг. 5), при таком подходе отодвигаются далеко на второй план и приобретают свою реальную оценку (16,5%). Платформы в истории Земли были, следовательно, зонами господства суши, а не моря, в отличие от геосинклиналей, где моря покрывали большую часть площади и откуда они всегда распространялись на платформенную сушу.

Рассмотренные выше факты не оставляют сомнений в том, что в основе развития осадконакопления (см. фиг. 2) и палеогеографических условий (см. фиг. 6 и 7) лежит закономерный периодический процесс, повторявшийся с известными вариациями, но в общем по единой схеме от цикла к циклу. Этот процесс неразрывно связан с тектонической жизнью платформы, которая также развивалась по периодическому закону. В этом можно убедиться, если вспомнить о периодическом перераспределении площади платформы между областями поднятия и областями погружения (см. фиг. 4, кривые  $\alpha$  и  $\beta$ ), о последовательной смене трансгрессий и регрессий (см. фиг. 4, кривая  $\gamma$ ), о чередовании геократических и талассократических эпох.

Периодический ход развития платформы вовсе не означает, что с наступлением каждого нового цикла все повторялось сначала. От цикла к циклу изменялась общая обстановка образования осадков. Прежде всего изменялся климат, определявший глубину разложения материнских пород в области выветривания и типы литогенеза в области седиментации (Страхов, 1963). История климатических изменений, прослеженная для последокембрийских периодов Н. М. Страховым, убедительно доказывает миграцию аридных поясов Земли, в результате которой значительная часть территории Русской платформы оказывалась то в засушливой (герцинский цикл), то в гумидной (альпийский цикл) зоне. Это накладывало свой отпечаток не только на палеогеографические условия, прежде всего лагунные (засолоненные или опресненные бассейны), но и на литологический характер формировавшихся осадков, их минералогический и химический состав (Ронов, 1956; Ронов, Мигдисов, 1965; Ронов, Михайловская, Солодкова, 1963; Рухин, 1961; Страхов, 1963). В ходе времени изменялись местоположение и петрографический состав активных источников сноса. Просматривая палеогеографические карты «Атласа...» (1961, 1962), мы видим, что от цикла к циклу то обнажались, то вновь перекрывались осадками кристаллические щиты и массивы, по периферии платформы возникали новые горные сооружения, с которых в область осадконакопления устремлялся слабо переработанный геосинклинальный материал, отличавшийся в каждом отдельном случае по своему минералогическому и химическому составу. Накладывалось влияние необратимого развития осадочного процесса в истории Земли, эволюции органического мира, состава океана и атмосферы, которые в совокупности определяли эволюционные изменения химического и минералогического состава формировавшихся осадков (Виноградов, Ронов, 1956; Ронов, 1964; Ронов, Михайловская, Солодкова, 1963; Страхов, 1963; Ронов, 1968).

Привлечение новых методов исследования позволило с количественной точки зрения рассмотреть развитие палеогеографических условий осадконакопления на Русской платформе за последнее 600 млн. лет ее истории. Установленные факты не оставляют сомнений в том, что периодичность седиментации и смены палеогеографических условий в конечном счете определялась периодическим ритмом вертикальных движений Русской платформы и в известной мере согласованных с ним изменений климата. Подобные мысли в общем виде высказывали и ранее, основываясь на качественном либо полуколичественном рассмотрении фактов (Белоусов, 1962; Хаин, 1964; Ронов, 1949, 1961; Рухин, 1959; Страхов, 1963, и др.). Новым является то, что в результате применения числа и меры удалось более детально проследить последовательность развития каждого типа пород и каждого типа палеогеографических условий седиментации в отдельности, сопоставить их друг с другом и наметить количественные закономерности в изменении их соотношений на разных стадиях геотектонического цикла. Наряду с этим были получены гораздо более точные сведения о распространенности пород и палеогеографических обстановок их образования в осадочном чехле Русской платформы. Основные наши выводы сводятся к следующему:

1. Песчаные и глинистые породы пользуются среди осадочных образований Русской платформы приблизительно одинаковой распространенностью (соответственно 26 и 30 %).

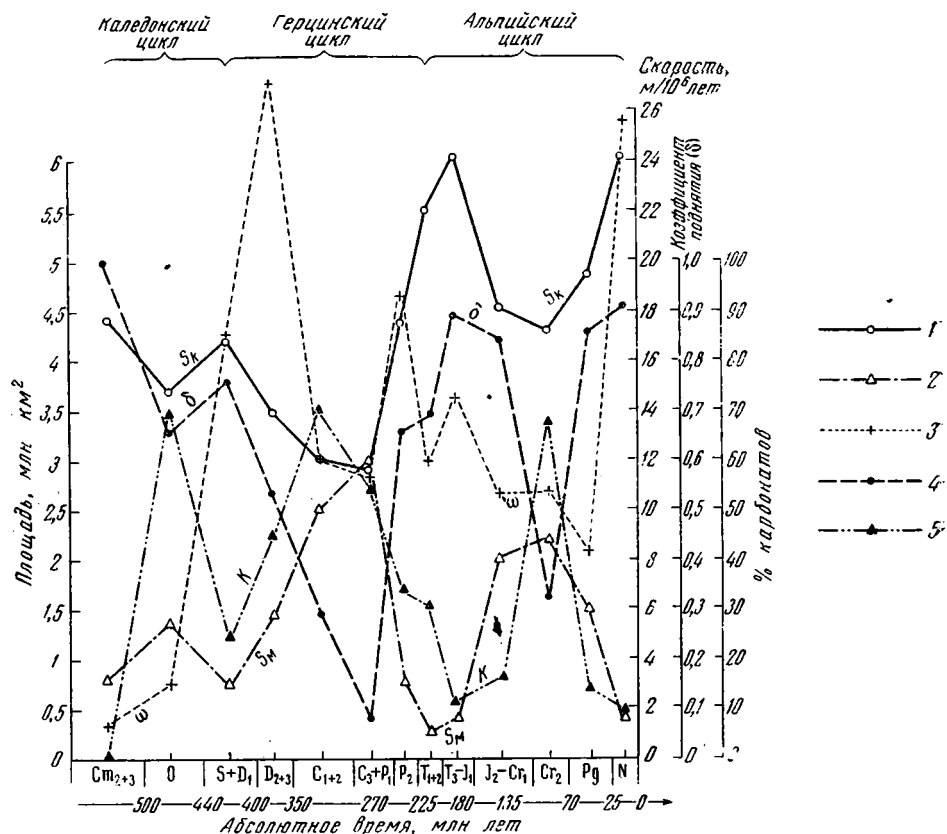
2. Карбонатные породы составляют около  $\frac{1}{3}$  общего объема отложений платформы, причем охватываемые ими группы пород образуют в порядке убывающей распространенности следующий ряд: известняки (17 %) — доломиты (10 %) — мергели (7 %) — мел (2 %).

3. Впервые получена оценка распространенности эвапоритов, в частности гипсов и ангидритов (около 3 %) и солей (более 3 %). Эти данные в сочетании с качественными оценками по другим платформам материкового блока показывают, что масштабы процессов галогенеза в последевонской истории Земли явно недооценивались.

4. Распространенность различных типов и групп осадочных пород закономерно изменялась в ходе времени, образуя периодически повторявшиеся максимумы и минимумы, строго приуроченные к определенным стадиям геотектонических циклов. В течение первой половины циклов прослеживается тенденция к постепенному уменьшению относительной роли грубых, а затем и тонких терригенных осадков, сопровождаемая параллельным нарастанием роли хемогенных и биогенных осадков. В течение второй половины циклов устанавливается обратная последовательность в распределении.

5. Господствующее место в истории палеогеографического развития Русской платформы в целом принадлежало обширным массивам суши (в среднем около  $\frac{3}{4}$  общей площади), в пределах которых преобладали поднятия и процессы размыва. Области прогибания и седиментации играли в общем подчиненную роль (в среднем около  $\frac{1}{4}$  общей площади). В течение геотектонических циклов развивался периодический процесс перераспределения площади между областями прогибания (накопления) и поднятия (размыва) с максимальным расширением первых в срединные стадии циклов и вторых — в начальные и конечные стадии. Однако почти всегда массивы суши на платформе преобладали (см. фиг. 4).

6. В пределах области прогибания Русской платформы наибольшим распространением пользовались (см. фиг. 5) морские условия накопления осадков (около 69 % площади этой области). Среди них шире всего были представлены обстановки мелкой части шельфа (51 %), значительно реже — глубокой части шельфа (15 %) и совсем редко — батимальной



Фиг. 9. Сопоставление некоторых важнейших параметров осадконакопления, палеогеографических условий и колебательных движений Русской платформы

1 — суммарная площадь областей размыва и континентальной седиментации ( $S_K$ ); 2 — суммарная площадь морской седиментации ( $S_M$ ); 3 — скорость погружения областей накопления ( $\omega$ ); 4 — коэффициент поднятия ( $\delta$ ); 5 — распространенность карбонатных пород (К) (% от общего объема отложений)

седиментации (3%). Континентальные условия занимали в общем балансе осадконакопления подчиненное место (около 24% площади области прогибания), причем распространенность обстановок убывает в такой последовательности: прибрежные равнины (~14%) — внутриматериковые равнины (~7%) — болота и озера (3%) — горные подножия (0,1%). Лагунные условия седиментации распространены еще реже континентальных (7,5% площади области прогибания). Среди них засоленные лагуны (4,7%) были распространены шире, чем опресненные (2,8%).

7. Палеогеографические условия осадконакопления периодически изменялись в течение геотектонических циклов (см. фиг. 6 и 7). В начальную их стадию преобладали континентальные обстановки, которые по мере развития опусканий и трансгрессии моря постепенно замещались лагунными, а затем морскими, завоевывавшими господствующее положение в срединную стадию циклов. Далее развитие происходило в обратной последовательности: с усилением поднятий и нарастанием регрессии к морским обстановкам присоединялись сначала лагунные, а затем континентальные, приобретающие основное значение в заключительную стадию циклов.

8. Намеченные схемы сходных периодических изменений распространенности важнейших типов и групп осадков и палеогеографических обстановок их образования обнаруживают индивидуальные черты, при-

сущие каждому из трех изученных циклов. Так, в каледонском цикле на Русской платформе преобладало накопление песчаных, глинистых и карбонатно-глинистых осадков при сравнительно скромном развитии чистых карбонатов и почти полном отсутствии эвапоритов. Их отложение происходило преимущественно в морских условиях. Континентальные и лагунные обстановки седиментации были выражены слабо. В целом для платформы характерно резкое преобладание областей размыва над областями накопления. В герцинском цикле господствующее значение приобрело карбонатонакопление, резко усилилось эвапоритообразование, а накопление песков и глин, несмотря на значительные абсолютные масштабы, оказалось относительно ослабленным. При общем преобладании морских условий исключительное значение приобрели континентальные обстановки и засоленные лагуны. Массивы областей размыва значительно сократились. В альпийском цикле карбонатонакопление и особенно солеобразование стали второстепенными процессами и на первое место выдвинулась терригенная седиментация. Изменения в палеогеографических условиях выразились прежде всего в широком развитии нормальных морских и опресненных бассейнов. Массивы суши (эрозии) вновь приобрели на платформе преобладающее значение (см. табл. 2).

9. Если собрать наиболее характерные параметры воедино и сопоставить их изменения в течение циклов друг с другом (фиг. 9), то можно сделать еще один важный вывод, уточняющий намеченные закономерности: изменение палеогеографических условий на земной поверхности, в частности распределение суши (кривая  $S_k$ ) и моря (кривая  $S_m$ ), не зависит от скорости погружения области седиментации (кривая  $\omega$  уклоняется от согласованных изменений других кривых), а определяется соотношением объема поднятий в области размыва и объема опусканий в области седиментации (кривая  $\delta$ ).

Совершенно очевидно, что установленные факты и сделанные обобщения нуждаются в проверке на материале других крупных платформ — Североамериканской, Сибирской и т. п. Они могут приобрести общее значение лишь после того, как на основе применения числа и меры будет изучена вся осадочная оболочка Земли. Однако мы полагаем, что сделан определенный шаг вперед к количественному охвату фактов, столь необходимому для решения многих общих вопросов и проблем литологии и геохимии, палеогеографии и геотектоники.

## ЛИТЕРАТУРА

- Атлас литолого-палеогеографических карт Русской платформы и ее геосинклинального обрамления. Т. I (верхний докембрий и палеозой), 1961. Т. II (мезозой и кайнозой), 1962. Госгеолтехиздат.
- Атлас литолого-фациальных карт Русской платформы. Т. 1 (палеозой), 1952. Т. 2 (мезозой), 1953, М.—Л., Изд-во АН СССР.
- Белоусов В. В. Большой Кавказ. Опыт геотектонического исследования. Ч. I, II, III. Тр. ЦНИГРИ, вып. 108, 1938; вып. 121, 1939; вып. 126, 1940.
- Белоусов В. В. Фации и мощности осадочных толщ Европейской части СССР. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 76. М., Изд-во АН СССР, 1944.
- Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники. Госгеолтехиздат, 1962.
- Виноградов А. П., Рюнов А. Б. Состав осадочных пород Русской платформы в связи с историей ее тектонических движений. Геохимия, № 6, 1956.
- Иванов А. А., Левицкий Ю. Ф. Геология галогенных отложений (формаций) СССР.— Тр. Всес. геол. ин-та. Нов. сер., т. 35, 1960.
- История геологического развития Русской платформы и ее обрамления. «Недра», 1964.
- Крашенинников Г. Ф., Ронов А. Б., Хаин В. Е. Состояние и методика составления палеогеографических карт в СССР и зарубежных странах.— В сб. Методы составления литолого-фациальных и палеогеографических карт. Т. 1. Новосибирск, Изд-во СО АН СССР, 1963.
- Международная тектоническая карта Европы, масштаб 1 : 2 500 000. М., 1964.
- Муратов М. В., Микунов М. Ф., Чернова Е. С. Основные этапы тектонического развития Русской платформы.— Изв. высших учебн. завед. Геология и разведка, № 11, 1962.

- Наливкин В. Д., Ронов А. Б., Хаин В. Е. Основные принципы составления литолого-фациальных и палеогеографических карт Русской платформы и ее геосинклинального обрамления. В сб. Методы составления литолого-фациальных и палеогеографических карт. Т. 1. Новосибирск, Изд-во СО АН СССР, 1963.
- Наливкин Д. В. Учение о фациях. Т. 1: Изд-во АН СССР, 1955.
- Ронов А. Б. К вопросу о распространенности карбонатных пород. Докл. АН СССР, т. 61, № 3, 1948.
- Ронов А. Б. История осадконакопления и колебательных движений Европейской части СССР (по данным объемного метода). Тр. Геофиз. ин-та АН СССР, № 3 (130), 1949.
- Ронов А. Б. Химический состав и условия образования палеозойских карбонатных толщ Русской платформы (по данным литолого-геохимических карт). В сб. Доломитовые породы и их генезис.—Тр. Геол. ин-та АН СССР. Изд-во АН СССР, вып. 4, 1956.
- Ронов А. Б. Некоторые общие закономерности развития колебательных движений материков. В сб. Проблемы тектоники. М., Госгеолтехиздат, 1961.
- Ронов А. Б. Общие тенденции в эволюции состава земной коры, океана и атмосферы. Геохимия, № 8, 1964.
- Ронов А. Б., Гирин Ю. П., Казаков Г. А., Илюхин М. Н. Сравнительная геохимия геосинклинальных и платформенных осадочных толщ.—Геохимия, № 8, 1965.
- Ронов А. Б., Гирин Ю. П., Казаков Г. А., Илюхин М. Н. Осадочная дифференциация в платформенных и геосинклинальных бассейнах. Геохимия, № 7, 1966.
- Ронов А. Б., Мигдисов А. А. Основные черты геохимии элементов-гидролизатов в процессах выветривания и осадконакопления.—Геохимия, 1965, № 2.
- Ронов А. Б., Михайловская М. С., Солодкова И. И. Эволюция химического и минералогического состава песчаных пород.—В сб.: Химия земной коры. Т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Ронов А. Б., Ярошевский А. А. Химическое строение земной коры.—Геохимия, 1967, № 11.
- Рухин Л. Б. Основы общей палеогеографии. Гостоптехиздат, 1959.
- Рухин Л. Б. Основы литологии. Л., Гостоптехиздат, 1961.
- Страхов Н. М. Типы литогенеза и их эволюция в истории земли. М., Госгеолтехиздат, 1963.
- Хаин В. Е. Общая геотектоника. М., «Недра», 1964.
- Шатский Н. С. Геотектоническая закономерность распределения эндогенных рудных месторождений.—Изв. высших учебн. завед. Геология и разведка, № 11, 1960.
- Яншин А. Л. О глубине солеродных бассейнов и некоторых вопросах формирования мощных соляных толщ.—Геология и геофизика, № 1, 1961.
- Burchert H., Muir R. O. Salt deposits, the origin, metamorphism and deformation of evaporites. New York—London, 1964.
- Clarke F. W. The data of geochemistry.—U. S. Geol. Surv. Bull., 1924, 770.
- Goldschmidt V. M. Grundlagen der quantitativen Geochemie. Fortschr.—Mineral. Krist. Petrog., 1933, v. 17, s. 112.
- Krynin P. D. The megascopic study and field classification of sedimentary rocks.—J. Geol., 1948, v. 56, p. 156.
- Leith C. K., Mead W. J. Metamorphic geology. N. Y., 1915.
- Lotze F., Steinsalz, Kalisalz, v. 1. Berlin, Gebrüder Borntraeger, 1957.
- Mead W. J. Redistribution of elements in the formation of sedimentary rocks.—J. Geol., 1907, v. 15, p. 238.
- Ronov A. B. Probable changes in the composition of sea water during the course of geological time.—Sedimentology, 1968, v. 10, p. 25—43.
- Saline deposits.—Geol. Soc. Amer. Mem., 1968, No. 88.
- Salt basins around Africa. Elsevier, Amsterdam, 1965.
- Schuchert Ch. The age of the Earth.—Bull. Nat. Res. Council, 1931, No. 80, p. 10—64.
- Stewart H. Marine evaporites. Data of geochemistry, Sixth edit. Geol. Survey prof. paper 440-Y, Washington, 1963.
- Wickman F. E. The «total» amount of sediment and the composition of the «average igneous rock».—Geochim. et cosmochim. acta, 1954, v. 5, p. 97—110.

ГЕОХИ  
Москва

Дата поступления  
10.11.1969

УДК 551.21 (571.15)

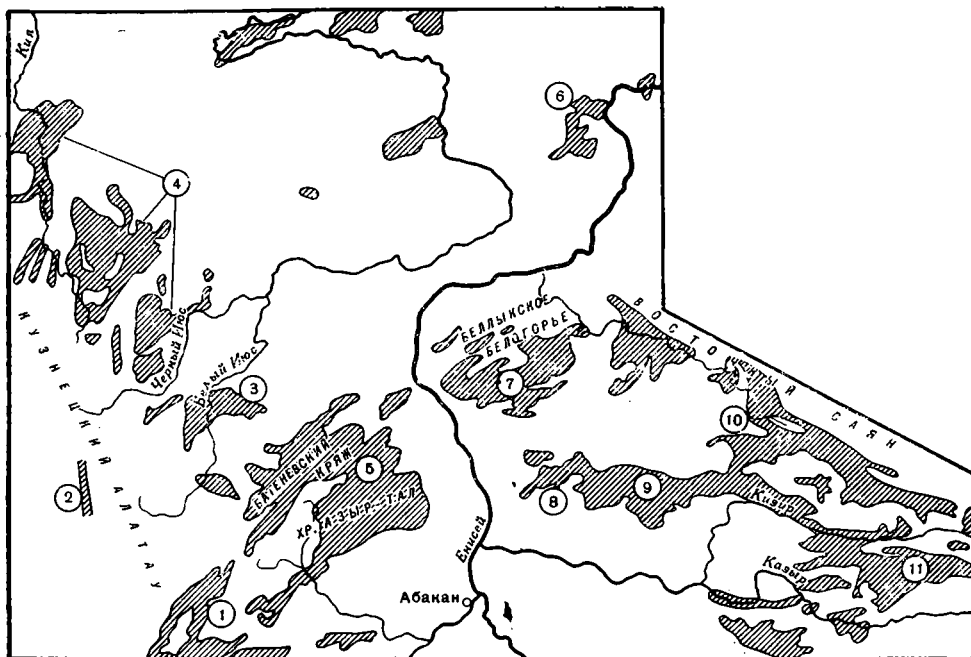
## **ВУЛКАНИЗМ И ОСАДКООБРАЗОВАНИЕ В КУЗНЕЦКОМ АЛАТАУ И ВОСТОЧНОМ САЯНЕ В ПОЗДНЕМ ДОКЕМБРИИ И КЕМБРИИ**

**Г. Н. БРОВКОВ**

Рассматривается роль вулканизма в формировании вещественного состава геосинклинальных отложений верхнего докембрия и кембрия и связанных с ними залежей фосфоритов, марганцевых и железных руд.

Саяно-Алтайская складчатая область относится к числу регионов, в которых вулканическая деятельность была особенно длительной, а ее влияние на ход осадконакопления — многосторонним и результативным. Масштабы вулканизма и литогенез существенно видоизменялись в ходе геологического развития. Их специфика на орогенном этапе была рассмотрена на примере среднего палеозоя межгорных прогибов (Литология среднепалеозойского вулканогенно-осадочного комплекса впадин востока Саяно-Алтайской складчатой области, 1967). В позднем докембрии и кембрии территория современных Кузнецкого Алатау, Восточного Саяна и разделяющего их Минусинского межгорного прогиба была составной частью обширной геосинклинальной области, охватывавшей Казахстан, юг Центральной Сибири и Монголию. Отложения накапливались здесь в умеренно глубоком и частью мелководном морском бассейне, морфология дна которого существенно осложнялась вулканическими постройками. Эвгеосинклинальный режим в пределах рассматриваемой территории господствовал лишь в раннем кембрии в юго-западной части Восточного Саяна (Кизир-Казырский синклиний). В остальных районах условия были переходными между эвгеосинклинальными и миогеосинклинальными — попеременно преобладали режимы карбонатогенных, вулканогенных, в небольшой степени также терригенных прогибов с различными вариантами конкретных обстановок при общем доминировании условий карбонатогенных и вулканогенно-карбонатогенных прогибов.

Большое разнообразие строения и состава отложений, а также присутствие залежей фосфоритов, марганцевых и железных руд, высокоглиноземных пород делают отложения верхнего докембрия и кембрия Кузнецкого Алатау и Восточного Саяна благоприятным объектом для анализа различных сторон геосинклинального вулканогенно-осадочного литогенеза и связанной с ним сингенетичной металлогении. В настоящей статье основное внимание сосредоточено на рассмотрении роли вулканогенных продуктов в вещественном составе толщ и особенностей влияния вулканизма на осадконакопление на примере разрезов восточного склона Кузнецкого Алатау и юго-западного склона Восточного Саяна (фиг. 1).



Фиг. 1. Обзорная схема рассматриваемой территории

Заштриховано — площади современного распространения отложений верхнего докембрия, нижнего и среднего кембрия на восточном склоне Кузнецкого Алатау и юго-западном склоне Восточного Саяна. Цифры на карте: районы (см. фиг. 2)

## ГЛАВНЫЕ ЧЕРТЫ СТРОЕНИЯ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНОГО КОМПЛЕКСА

В вопросах стратиграфии и корреляции верхнедокембрийских и кембрийских отложений региона немало дискуссионных решений, рассмотрение которых выходит за рамки задач статьи. Была принята схема, предложенная Д. К. Балицким и В. М. Ярошевичем (1968 г.), которая учитывает материалы геологических съемок и тематических работ последних лет (табл. 1). Состав большинства свит сложный и характеризуется следующими особенностями.

**Восточный склон Кузнецкого Алатау, Батеневский кряж и Бельгское Белогорье. Верхний докембрий.** Биджинская свита (до 2500 м): темно-серые кристаллически-зернистые известняки с редкими пластами доломитов, кристалло-витрокластических туфов, диабазов; темно-серые известняки, многочисленные прослои и пласты туфов и туффигов, реже тефрогенные песчаники, потоки диабазов и диабазовых порфиритов, крайне редки гравелиты, лидиты, аргиллиты. **Мартюхинская свита (1100—2300 м):** кристаллически-зернистые, реже водорослевые доломиты с единичными прослоями и пластами лидитов, туфов, фосфоритов, единичные пласты порфиритовых гравелитов, песчаников и потоки диабазовых порфиритов; доломиты, диабазы и диабазовые порфириты, спилиты, туфы, порфиры, тефрогенные песчаники и алевролиты, редко аргиллиты; диабазы и диабазовые порфириты, туфы, тефрогенные песчаники и алевролиты, известняки, лидиты, редко аргиллиты, гравелиты, фосфориты, спилиты; известняки, черные «сланцы», доломиты, основные эффузивы, лидиты, фосфориты.

**Нижний кембрий. Усинская свита (900—1500 м):** светлые биоморфные, редко кристаллически-зернистые известняки, единичные пласты доломитов, песчаников, пепловых туфов; темные кристаллически-зернистые известняки, диабазовые порфириты и диабазы, андезитовые пор-

Таблица 1

**Стратиграфические подразделения отложений верхнего докембрия и кембрия Кузнецкого Алатау (восточный склон) и Восточного Саяна (юго-западный склон)**

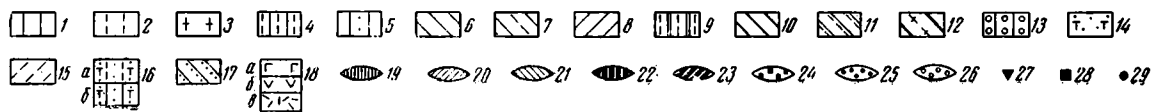
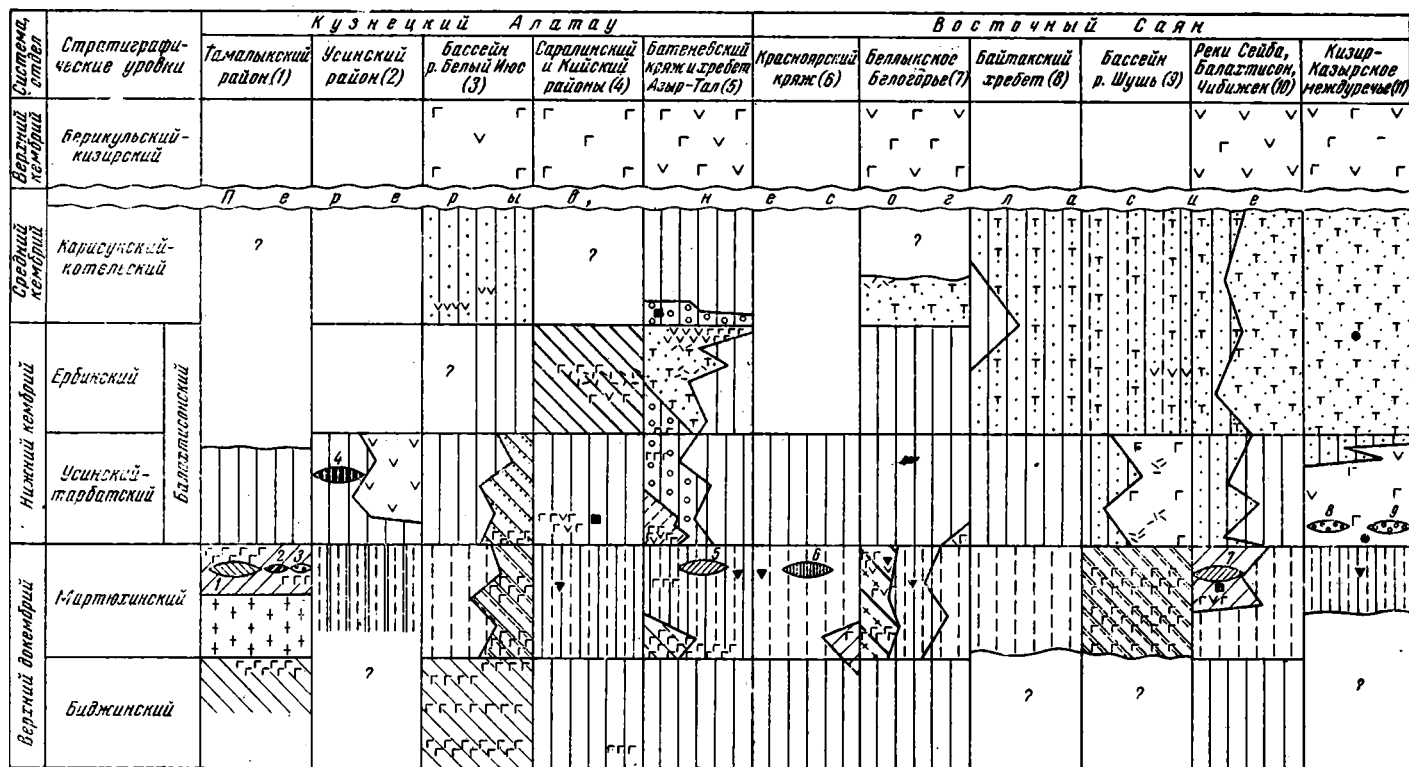
| Система           | Отдел   | Кузнецкий Алатау, Батеневский<br>кряж, Беллыкское Белогорье | Восточный Саян (кроме Беллык-<br>ского Белогорья) |
|-------------------|---------|-------------------------------------------------------------|---------------------------------------------------|
|                   |         | Свиты                                                       |                                                   |
| Жембрийская       | Верхний | Берикульская                                                | Кизирская                                         |
|                   | Средний | Перерыв, несогласие                                         |                                                   |
|                   |         | Карасукская                                                 | Котельская                                        |
|                   | Нижний  | Ербинская                                                   | Балахтисонская                                    |
|                   |         | Усинская                                                    | Тарбатская                                        |
| Верхний докембрий |         | Мартюхинская                                                |                                                   |
|                   |         | Биджинская                                                  |                                                   |

фириты, туфы, тефрогенные алевролиты, редко доломиты, аргиллиты; радиоляриты и спонголиты-радиоляриты, аргиллиты, известняки, алевролиты, туффиты, редко песчаники; кристалло-литокластические туфы, гравелиты и конгломераты, туффиты и тефрогенные алевролиты, диабазовые порфириты, известняки, редко радиоляриты. В приосевой части западного склона Кузнецкого Алатау — залежи марганцевых руд Усинского месторождения. **Ербинская свита** (до 1000 м): кристаллически-зернистые и биоморфные известняки; различные известняки, пепловые туфы и туффиты кислого и среднего состава, лидиты, редкоосновные и кислые эффузивы, разнотермные тефрогенные песчаники; конгломераты, песчаники, единичные пласты известняков и алевролитов, потоки диабазовых порфиритов; преимущественно кислые лавы и туфы, известняки, редкие радиоляриты; тефрогенные песчаники, алевролиты, аргиллиты.

**Средний кембрий.** **Карасукская свита** (до 2000 м): известняки темные плитчатые, редко светлые массивные; алевролиты, прослои и пласты известняков, гравелитов, тефрогенных песчаников, туффитов, аргиллитов; тефрогенные алевролиты, песчаники, аргиллиты, линзы известняков; известняки, алевролиты, единичные тела порфиритов, туффитов.

**Верхний кембрий.** **Берикульская свита** (более 1400 м): диабазы и диабазовые порфириты, туфы, непостоянно андезитовые порфириты.

**Юго-западный склон Восточного Саяна (кроме Беллыкского Белогорья).** **Верхний докембрий.** **Биджинская свита** (более 1000 м): темные кристаллически-зернистые известняки, единичные пласты и линзы лидитов, доломитов, тефрогенных алевролитов; локально основные эффузивы, пласты туфов, редкие линзы лидитов, известняков, аргиллитов. **Мартюхинская свита** (более 2300 м): кристаллически-зернистые и водорослевые доломиты, единичные прослои и пласты известняков, фосфоритов, лидитов; диабазы, туфогенные алевролиты и аргиллиты, доломиты, известняки; доломиты, известняки, темные глинистые сланцы, лидиты, редко туфы и лавы, тефрогенные песчаники, фосфориты.



**Нижний кембрий.** Балахтисонская свита (до 3500 м): светлые и серые биоморфные и кристаллически-зернистые известняки, редкие пласты песчаников и сланцев; известняки, конгломераты, аргиллиты, алевролиты и песчаники, редко туфы, порфириды. Т а р б а т с к а я с в и т а (до 4500 м): диабазы и диабазовые порфириды, спилиты, андезитовые порфириды, кератофиры, альбитофиры, кварцевые порфиры, туфы, немногочисленные пласты песчаников, конгломератов, известняков, алевролитов, единичные пласты и линзы гематит-магнетитовых руд.

**Средний кембрий.** Котельская свита (более 2000 м): песчаники, алевролиты, аргиллиты, известняки, мелкие пласты туфов, единичные потоки диабазовых порфиритов, линзы гравелитов и конгломератов; алевролиты, песчаники, известняки, доломиты; песчаники и алевролиты, гравелиты, туфы, основные эффузивы; тефрогенные алевролиты и песчаники, пепловые туфы, аргиллиты.

**Верхний кембрий.** Кизирская свита (до 1500 м): разнообразные порфириды, туфы, линзы тефрогенных песчаников и конгломератов.

Общая наиболее полная мощность рассматриваемых отложений превышает 9—10 тыс. м.

Перманентность вулканизма — отличительная черта позднего докембрия и кембрия. А вулканические уровни ранга свит и подсвит практически отсутствуют, однако регионально распространенная мощная вулканогенная толща имеется только в верхнем кембрии<sup>1</sup>. В Восточном Саяне крупные компактные массы вулканогенных пород залегают также в нижнем кембрии (тарбатская свита в Кизир-Казырском синклиории). В остальных районах лавы и туфы образуют массивы линзоподобной формы мощностью до нескольких сотен метров и протяженностью до первых десятков километров, более сложно построенные тела общей линзоподобной формы с многократными вклиниваниями осадочных пород, а также небольшие пакки и группы сближенных мелких тел, разбросанных пластами осадочных пород. В осадочных толщах развиты также пласты мелкообломочных туфов и туффитов вне видимой связи с лавами.

На фоне общего большого разнообразия вулканогенных и осадочных породных ассоциаций (фиг. 2) отчетливо преобладают лаво-карбонатные парагенезы. Роль обломочных пород, среди которых доминируют тефрогенные разности, явно второстепенна; яшмы отсутствуют. Наиболее

<sup>1</sup> В дальнейшем вулканогенные накопления берикунской и кизирской свит не рассматриваются.

Фиг. 2. Породные ассоциации верхнего докембрия и кембрия восточного склона Кузнецкого Алатау и юго-западного склона Восточного Саяна. Составили Г. Н. Бровков, Д. К. Балицкий, В. М. Ярошевич

Породные ассоциации: 1 — известняковая; 2 — доломитовая; 3 — кремнисто-доломитовая; 4 — кремнисто-известняково-доломитовая; 5 — терригенно-известняковая; 6 — вулканогенно-известняковая; 7 — доломито-вулканогенно-известняково-туфогенная; 8 — кремнисто-вулканогенно-черносланцево-карбонатная; 9 — кремнисто-туфогенно-доломито-известняковая; 10 — известняково-вулканогенная; 11 — вулканогенно-известняково-доломитовая; 12 — доломито-кремнисто-известняково-вулканогенная; 13 — известняково-радиолярито-туфогенная; 14 — туфогенно-терригенная; 15 — туфогенно-вулканогенная; 16 — туфогенно-карбонатно-терригенная; с доломитами и известняками (а), с известняками (б); 17 — терригенно-вулканогенно-известняковая; 18 — вулканогенная с продуктами основного (а), среднего (б) и кислого (в) состава

Типы продуктивных парагенезов пород на месторождениях и основных рудопроявлениях. Фосфоритовые: 19 — карбонатный; 20 — кремнисто-карбонатный; 21 — кремнисто-карбонатно-сланцевый. Марганцевые: 22 — известняковый; 23 — фосфорито-кремнисто-карбонатный; 24 — предположительно карбонатный, впоследствии метаморфизованный. Железные: 25 — кремнисто-карбонатно-вулканогенный; 26 — карбонатно-сланцево-вулканогенный.

Мелкие рудопроявления: 27 — фосфатные; 28 — марганцевые; 29 — железные. Цифры в колонках — показанные месторождения и основные рудопроявления. Фосфориты: 1 — Тамалыкское; 5 — Карасынское, Юлнское, Богдское; 6 — Бирюсинско-Саржаковское; 7 — Быскарское. Марганцевые руды: 2 — Инейское; 3 — Багасское и Тамалыкское; 4 — Усинское. Железные руды: 8 — Чернореченское; 9 — Белокитатское.

Цифры в головке (в скобках) — пайоны, нанесенные на фиг. 1

значительный вулканизм часто совпадал во времени со сменой крупных породных ассоциаций типа формаций (зоны перехода от биджинской к мартюхинской свите, от мартюхинской к усинской и др.); в Кузнецком Алатау эта тенденция проявилась значительно более отчетливо, чем в Восточном Саяне.

Среди лав резко преобладают основные разности; далее в порядке распространенности следуют андезитовые порфиры, кератофиры, кварцевые порфиры, альбитофиры. Все они относятся к щелочно-земельному и известково-щелочному рядам. В Кузнецком Алатау в интервале верхний докембрий — средний кембрий наблюдается изменение состава вулканических продуктов в сторону повышения кислотности и щелочности и усиления общей дифференцированности. В Восточном Саяне подобная закономерность выражена намного слабее, а породы отличаются несколько более высокой щелочностью.

### МАСШТАБЫ ВУЛКАНИЗМА

Вулканизм сопровождался выносом больших количеств твердых, жидких и газообразных ювенильных продуктов. На каждом квадратном километре площади современного распространения рассматриваемых отложений в позднедокембрийскую и ранне-среднекембрийскую эпохи накопилось 0,71 (Кузнецкий Алатау) — 2,84 (Восточный Саян) км<sup>3</sup> твердых вулканогенных продуктов. Среднее содержание лав, туфов и обломочных пород (тефрогенных и вулканотерригенных) в разрезах составляет соответственно 6,2, 4,6 и 9,6% в Кузнецком Алатау и 20, 4,2 и 12% в Восточном Саяне; коэффициенты эксплозивности (по Беммелену) соответственно 58 и 40 (с учетом существенно тефрогенных обломочных пород). Если полученные данные распространить на всю площадь восточного склона Кузнецкого Алатау и юго-западного склона Восточного Саяна, то общий объем накопившихся твердых вулканогенных продуктов превысит 152 тыс. км<sup>3</sup>. Максимальная концентрация вулканогенных продуктов наблюдается в нижнем кембрии, минимальная — на уровне биджинской свиты.

Оценивая ориентировочно силу вулканических извержений по коэффициентам эксплозивности и учитывая существование тесной связи между силой извержений и насыщенностью магмы летучими, мы попытались

Таблица 2

Количество выделенных магмой воды и летучих на 1 км<sup>2</sup> площади

| Стратиграфические интервалы | Кузнецкий Алатау      |            | Восточный Саян        |            |
|-----------------------------|-----------------------|------------|-----------------------|------------|
|                             | вода, км <sup>3</sup> | летучие, т | вода, км <sup>3</sup> | летучие, т |
| Средний кембрий             | 0,006                 | 1000       | 0,053                 | 12000      |
| Ранний кембрий              | 0,015                 | 3000       | 0,060                 | 13000      |
| Поздний докембрий           | 0,011                 | 3000       | 0,015                 | 3000       |
| Всего                       | 0,032                 | 7000       | 0,128                 | 28000      |

определить объемы поступивших к поверхности ювенильных воды и газов. Извержения в целом были отнесены к категории рядовых, для которых наиболее вероятная величина выделявшихся при взрывах летучих составляет 1—2,5 (Мархинин, 1967), в среднем 2%. Исходя из объемов и веса вулканогенных пород и считая, что 80—85% летучих представлено парами воды, получаем количества выделенных магмой воды и газообразных продуктов, представленные в табл. 2. На всей рассматриваемой площади в течение позднего докембрия, раннего и среднего кембрия поступило ювенильной воды около 6,9 тыс. км<sup>3</sup> и летучих около

1,5 млрд. т. Вынос воды в действительности был большим благодаря подтоку терм вдоль проницаемых зон разломов вдали от очагов извержений. В составе сорбированного комплекса пирокластики поступило около 1,7 млрд. т вещества (Fe, Mn, P и др.)<sup>2</sup>.

## ВУЛКАНИЗМ И РАСПРОСТРАНЕНИЕ РАССЕЯННЫХ ЭЛЕМЕНТОВ

Фоновые содержания рассеянных элементов<sup>3</sup> в большинстве случаев ниже кларковых в аналогичных породах земной коры и только в аргиллитах и сланцах региона и земной коры содержания большинства элементов близки. По степени общей концентрации элементов породы образуют следующий нисходящий ряд: основные эффузивы и туфы, аргиллиты и сланцы — эффузивы и туфы среднего и кислого состава, песчаники и алевролиты — кремнистые породы — доломиты и известняки. В песчаниках и алевролитах каких-либо устойчивых закономерностей и связей в изменениях концентраций не наблюдается; можно говорить лишь о слабо выраженной тенденции снижения содержаний в тех разностях отложений, которые формировались в обстановке подвижной среды, благоприятствовавшей общему рассредоточению материала. Среди глинистых пород наиболее высоким общим уровнем концентрации большинства элементов обладают черные «сланцы» фосфоритоносных толщ: по сравнению с региональными кларками в них в полтора — два раза больше P, V, Ti, Cr, Ni, Ba, значительно более широкий спектр прочих элементов. Известняки, доломиты и лидиты из вулканогенно-осадочных градаций в формациях, сложенных преимущественно или существенно осадочными породами, по сравнению с такими же породами из разрезом, лишенных вулканогенных пород, обладают повышенными содержаниями многих элементов (табл. 3); коэффициент концентрации по отношению

Таблица 3

Содержания некоторых рассеянных элементов в известняках, доломитах и кремнистых породах карбонатных и вулканогенно-осадочных градаций Восточного Саяна и Кузнецкого Алатау  
(по данным полуколичественного спектрального анализа,  $1 \cdot 10^{-3}\%$ )

| Элементы | Известняки                 |                        |                                                              | Доломиты                   |                        |                                                              | Лидиты      |                        |                                                              |
|----------|----------------------------|------------------------|--------------------------------------------------------------|----------------------------|------------------------|--------------------------------------------------------------|-------------|------------------------|--------------------------------------------------------------|
|          | градации формаций          |                        |                                                              |                            |                        |                                                              |             |                        |                                                              |
|          | известняковые, доломитовая | вулканогенно-осадочные | коэффициент концентрации для вулканогенно-осадочных градаций | доломитовая, известняковая | вулканогенно-осадочные | коэффициент концентрации для вулканогенно-осадочных градаций | карбонатные | вулканогенно-осадочные | коэффициент концентрации для вулканогенно-осадочных градаций |
| P        | 6                          | 34                     | 5,7                                                          | 36                         | 38                     | 1                                                            | 22          | 68                     | 3,1                                                          |
| Mn       | 18                         | 98                     | 5,4                                                          | 27                         | 76                     | 2,8                                                          | 30          | 51                     | 1,7                                                          |
| V        | <1                         | 1,5                    | >2                                                           | <1                         | <1                     | 1                                                            | 4           | 4,5                    | 1                                                            |
| Ti       | 23                         | 70                     | 3,0                                                          | 4                          | 19                     | 4,7                                                          | 50          | 92                     | 1,8                                                          |
| Sr       | 77                         | 27                     | 0,4                                                          | 6                          | 34                     | 5,7                                                          | 2           | 5                      | 2,5                                                          |
| Ba       | 8                          | 27                     | 3,4                                                          | 4                          | 11                     | 2,7                                                          | 3           | 11                     | 3,7                                                          |
| Cu       | <1                         | 2                      | >3                                                           | 1                          | 1,5                    | 1,5                                                          | 2           | 4                      | 2                                                            |

к известняковой и доломитовой градациям составляет в среднем 2,2. В карбонатных и кремнистых породах из вулканогенно-осадочных градаций богаче набор прочих рассеянных элементов (As, Zn, B, Ag, Mo, Cd и др.). Аналогичные тенденции в еще более резко выраженной форме на-

<sup>2</sup> При расчетах величина сорбированного комплекса принималась равной 1% массы пирокластики.

<sup>3</sup> Выводы основаны на результатах обработки данных по 5860 полуколичественным спектральным анализам.

блюдаются в карбонатных и кремнистых породах из фосфоритоносных пачек. Содержания рассеянных элементов максимальны в породах наиболее контрастно построенных формаций — мартюхинской, усинской, карасукской (ербинская и карасукская свиты).

## ВУЛКАНИЗМ И ДОЛОМИТООБРАЗОВАНИЕ

Отсутствие надежных индикаторов условий доломитообразования в древних толщах сильно затрудняет решение вопросов, связанных с ролью вулканизма, и заставляет опираться прежде всего на анализ породных ассоциаций. Чрезвычайно важным обстоятельством является отчетливо выраженная приуроченность единственной в разрезе крупной (мощностью до 1500—2000 м и более) регионально существенно доломитовой толщи к верхней части верхнего докембрия (мартюхинская свита, см. фиг. 2). На остальных уровнях, несмотря на обилие карбонатных пород, присутствуют лишь редкие пласты или маломощные пачки доломитов. Бедные известняками доломитовые разрезы мартюхинской свиты практически всегда лишены вулканогенных пород или крайне бедны ими; в карбонатно-вулканогенных разрезах свиты наряду с доломитами всегда присутствуют известняки в различных количественных соотношениях вплоть до преобладания. В зонах стыка известняковых толщ других свит с вулканогенными доломиты нигде не формировались; встречающиеся в составе вулканогенных толщ линзы карбонатных пород представлены практически только известняками. Напряженность вулканизма в мартюхинское время была несколько большей, чем в биджинское (в Кузнецком Алатау, например,  $0,137 \text{ км}^3$  твердых вулканогенных продуктов на  $1 \text{ км}^2$  площади против  $0,111 \text{ км}^3$ ), но заметно слабее по сравнению с раннекембрийской эпохой ( $0,137 \text{ км}^3$  вулканитов против  $0,327 \text{ км}^3$  на  $1 \text{ км}^2$  площади в Кузнецком Алатау и  $0,320 \text{ км}^3$  против  $1,315 \text{ км}^3$  в Восточном Саяне), когда сформировались крупные известняковые толщи, весьма бедные доломитами. Общие петрохимические особенности лав существенно доломитового мартюхинского уровня и смежных свит принципиально аналогичны.

Изложенные факты позволяют утверждать, что вулканизм не был стимулятором доломитообразования, как это считают некоторые геологи (Еганов, 1968, и др.); более того, в ближайшей сфере влияния он тормозил садку доломита, являясь местным регулятором режима углекислоты и pH. Доломитообразование обязано общим потенциально благоприятным палеогеографическим и палеогидрохимическим условиям, существовавшим на огромных пространствах Азии в конце позднего докембрия, когда сформировались крупные доломитовые толщи во многих районах (Средняя Сибирь, Анабарский и Алданский щиты, Китайская платформа). Массовое накопление седиментационных доломитов на площади региона прекратилось в начале раннего кембрия.

## МЕСТО В РАЗРЕЗЕ И ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА КРЕМНИСТЫХ ПОРОД

В петрофонде верхнего докембрия и кембрия кремнезем присутствует почти всегда в качестве акцессорного и второстепенного компонента. Он реализуется в лититах, радиоляритах, стяжениях кремней.

Лититы — темно-серые и почти черные преимущественно массивные однородные породы, редко со следами средне- и мелкомасштабной горизонтальной слоистости, и брекчиевидные. Слагаются главным образом криптокристаллическим кварцем, непостоянно содержат небольшую примесь гидрослюда, хлорита, пирита, апатита, кальцита, доломита, дисперсное углеродистое вещество, изредка — слепки полостей раковин радиолярий, а также прослои и линзы внешне сходных фосфоритов. Типовые усредненные содержания главных компонентов, % :  $\text{SiO}_2$  84,2 —

30,4;  $\text{TiO}_2$  0,1—0,4;  $\text{Al}_2\text{O}_3$  1,2—1,3;  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  0,6—0,9;  $\text{FeO}$  0,8—2,6;  $\text{MnO}$  0,05—0,11;  $\text{MgO}$  0,62—1,5;  $\text{CaO}$  1,2—5,4; S сульфид. 0,03—0,05;  $\text{P}_2\text{O}_5$  0,13—1,02<sup>4</sup>.

Радиоляриты — серые и темно-серые) иногда с кремовым оттенком, обычно слоистые породы. В микрозернисто-криптокристаллическом халцедон-кварцевом (кварцевом) базисе содержатся многочисленные аналогичные по составу сферические слепки раковин радиолярий и непостоянно спикулы губок; некоторые пласты обогащены спикулами и являются спонголитом-радиоляритами, редко радиолярито-спонголитами. Часть слепков и спикул слагается хлоритом. В базисе непостоянно фиксируется примесь такого же состава, что и в лидитах, а также барит, неотчетливые контуры мелкой пирокластики. Анализ пяти образцов показал следующие результаты, %:  $\text{SiO}_2$  84,0—89,6;  $\text{TiO}_2$  0,1—0,3;  $\text{Al}_2\text{O}_3$  2,7—5,2;  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  0,4—1,2;  $\text{FeO}$  1,7—2,2;  $\text{MnO}$  0,04—0,08;  $\text{MgO}$  0,2—1,6;  $\text{CaO}$  0,3—3,6;  $\text{P}_2\text{O}_5$  следы — 0,13. Некоторые пласты радиоляритов высококарбонатны или содержат повышенные количества глинистого материала.

Кремни преимущественно серые и темно-серые, образуют крайне разнообразны по форме стяжения — от неправильно-изометричных до уплощенных линзовидных. Они слагаются криптокристаллическим кварцем; среди минералов-примесей установлены кальцит, доломит, апатит, гидрослюда, пирит. Их химический состав близок к лидитам.

Среди кремнистых пород резко преобладают лидиты, образующие линзовидные пласты протяженностью до нескольких сотен метров (иногда до 1500—2000 м) и мощностью 3—25 м (редко до 60—80 м). Для радиоляритов типично мелко-среднепластовое (до 1—1,5 м) наслоение. Показательно этажное распространение кремнистых пород: почти все лидиты сосредоточены в верхней половине разреза мартюхинской свиты; в Кузнецком Алатау их мелкие пласты изредка встречаются также в усинской (низы), ербинской (верхи), карасукской (низы) свитах. Радиоляриты встречаются главным образом в усинской свите; редкие прослои присутствуют в мартюхинской (верхи), балахтисонской и карасукской свитах. Стяжения кремней рассеяны по всему разрезу, но их роль особенно значительна в мартюхинской свите, минимальная — в биджинской и балахтисонской. Вместе с тем и на уровнях наибольшей встречаемости все кремнистые породы развиты крайне неравномерно, то полностью отсутствуя, то составляя 2—6%, редко 25—40% мощности видимой части разреза свиты.

Чрезвычайно характерна тесная связь лидитов с карбонатными отложениями, среди которых они образуют разобщенные тела или группы пластов, причем лидиты особенно типичны для известняково-доломитовых пачек, гораздо реже встречаясь в доломитовых толщах и очень редко — в известняковых. Лидиты являются также обычным членом (до 6% объема) ограниченно распространенных фосфоритоносных черносланцево-известняково-доломитовых ассоциаций, включающих местами единичные тела эффузивов; сами лидиты нередко фосфоритоносны или обладают повышенной фосфатностью. Только в западной части Беллыкского Белогорья значительное количество линзовидных пластов лидитов залегает в ассоциации с известняками, доломитами, тефрогенными алевролитами и преобладающими основными лавами и туфами, причем единичные их пласты расположены среди лав. В компактных вулканогенных толщах лидиты нигде не встречены.

Радиоляриты наиболее тесно ассоциируют с темными аргиллитами или аргиллитами, пепловыми туфами (туффитами), тефрогенными алевролитами и известняками, встречаются иногда среди известняков в пачках дробно переслаивающихся аргиллитов и лидитов; в существенно вул-

<sup>4</sup> По данным 40 анализов. Все химические анализы выполнялись в Центральной лаборатории Западно-Сибирского геологического управления (г. Новокузнецк).

каногенных толщах и в непосредственном соседстве с эффузивами они отсутствуют. Стяжения кремней типичны для известняково-доломитовых ассоциаций; значительно менее часто они встречаются в известняках, пепловых туфах и туффитах, еще реже в аргиллитах, тефрогенных алевролитах, радиоляритах.

Подавляющая масса кремнистых пород, и прежде всего лидитов, существуя в собственно вулканогенных, обломочных и однородных известняковых толщах, концентрируется по периферии известняково-доломитовых и существенно известняковых толщ, тяготея по латерали к вулканогенным пачкам и залегая также выше них. Радиоляриты, отличаясь породными парагенезами от лидитов, по отношению к вулканогенным ассоциациям занимают близкую позицию. По латерали расстояния от ближайших участков развития главным образом лавовых накоплений не превышают нескольких десятков километров. Эти признаки, а также принадлежность рассматриваемой территории к средним частям геосинклинального бассейна, где спорадически существовала лишь мелкая островная суша вулканического происхождения, позволяют предполагать, что вулканизм явился не только важным дополнительным источником кремнезема, но и фактором, благоприятствовавшим переводу его в осадок. Сказанное хорошо согласуется с большим сходством внешнего облика, структуры и состава лидитов из карбонатно-вулканогенных и известняково-доломитовых ассоциаций. Морфология и размеры тел лидитов, их довольно высокая степень чистоты и преобладание среди примесей карбонатов свидетельствуют о локализации кремненакопления на небольших площадях и концентрированном протекании процесса; это были зоны разгрузки термальных вод и ложбины-отстойники с аномально пониженным режимом pH и благоприятным нисходящим температурным градиентом. Обособленность районов и уровней развития радиоляритов лишний раз иллюстрирует справедливость положения Н. М. Страхова (1963) о невозможности хемогенной фиксации кремнезема при активном его биогенном осаждении.

Отсутствие яшм, оторванности кремнистых пород от лав и туфов и тесная ассоциация с карбонатными породами, отсутствие ясных взаимосвязей между формированием спилитов и активизацией кремненакопления — характерные черты позднекембрийских и кембрийских отложений Восточного Саяна и Кузнецкого Алатау, отличающие их от многих других содержащих кремнистые породы геосинклинальных вулканогенно-осадочных образований, как это видно из сводки И. В. Хворовой (1968). Наряду с выделяемыми И. В. Хворовой эффузивно-кремнистыми, туфо-кремнистыми и терригенно-кремнистыми формациями правомерно обособление кремнисто-карбонатных ассоциаций.

#### ПОЛОЖЕНИЕ ФОСФОРИТОВ, МАРГАНЦЕВЫХ И ЖЕЛЕЗНЫХ РУД

Основные рудопоявления распространены в наиболее сложно построенном вулканогенно-осадочном комплексе верхней части верхнего кембрия (фосфориты) и нижней половины нижнего кембрия (марганцевые и железные руды) общей мощностью около 1500 м (см. фиг. 2). Единичные рудопоявления марганца фиксируются также в низах среднего кембрия.

Фосфориты отчетливо тяготеют к карбонатным, кремнисто-карбонатным и кремнисто-черносланцево-карбонатным толщам, однако не связаны строго с каким-либо определенным типом пород или их сочетанием. Они не встречаются среди лав и туфов и практически постоянно отдалены от вулканогенных накоплений. Фосфориты непосредственно подстилаются и перекрываются (в различных вариантах) доломитами, известняками, лидитами, черными «сланцами» (аргиллитами); особенно показателна тесная ассоциация с доломитами и лидитами, от которых фосфо-

риты нередко внешне трудно отличимы. Они слагают линзы и линзовидные пластовые тела длиной до нескольких сотен метров при мощности до 25 м, в редких случаях протяженность их превышает 1800 м при мощности сложно построенного пласта до 46 м. Отчетливо преобладают кремнистые первично некарбонатные и слабокарбонатные разности с хомогенными криптокристаллическими, иногда микрозернистыми структурами, со следами постседиментационного брекчирования. Встречаются линзы существенно фосфоритовых гравелитов. Самостоятельные пласты мономинеральных фосфоритов крайне редки. Типичны темная окраска, отсутствие примеси терригенного материала и большая изменчивость химического состава, %:  $P_2O_5$  5,7—40,3;  $SiO_2$  0,2—76,5;  $Fe_2O_3$  0,2—4,2;  $MnO$  0,01—1,6;  $MgO$  0,1—13,7;  $CaO$  8,8—55,8.

Единственное крупное в Кузнецком Алатау Усинское месторождение марганца иллюстрирует тесную парагенетическую связь оруденения с известняками; лишь на отдельных участках локально значительно развиты глинистые и кремнисто-глинистые «сланцы». Известняки слагают почву и нерудные прослои (темные слоистые разности), а также кровлю (светлые рифогенные) продуктивной толщи; руды практически только карбонатные и нередко содержат примесь сульфидов (преимущественно пирротин, пирит). Показательны широкие колебания состава, %:  $SiO_2$  до 11—12;  $Fe_2O_3 + FeO$  до 12,7;  $MnO$  5—48,8;  $P_2O_5$  обычно до 0,2—0,3, редко до 2,5; S до 5,9 (Варенцов, 1962; Ходак и др., 1966). Протяженность рудных пластов до 1500 м, мощность до 8—15 м, редко до 50—60 м. Вулканогенные породы отдалены от месторождения на 10—15 км (Варенцов, 1962; Соколова, 1961). Изредка бедное марганцевое оруденение фиксируется также в доломитах и фосфоритах (участок Тамалыкского фосфоритового месторождения), в существенно карбонатных толщах с пластами лидитов и потоками лав (Мазульское месторождение) или в мергелеподобных пачках, впоследствии метаморфизованных (Багзасское и Инейское рудопроявления). В Восточном Саяне убогая рассеянная марганцевая минерализация наблюдается в разнообразных породных ассоциациях.

Для железоносных пачек типична тесная связь с вулканогенными породами, причем наиболее обычен непосредственный парагенез руд с туфами. Песчаники и известняки присутствуют в качестве «пород-акцессориев», соседство которых с рудными прослоями наблюдается довольно редко; в таких случаях известняки оказываются окремненными и, как исключение, слабо оруденелыми. Форма рудных тел линзовидная, текстура сложная полосчатая. Руды главным образом магнетит-гематитовые, однако непостоянно присутствуют сульфиды; иногда они близки к железистым кварцитам. В богатых разностях руд установлено, %:  $Fe_2O_3 + FeO$  до 85 (обычно 30—50); типовые содержания  $MnO$  0,04—0,36 (редко до 5,2);  $P_2O_5$  0,12—0,50;  $Al_2O_3$  0,6—3,3;  $SiO_2$  22,0—51,9;  $TiO_2$  0,10—0,6. Количество рудных тел от 1—3 до 14 (Белокитатское месторождение), обычная мощность 1—5 м (редко до 15—20 м) при протяженности до 1,5 км.

Фосфориты обладают наиболее широким спектром породных связей; он сужается и видоизменяется у марганцевых и особенно железных руд. Соответственно изменяется и состав пород — носителей продуктивной минерализации: лидиты и доломиты у фосфора, известняки у марганца, туфы у железа. В итоге наблюдается отчетливое пространственное разобщение главных рудопроявлений рассматриваемых металлов. Лишь мелкомасштабная марганцевая минерализация (марганцовистые известняки и доломиты) местами сопровождает залежи фосфоритов в кремнисто-вулканогенно-черносланцево-карбонатной ассоциации (Сейбинское и Тамалыкское месторождения). Фосфориты, как правило, крайне бедны марганцем и железом; значительные количества железа в виде пирита и пирротина сосредоточены, однако, в черных сланцах, которые обога-

щены также титаном (рутил) и местами ванадием. Железные руды содержат небольшие сверхкларковые количества окислов марганца и фосфора и нигде не сопровождаются залежами марганцевых руд или фосфоритов. Рудным концентрациям марганца обычно сопутствует небольшой рост содержаний железа, появление следов галенита, арсенопирита, халькопирита (Ходак и др., 1966).

Вулканогенно-осадочное происхождение залежей железных руд ни у кого не вызывает сомнений. Ассоциация существенно вулканогенных продуктивных горизонтов с морскими отложениями, отсутствие следов перерывов и выветривания, пластов грубообломочных пород в сочетании с зеленокаменным изменением лав и туфов дает основание предполагать концентрацию рудного материала на морском дне в результате выноса подводными эксгальциями и термами. Первичная минеральная форма соединений железа остается неясной. Бедность магнетит-гематитовых руд марганцем скорее всего обусловлена его низкими содержаниями в термах. Могла иметь место и химическая сепарация, при которой марганец значительно смещался от участков выхода терм. Реальность подобных процессов была показана недавно З. В. Пушкиной (1967) и Г. Ю. Бутузовой (1968) на примере района кальдеры о. Санторин.

Вопросы генезиса марганцевых руд Кузнецкого Алатау в последнее время обсуждались неоднократно (Варенцов, 1962; Соколова, 1961; Ходак и др., 1966, и др.). Разнообразный фактический материал свидетельствует в пользу гипотезы Е. А. Соколовой, предполагающей вулканический источник марганца и концентрацию рудного вещества в межкрифических отстойниках. Руды формировались в резко выраженной восстановительной обстановке, что наглядно иллюстрирует склонность марганца к значительному накоплению в водоемах с застойными водами. Частые взаимопереходы от богатых родохрозитовых руд к марганцовистым известнякам и неравномерное распространение сульфидов и некоторых других минералов свидетельствует о пульсирующем поступлении рудного вещества и неоднородности геохимических условий на стадии диагенеза.

Значительно сложнее решается вопрос об условиях образования фосфоритов. В отложениях позднего докембрия и раннего кембрия отсутствуют признаки существования самостоятельной стадии фосфатонакопления в общей последовательности стадий хемогенной седиментации. Конкретные варианты параметров среды и путей фосфатонакопления были разнообразными так же, как и у лидитов, и для этих процессов правомерно высказывание К. Б. Краускопфа (1963), сделанное применительно к кремневым породам, о том, что их образование «является скорее геологической, а не химической проблемой» (стр. 229).

Условия массового доломитообразования в конце позднего докембрия явились важной предпосылкой фосфатонакопления, так как на этой стадии фосфат-ион достигал наибольшего насыщения. Бассейновые воды мартюхинского времени были основным источником фосфора; это, в частности, подтверждается региональными повышенными его содержаниями в доломитовых и известняково-доломитовых толщах (0,037% против 0,006—0,008%<sup>5</sup> в подстилающих биджинских и перекрывающих усинских известняках). Для того чтобы произошел концентрированный сброс фосфатов в осадок (без подавляющего разбавления карбонатами), необходимо было появление специфических условий с пониженными значениями pH в области 7,0—7,5 (Крумбейн, Гаррелс, 1960), которые бы затормозили садку не только доломита, но и кальцита. Реализация таких условий могла осуществиться на ограниченных участках, и главной

---

<sup>5</sup> По данным более 2000 полуколичественных спектральных анализов.

причиной был вулканизм. Термы и эксталяции явились не только регулятором местных режимов пониженных рН и Eh среды, но и важным источником дополнительных масс фосфора. Большое сходство пространственного положения залежей фосфоритов и лидитов по отношению к участкам развития вулканогенных накоплений и залегание части фосфоритов внутри более мощных пластов лидитов, значительный рост содержания фосфора (и целого ряда рассеянных элементов) в карбонатных породах и лидитах из осадочно-вулканогенных градаций (см. табл. 3), разнообразие сочетаний в фосфоритсодержащих породных парагенезах, повышенные содержания (в 1,5—4 раза)  $P_2O_5$  в эффузивах мартюхинского уровня по сравнению со смежными — все это говорит в пользу значимости влияния вулканизма на фосфатонакопление. Естественно, важным было соблюдение условий сосредоточенного действия термальных струй или потоков; в противном случае происходило рассеяние материала или площадная повышенная зараженность карбонатных отложений фосфатами и кремнеземом, примеры чего в рассматриваемых отложениях не единичны.

Имеющиеся в настоящее время материалы по вулканогенным породам Восточного Саяна и Кузнецкого Алатау недостаточны для всесторонней оценки роли петрологических и петрохимических факторов в формировании залежей фосфоритов, марганцевых и железных руд.

### НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ПОСТСЕДИМЕНТАЦИОННЫХ ИЗМЕНЕНИЙ ОТЛОЖЕНИЙ

Умеренная дислоцированность и глубины погружения нижних (до 13—16 км) и верхних (до 6—8 км) свит верхнего докембрия и кембрия предопределили сравнительно невысокий уровень вторичных преобразований пород, не выходящих за границы фации зеленых сланцев. В лавах и туфах развиты кальцитизация, хлоритизация, альбитизация, значительно меньше эпидотизация, гидрослюдизация, пренитизация, каолинизация, окварцевание; в немногих случаях они преобразованы в сланцеподобные породы. Показательно отсутствие цеолитов среди продуктов преобразования пирокластики; в сводном разрезе палеозоя и верхнего докембрия восточных районов Саяно-Алтайской области они последний раз встречаются в нижнем девоне. Обломочные породы<sup>6</sup> полностью сохраняют главные структурные и текстурные признаки, однако для них характерны активное внутрислойное растворение, полная альбитизация плагиоклазов, развитие гидрослюд и хлоритов по обломкам лав и минералов. В аргиллитах (иногда сланцеподобных) господствует хлорит-гидрослюдистая ассоциация. В лидитах и кремнях преобладают криптокристаллические аллотриоморфные и субгранобластовые структуры. Известняки перекристаллизованы крайне неравномерно, от мелкокриптокристаллических до крупнокристаллических мраморовидных; доломиты преимущественно мелкокристаллические. Органогенные структуры в карбонатных породах частично стертые. Качественный диапазон конкрециеобразования резко сужен, и в значительных интервалах разреза оно подавлено; лишь фосфоритоносная мартюхинская свита выделяется часовым формированием кремневых конкреций и значительными масштабами кварцевой минерализации в доломитах, что обязано вулканизму.

Диagenетическая перегруппировка материала, несомненно, имела место при образовании залежей фосфоритов и марганцевых руд, однако количественная оценка ее масштабов требует специальных исследований.

<sup>6</sup> Собственно терригенные породы отсутствуют; распространены лишь тефрогенные и вулканотерригенные разности.

## ЛИТЕРАТУРА

- Бутузова Г. Ю. Современные осадки в кальдере острова Санторин и влияние вулканизма на их образование. В кн. Геохимия осадочных пород и руд. «Наука», 1968.
- Варенцов И. М. О геохимии Усинского марганцевого месторождения в Кузнецком Алатау. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 70, 1962.
- Еганов Е. А. Геосинклинальные фосфориты Сибири и Дальнего Востока. «Наука», 1968.
- Краускопф К. Б. Геохимия кремнезема в среде осадкообразования. В кн. Геохимия литогенеза. Изд-во иностр. лит., 1963.
- Крумбейн В. С., Гаррелс Р. М. Происхождение и классификация химических осадков в зависимости от pH и окислительно-восстановительных потенциалов. В кн. Термодинамика геохимических процессов. Изд-во иностр. лит., 1960.
- Литология среднепалеозойского вулканогенно-осадочного комплекса впадин востока Саяно-Алтайской складчатой области. «Наука», 1967.
- Мархинин Е. К. Роль вулканизма в формировании земной коры. «Наука», 1967.
- Пушкина З. В. Железо, марганец, кремний, фосфор, бор, алюминий в морской воде района вулкана Санторин (Эгейское море) — Литол. и полезн. ископ., № 2, 1967.
- Соколова Е. А. Положение Усинского месторождения в отложениях кембрия хребта Кузнецкий Алатау. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 2, 1961.
- Страхов Н. М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. Госгеолтехиздат, 1963.
- Хворова И. В. Кремненакопление в геосинклинальных областях прошлого. В кн. Осадкообразование и полезные ископаемые вулканических областей прошлого. «Наука», 1968.
- Ходак Ю. А., Рахманов В. П., Ерощев-Шак В. А. Месторождения марганца Кузнецкого Алатау. «Наука», 1966.

Красноярское отделение СНИИГГИМС  
Красноярск

Дата поступления  
7.V.1969

УДК 551.21 (571.66)

## **ЛИТОЛОГИЯ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ КОМПЛЕКСОВ МАЛОЙ КУРИЛЬСКОЙ ГРЯДЫ**

**Н. А. СОЛОВЬЕВА**

Верхнемеловые отложения, слагающие геологический разрез островов Малой Курильской гряды, генетически связаны с двумя различными этапами вулканической деятельности. Вулканизм кампанского века, характеризующийся известково-щелочным составом лав, дал материал для образования пород матакотанской свиты. Во время накопления вулкано-генно-осадочной серии пород малокурильской свиты господствовал вулканизм, относящийся по типу к трахибазальтовому с повышенным содержанием  $K_2O$ .

Верхнемеловые отложения (кампан — маастрихт) — наиболее древние образования, обнажающиеся в пределах Курильского архипелага. Площадь их распространения ограничена островами Малой Курильской гряды. Фаунистически охарактеризованные аналоги этих отложений слагают, по данным японских геологов, северо-восточную часть о. Хоккайдо. В пределах Малой Курильской гряды верхнемеловые образования отчетливо разделяются на две свиты (матакотанскую и малокурильскую), резко отличающиеся друг от друга по составу, времени и условиям образования.

Вулканизм кампанского времени, давший материал для образования пород матакотанской свиты, отмечался авторами, проводившими стратиграфические работы на о. Шикотан (Прялухина, 1961; Вергунов, 1964) и геологическую съемку островов Малой Курильской гряды. Отложения малокурильской свиты (маастрихт) эти исследователи рассматривали как обычные терригенные образования. Г. П. Вергунов (1964) отмечает в них наличие маломощных туфовых прослоев, появление которых связывает со вспышками вулканической деятельности.

Наши исследования показали, что породы, слагающие обе свиты, генетически тесно связаны с двумя различными этапами вулканической деятельности. Ниже дана сравнительная характеристика кампанского и маастрихтского вулканизма, давшего материал для образования пород соответственно матакотанской и малокурильской свит.

*Матакотанская свита* обнажается по северному побережью о. Шикотан, а также на островах Полонского и Зеленом.

В разрезе свиты отчетливо выделяются две толщи: нижняя — эффузивная и верхняя — пирокластическая.

Эффузивная толща особенно полно обнажается в районе бухты Звездной на о. Шикотан, на островах Полонского и Зеленом, и аналогичные ей породы слагают о. Юри. Толща представлена лавобрекчиями порфировой структуры с прослоями массивных базальтов и реже — шаровых лав. Среди фенокристаллов преобладают моноклинные пироксены, а в массивных базальтах количество пироксенов и плагиоклазов во вкрапленниках примерно одинаково. Основная масса имеет гиалопилитовую или андезитовую структуру и состоит из лейст плагиоклаза, микролитов

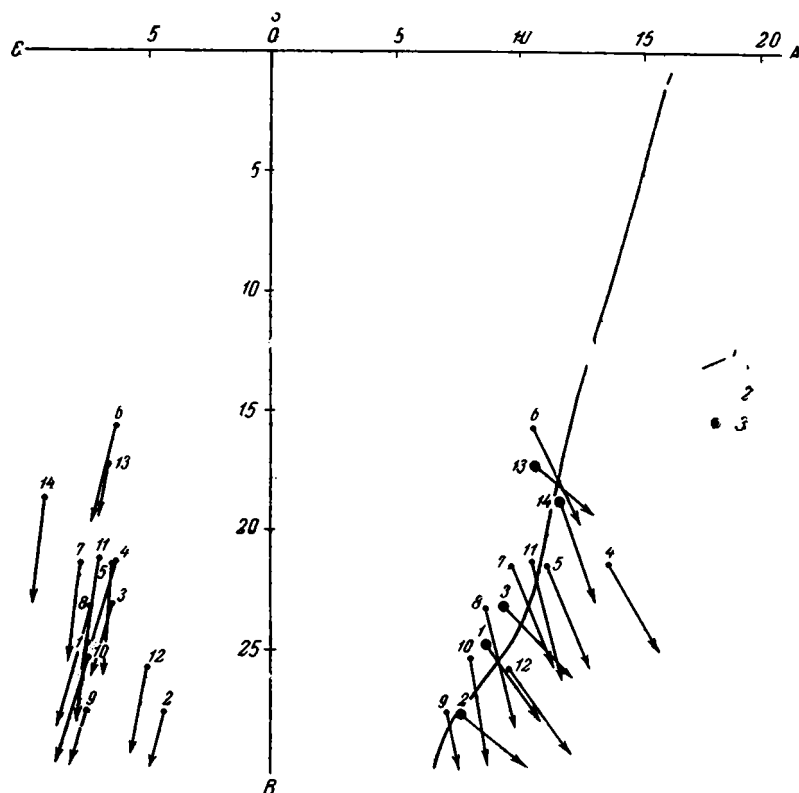
пироксена и вулканического стекла. Из аксессуарных минералов встречаются единичные кристаллы циркона и турмалина. Вкрапленники плагиоклазов обычно полностью замещены альбитом и цеолитом. Моноклинные пироксены свежие, иногда плеохроируют в зеленоватых тонах. В некоторых разностях встречаются реликты призматических кристаллов, целиком замещенные красно-бурым лучистым агрегатом типа идингсита (возможно, по оливину). Породы миндалекаменные. Миндалины заполнены хлоритом и цеолитами. В некоторых породах встречается вторичный кальцит. Особенно интенсивно кальцитизированы лавобрекчии, где трещины, выполненные кальцитом, разбивают всю породу на остроугольные обломки.

Структура основной массы базальтов различна. Встречаются разности с микроклеритовой, андезитовой, флюидальной и другими структурами. В некоторых случаях основная масса целиком гематитизирована, сохранились только лейсты плагиоклазов. Видимая мощность эффузивной толщи более 400 м.

Пирокластическая толща широко развита на о. Шикотан, в районах бухт Крабовой, Хромова и Малокурильской. В составе толщи наблюдается чередование грубообломочных и валунных туфобрекчий, туфоконгломератов, туфо-гравелитов и туфо-песчаников. Вулканогенно-осадочные породы слагают слоистые пачки мощностью 10—50 м и либо залегают в средней части толщи, либо венчают разрез матакотанской свиты. Туфобрекчии представляют собой грубообломочную породу, очень плохо отсортированную. Обломки размером от нескольких сантиметров до 0,5 м сложены пироксеновыми и пироксен-плагиоклазовыми базальтами, часто миндалекаменными. Иногда встречаются обломки базальтов со столбчатой отдельностью, достигающие 4—5 м высоты. Реже наблюдаются обломки андезитов, андезито-дацитов, габброидов, конгломератов и песчаников. Обломочный материал в песчаниках обычно хорошо окатан, песчаники, по-видимому, терригенные. Брекчии интенсивно изменены вторичными процессами, в результате чего их окраска варьирует от зеленой в хлоритизированных породах до красно-бурой в ожелезненных разностях. Мощность пирокластической толщи 500—600 м.

Сопоставление отдельных разрезов матакотанской свиты в различных районах Малой Курильской гряды позволяет выявить некоторые закономерности ее строения. К числу общих признаков, характерных для всех разрезов свиты, относятся: а) локализация эффузивной толщи в нижней части разреза и залегание на ней грубообломочных и валунных туфобрекчий; б) отсутствие туфогенно-осадочных и пирокластических образований в составе эффузивной толщи и отсутствие лавовых потоков в пирокластической толще; в) идентичный химический состав пород обеих толщ; г) сходный характер вторичных изменений, видимо, связанный с поствулканической гидротермальной деятельностью. Наряду с отмеченными общими чертами разреза хорошо видна фациальная изменчивость матакотанской свиты. Породы, обнажающиеся по северо-западному побережью о. Шикотан, несут явные следы морского происхождения (остатки фауны, прослой шаровых лав, зеленокаменное изменение пород), а в районе бухты Церковной, на о. Шикотан и на о. Анучина в свите широко распространены шлаковые корки, остатки древесины, красноцветные породы, что, вероятно, указывает на субаэральные условия их образования. В районах бухты Звездной, мыса Угловой и мыса Край Света наряду с шаровыми лавами развиты базальты, покрытые шлаковыми корками, а на о. Юри вместе с шаровыми лавами в большом количестве встречаются остатки древесины. Здесь же нередко наблюдается чередование зеленокаменных разностей с красноцветными породами.

Находки остатков фауны в вулканогенно-осадочных породах матакотанской свиты, развитых по северному побережью о. Шикотан (Саха-



Фиг. 1. Векторная диаграмма по методу А. Н. Заварицкого для пород матакотанской свиты

1 — вариационная кривая типа Йеллоустон; 2 — породы северного побережья островов Шикотан и Зеленого; 3 — породы южного побережья островов Шикотан, Юри и Анучина. Цифры у стрелок — номера анализов в табл. 1

линское геологическое управление, С. М. Сапрыгин и др.) позволили исследователям датировать вмещающие породы кампанским ярусом верхнего мела.

Эффузивная толща, лишенная фаунистических остатков, по-видимому, также относится к кампанскому ярусу, однако не исключено, что она соответствует нижним горизонтам сенона.

По химическому составу и характеру вторичных изменений породы матакотанской свиты, вероятно, следует отнести к спилито-диабазовой серии пород, по А. Н. Заварицкому (табл. 1, фиг. 1).

Наличие шаровых лав, присутствие морской фауны в виде остатков иноцерамов и характер вторичных изменений зеленокаменного типа указывают на подводный характер излияния базальтов и накопление пород верхней части разреза в условиях мелководного морского бассейна.

Вулканическая деятельность кампанского времени началась с излияния базальтовой лавы и закончилась мощными выбросами пирокластического материала. Идентичность химического состава, петрографическое сходство базальтов эффузивной и пирокластической толщ, отсутствие между ними осадочных прослоев указывает на непрерывную вулканическую деятельность. Более кислые дифференциаты в разрезе свиты отсутствуют. Обломки андезито-дацитов в пирокластической толще, по-видимому, имеют терригенное происхождение. Небольшие перерывы в вулканической деятельности зафиксированы в разрезе слоистыми пачками туфогенно-осадочных пород. Вулканизм был, вероятно, трещинного типа и в первую эффузивную стадию носил, несомненно, подводный харак-

Таблица 1

## Химический состав пород матакотанской свиты, %

| Ко-<br>ли-<br>чен-<br>ты       | Шаровая лава бухты Крабовой |                   |                      | Базальт<br>о. Анучина | Обломок ба-<br>зальта из туфо-<br>брекчий<br>о. Анучина | Базальт<br>о. Анучина | Диабаз из<br>дайки<br>о. Анучина | Базальт о. Юри |       |       | Шаровая<br>лава<br>Край Света<br>о. Шикотан | Базальт<br>о. Юри | Базальт о. Зеленого |       |
|--------------------------------|-----------------------------|-------------------|----------------------|-----------------------|---------------------------------------------------------|-----------------------|----------------------------------|----------------|-------|-------|---------------------------------------------|-------------------|---------------------|-------|
|                                | подкорко-<br>вая часть      | корковая<br>часть | центральной<br>часть |                       |                                                         |                       |                                  |                |       |       |                                             |                   |                     |       |
|                                |                             |                   |                      |                       |                                                         |                       |                                  |                |       |       |                                             |                   |                     |       |
|                                |                             |                   |                      |                       |                                                         |                       |                                  |                |       |       |                                             |                   |                     |       |
| Номера анализов                |                             |                   |                      |                       |                                                         |                       |                                  |                |       |       |                                             |                   |                     |       |
| 1                              | 2                           | 3                 | 4                    | 5                     | 6                                                       | 7                     | 8                                | 9              | 10    | 11    | 12                                          | 13                | 14                  |       |
| SiO <sub>2</sub>               | 47,95                       | 48,85             | 51,23                | 50,08                 | 51,63                                                   | 57,64                 | 51,19                            | 51,44          | 47,53 | 48,50 | 49,57                                       | 52,39             | 55,14               | 48,45 |
| TiO <sub>2</sub>               | 0,82                        | 0,72              | 0,69                 | 0,59                  | 0,39                                                    | 0,21                  | 0,26                             | 0,44           | 0,42  | 0,54  | 0,64                                        | 0,25              | 0,26                | 0,36  |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 17,09                       | 17,14             | 16,18                | 18,42                 | 17,55                                                   | 17,13                 | 18,27                            | 17,10          | 15,87 | 16,29 | 17,02                                       | 14,86             | 17,27               | 20,88 |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 7,77                        | 7,64              | 6,82                 | 5,39                  | 4,63                                                    | 3,77                  | 3,74                             | 5,61           | 7,36  | 7,75  | 5,49                                        | 6,20              | 5,02                | 4,67  |
| FeO                            | 4,41                        | 4,33              | 4,78                 | 4,48                  | 4,15                                                    | 3,00                  | 5,22                             | 3,22           | 3,00  | 2,92  | 2,44                                        | 4,48              | 5,19                | 4,90  |
| MnO                            | 0,22                        | 0,24              | 0,26                 | 0,13                  | 0,12                                                    | 0,20                  | 0,25                             | 0,19           | 0,39  | 0,17  | 0,14                                        | 0,08              | 0,09                | 0,28  |
| MgO                            | 4,43                        | 4,22              | 3,61                 | 4,48                  | 5,46                                                    | 3,58                  | 5,15                             | 6,84           | 7,96  | 7,25  | 6,02                                        | 5,78              | 2,05                | 4,31  |
| CaO                            | 10,30                       | 10,00             | 9,77                 | 8,65                  | 8,23                                                    | 7,48                  | 9,02                             | 8,38           | 8,64  | 7,72  | 7,39                                        | 9,80              | 8,5                 | 7,89  |
| Na <sub>2</sub> O              | 3,21                        | 2,59              | 3,40                 | 5,04                  | 4,34                                                    | 3,90                  | 3,83                             | 3,30           | 2,49  | 2,70  | 3,77                                        | 3,77              | 4,04                | 4,58  |
| K <sub>2</sub> O               | 0,90                        | 1,06              | 1,25                 | 0,69                  | 0,80                                                    | 1,18                  | 0,77                             | 0,83           | 0,96  | 1,08  | 1,01                                        | 0,90              | 0,96                | 0,48  |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 0,19                        | 0,25              | 0,22                 | 0,22                  | 0,30                                                    | 0,21                  | 0,15                             | 0,19           | 0,18  | 0,27  | 0,13                                        | 0,17              | 0,27                | 0,14  |
| H <sub>2</sub> O               | 2,37                        | 2,27              | 1,55                 | 1,59                  | 1,30                                                    | 0,78                  | 0,90                             | 1,62           | 3,17  | 3,05  | 2,82                                        | 0,58              | 0,67                | 0,60  |
| S <sub>общ</sub>               | —                           | —                 | —                    | —                     | 0,13                                                    | 0,03                  | 0,04                             | 0,01           | 0,04  | —     | 0,17                                        | 0,01              | 0,02                | 0,02  |
| П.п.п.                         | 0,62                        | 0,66              | 0,52                 | 0,49                  | 0,77                                                    | 0,43                  | 0,82                             | 0,33           | 1,49  | 1,54  | 3,92                                        | 0,69              | 0,47                | 1,95  |
| Σ                              | 100,28                      | 99,97             | 100,28               | 100,25                | 99,74                                                   | 99,54                 | 99,61                            | 99,5           | 99,5  | 99,78 | 100,53                                      | 99,96             | 99,95               | 99,51 |
| a                              | 8,8                         | 7,8               | 9,5                  | 13,7                  | 11,2                                                    | 10,6                  | 9,8                              | 8,7            | 7,2   | 8,1   | 10,57                                       | 9,7               | 10,8                | 11,7  |
| b                              | 24,9                        | 27,8              | 23,2                 | 21,4                  | 21,5                                                    | 15,7                  | 21,5                             | 23,3           | 27,8  | 25,5  | 21,29                                       | 25,9              | 17,3                | 18,8  |
| c                              | 7,5                         | 4,4               | 6,5                  | 6,4                   | 6,5                                                     | 6,4                   | 7,8                              | 7,4            | 7,6   | 7,5   | 6,98                                        | 5,1               | 6,7                 | 9,3   |
| s                              | 58,8                        | 60,0              | 60,8                 | 58,5                  | 60,8                                                    | 67,3                  | 60,9                             | 60,6           | 57,4  | 58,8  | 61,16                                       | 59,2              | 65,2                | 60,2  |
| f'                             | 46,3                        | 41,7              | 47,5                 | 43,0                  | 38,0                                                    | 41,5                  | 40,6                             | 35,5           | 36,0  | 40,0  | 35,9                                        | 36,4              | 55,3                | 52,0  |
| m'                             | 31,4                        | 27,3              | 27,3                 | 36,5                  | 44,3                                                    | 39,8                  | 42,5                             | 52,0           | 51,0  | 51,0  | 51,4                                        | 37,5              | 20,9                | 43,0  |
| c'                             | 22,3                        | 31,0              | 25,2                 | 20,5                  | 17,7                                                    | 18,7                  | 16,9                             | 12,5           | 13,0  | 9,0   | 12,8                                        | 26,04             | 23,8                | 15,0  |
| n'                             | 83,8                        | 78,7              | 80,9                 | 81,8                  | 88,5                                                    | 82,9                  | 88,4                             | 85,5           | 80,0  | 78,5  | 84,7                                        | 85,9              | 85,5                | 94,0  |

Примечание. Анализы табл. 1 и 2 выполнили в лаборатории СахКНИИ Л. К. Маркова, А. Н. Слащева, М. Н. Зорина, Л. Л. Надова. Анализы щелочей выполнила на пламенном фотометре Л. Г. Пинчук.

тер, а во вторую — эксплозивную, возможно, был островным, однако захоронение пирокластического материала происходило в морских условиях.

*Малокурильская свита* обнажается на островах Шикотан, Полонского, Зеленом, Танфильева. Она сложена мелкообломочными туфами и вулканогенно-осадочными породами (вулканомиктовыми) алевроитовой, псаммитовой и псефитовой размерности, ритмично переслаивающимися между собой. По направлению от о. Шикотан к о. Танфильева (к юго-западному окончанию Малой Курильской гряды) в разрезе свиты возрастает роль туфов, увеличивается размерность обломочного материала вулканогенно-осадочных пород и одновременно уменьшается количество и мощность пелитовых и алевропелитовых прослоев.

На о. Шикотан туфы составляют не более 10% всех пород разреза и представлены псаммитовыми, реже псефитовыми разностями. В районе бухты Дельфинной встречаются маломощные (0,1—0,2 м) прослои пепловых туфов. В разрезах свиты на островах Зеленом и Танфильева роль туфов увеличивается соответственно до 20 и 35% разреза при одновременном погрубении пирокластического материала и увеличении мощности свиты от 300 (о. Шикотан) до 1000 м (о. Танфильева).

Туфы внешне почти не отличаются от вулканомиктовых пород свиты. Обычно они темно-зеленые, на выветрелой поверхности часто видны обломки пироксенов и роговой обманки. Породы, обогащенные обломками темноцветных и бедные ими, часто линзовидно переслаиваются. Переходы туфов во вмещающие их вулканомиктовые породы резкие, с неровными границами.

Под микроскопом видно, что псаммитовые туфы — плохо отсортированная обломочная порода. Обломки угловатой, часто неправильной формы и состоят из базальтов, плагиоклазов, темноцветных минералов. Около 5% породы составляют обломки рудных минералов и трахидолеритов. Цемент около 25% породы, и представлен он обычно тонкочешуйчатым хлоритовым или биотит-хлоритовым агрегатом, иногда с реликтами вулканического стекла.

Псефитовые туфы отличаются от псаммитовых увеличением литокластической части породы за счет уменьшения кристалло- и витрокластической. Литокласты (обломки базальтов) нередко имеют причудливые формы, характерные для резургентной фракции.

Из вторичных минералов широко развиты хлорит и хлоритоподобные минералы, цеолиты (ломонтит, гейландит, анальцит), калиевый полевой шпат (адуляр). Следует отметить, что калиевый метасоматоз характерен только для пород, развитых на островах Зеленом и Танфильева, где малокурильская свита прорывается многочисленными пластовыми телами трахибазальтового состава (Казакова и др., 1967). Адуляр обычно образует бесформенные выделения и развивается по обломкам полевых шпатов и цементу.

В породах о. Шикотан следы калиевого метасоматоза отсутствуют, но содержание  $K_2O$  в туфах достигает 5—7% за счет присутствия калиевых полевых шпатов в пирокластической фракции.

Среди пепловых туфов встречаются как целиком цеолитизированные, так и кальцитизированные разности. Последние представлены рогульками кислого вулканического стекла ( $n < 1,535$ ), погруженными в мелкокристаллическую карбонатную массу. Стекло слабо хлоритизировано и имеет бледно-зеленый цвет.

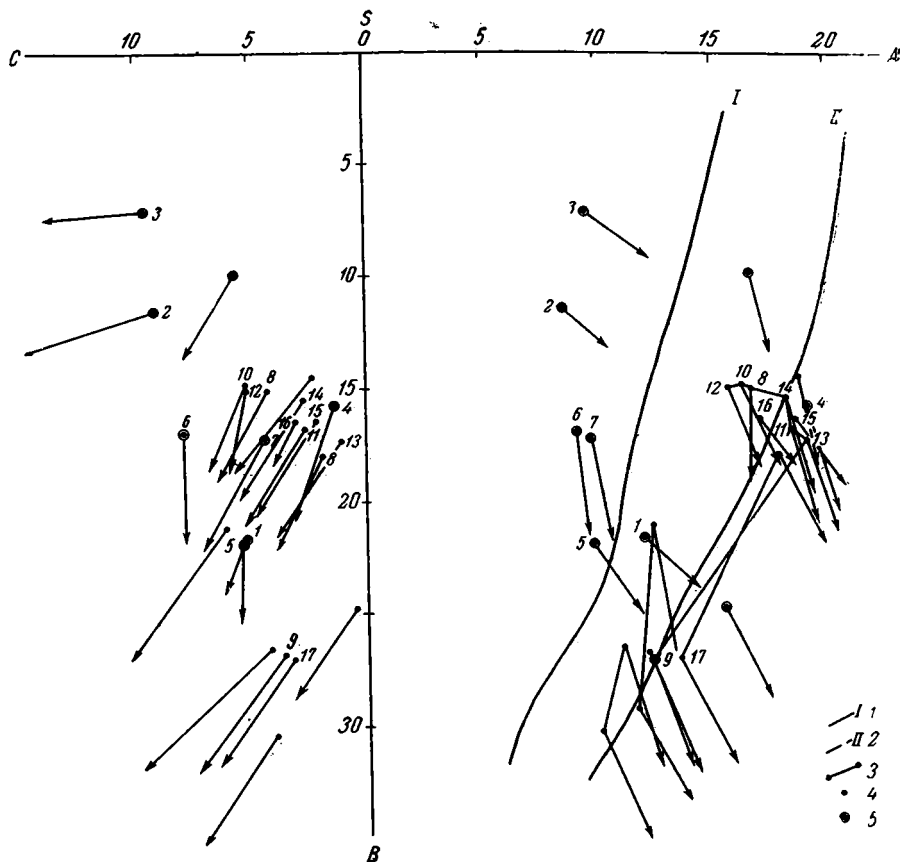
Химические анализы туфов малокурильской свиты и трахибазальтов, образующих пластовые тела среди них, приведены в табл. 2.

На диаграмме А. Н. Заварицкого (фиг. 2) большая часть туфов и трахибазальтов ложится на кривую пород типа Марос-Хайвуд, т. е. относится к щелочным базальтам континентального типа. Эти породы характеризуются повышенным содержанием щелочей, особенно калия, и

Таблица 2

## Химический состав пород малокурильской свиты, %

| Компо-<br>ненты                | Туфы о. Танфилье-<br>ва |        | Туфы о. Шикотан |        |        |        |        | Пластовые тела трахибазальтов (силлы) о. Танфильева |        |       |       |       |        |        |       | Силлы трахибазальтов<br>о. Зеленого |       |
|--------------------------------|-------------------------|--------|-----------------|--------|--------|--------|--------|-----------------------------------------------------|--------|-------|-------|-------|--------|--------|-------|-------------------------------------|-------|
|                                | Номера анализов         |        |                 |        |        |        |        |                                                     |        |       |       |       |        |        |       |                                     |       |
|                                | 1                       | 2      | 3               | 4      | 5      | 6      | 7      | 8                                                   | 9      | 10    | 11    | 12    | 13     | 14     | 15    | 16                                  | 17    |
| SiO <sub>2</sub>               | 48,44                   | 51,04  | 58,25           | 55,69  | 51,05  | 50,82  | 55,54  | 58,42                                               | 50,29  | 52,55 | 58,01 | 54,05 | 54,73  | 54,05  | 54,19 | 54,21                               | 48,85 |
| TiO <sub>2</sub>               | 0,64                    | 0,56   | 0,41            | 0,30   | 1,37   | 0,94   | 1,58   | 0,55                                                | 0,58   | 0,41  | 0,40  | 0,58  | 0,52   | 0,62   | 0,06  | 0,15                                | 0,14  |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 15,57                   | 18,19  | 19,43           | 16,51  | 17,72  | 18,30  | 14,60  | 18,22                                               | 14,78  | 19,10 | 17,28 | 18,75 | 16,3   | 17,36  | 17,08 | 17,14                               | 15,13 |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 7,01                    | 5,49   | 2,63            | 3,93   | 6,73   | 4,90   | 6,78   | 3,44                                                | 4,32   | 3,57  | 2,76  | 4,07  | 3,66   | 2,77   | 3,58  | 4,45                                | 4,46  |
| FeO                            | 4,00                    | 1,23   | 0,82            | 2,79   | 3,69   | 2,78   | 1,80   | 5,41                                                | 4,86   | 3,52  | 5,17  | 3,79  | 4,42   | 4,60   | 4,78  | 4,12                                | 4,40  |
| MnO                            | 0,17                    | 0,07   | 0,07            | 0,16   | 0,35   | 0,26   | 0,25   | 0,23                                                | 0,16   | 0,13  | 0,17  | 0,17  | 0,20   | 0,19   | 0,12  | 0,10                                | 0,07  |
| MgO                            | 5,21                    | 1,06   | 0,74            | 4,34   | 4,07   | 4,23   | 5,82   | 3,67                                                | 8,33   | 3,04  | 4,14  | 2,94  | 4,33   | 3,81   | 2,01  | 2,81                                | 7,37  |
| CaO                            | 8,05                    | 8,60   | 8,70            | 3,02   | 8,08   | 7,43   | 5,15   | 3,43                                                | 7,14   | 6,12  | 3,71  | 5,82  | 3,09   | 3,74   | 4,73  | 5,49                                | 7,80  |
| Na <sub>2</sub> O              | 3,83                    | 0,81   | 0,73            | 6,50   | 4,27   | 3,60   | 2,99   | 4,45                                                | 3,77   | 5,00  | 4,95  | 5,39  | 5,39   | 5,12   | 5,25  | 5,12                                | 3,77  |
| K <sub>2</sub> O               | 1,77                    | 3,83   | 4,05            | 3,28   | 0,69   | 0,22   | 2,50   | 4,21                                                | 3,01   | 3,01  | 4,81  | 2,23  | 5,06   | 4,58   | 4,82  | 3,85                                | 3,61  |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 0,36                    | 0,34   | 0,28            | 0,42   | 0,45   | 0,22   | 0,36   | 0,20                                                | 0,35   | 0,32  | 0,47  | 0,48  | 0,58   | 0,52   | 0,54  | 0,71                                | 0,45  |
| H <sub>2</sub> O               | 1,38                    | 1,25   | 1,01            | 0,50   | 0,45   | 1,90   | 0,88   | 0,79                                                | 1,00   | 0,59  | 0,63  | 0,56  | 0,57   | 1,05   | 0,39  | 0,57                                | 1,00  |
| S <sub>общ</sub>               | 0,02                    | —      | —               | 0,13   | 0,03   | 0,05   | 0,04   | 0,03                                                | 0,02   | 0,06  | 0,10  | 0,01  | —      | 0,01   | 0,01  | 0,01                                | —     |
| П.п.п.                         | 3,99                    | 7,70   | 7,93            | 2,80   | 3,33   | 4,68   | 2,73   | 1,94                                                | 1,82   | 2,15  | 2,42  | 2,40  | 1,80   | 1,86   | 1,48  | 1,32                                | 2,64  |
| Σ                              | 100,44                  | 100,17 | 100,0           | 100,37 | 100,28 | 100,33 | 100,17 | 99,43                                               | 100,43 | 99,57 | 99,57 | 100,2 | 100,65 | 100,28 | 99,94 | 100,05                              | 99,69 |
| a                              | 12,1                    | 8,6    | 9,6             | 19,2   | 10,9   | 9,1    | 9,8    | 16,69                                               | 12,5   | 16,3  | 18,5  | 15,7  | 19,2   | 18,3   | 18,7  | 17,07                               | 13,6  |
| b                              | 21,6                    | 11,4   | 7,1             | 15,7   | 21,9   | 16,9   | 17,2   | 15,05                                               | 27,1   | 14,9  | 16,8  | 15,00 | 17,3   | 15,5   | 16,4  | 16,45                               | 27,0  |
| c                              | 5,4                     | 10,2   | 10,6            | 1,5    | 5,5    | 9,0    | 4,5    | 4,35                                                | 3,5    | 5,3   | 2,7   | 5,3   | 1,2    | 2,8    | 32,3  | 3,22                                | 3,4   |
| s                              | 60,9                    | 69,8   | 72,7            | 63,6   | 61,7   | 65,0   | 68,51  | 63,91                                               | 56,9   | 63,5  | 62,0  | 64,0  | 62,3   | 63,4   | 62,6  | 63,26                               | 56,0  |
| f'                             | 50,7                    | 61,9   | 51,2            | 39,2   | 45,6   | 46,4   | 43,5   | 56,87                                               | 30,0   | 47,0  | 45,0  | 51,3  | 43,3   | 45,5   | 47,5  | 48,5                                | 30,8  |
| m'                             | 24,9                    | 17,9   | 20,9            | 46,9   | 32,9   | 47,3   | 47,3   | 43,13                                               | 51,0   | 36,0  | 43,0  | 35,0  | 42,5   | 42     | 30,5  | 29,4                                | 46,3  |
| c'                             | 24,4                    | 20,1   | 27,9            | 13,9   | 21,5   | 6,3    | 9,2    | 0                                                   | 19,0   | 17,0  | 12,0  | 14,0  | 14,2   | 12,5   | 22,1  | 22,9                                | 22,9  |
| n                              | 73,4                    | 24,5   | 10,7            | 75,0   | 90,1   | 96,6   | 64,0   | 61,6                                                | 65,6   | 71,7  | 61,0  | 79,1  | 61,7   | 62,6   | 62,2  | 61,6                                | 65,0  |



Фиг. 2. Векторная диаграмма по методу А. Н. Заварицкого для пород малокурильской свиты

1 — вариационная кривая типа Йеллоустон; 2 — вариационная кривая типа Марос-Хайвуд; 3 — линии, соединяющие породы одного силла; 4 — силлы трахибазальтов; 5 — туфы. Цифры у стрелок — номера анализов в табл. 2

Примечание: При построении диаграммы, помимо данных табл. 2, использованы данные химических анализов, в таблицу не вошедшие

отсутствием следов дифференциации магмы в сторону более кислых разностей.

Пространственная и временная связь субвулканических и пирокластических образований малокурильской свиты, а также сходство их химических составов может свидетельствовать об их генетическом родстве.

Некоторая часть туфов попадает на кривую пород типа Йеллоустонского парка, что, по-видимому, можно объяснить влиянием кампанской вулканической деятельности известково-щелочного характера, которая в виде слабых выбросов тонкого пирокластического материала продолжалась в маастрихтском веке.

Очевидно, юго-западное окончание Малой Курильской гряды было в маастрихтском веке районом наибольшей вулканической активности. В этом направлении увеличивается мощность и роль в разрезе субвулканических и пирокластических образований и грубость обломочного материала в последних.

Таким образом, магматизм маастрихтского времени на Курильских островах проявлялся в виде вулканической и субвулканической фаз.

Продукты вулканической деятельности отличаются базальтовым и андезито-базальтовым составом (48—53%  $\text{SiO}_2$ ), повышенным содержа-

нием щелочей и преобладанием К над Na во многих дифференциатах. По петрохимическим особенностям эти породы приближаются к щелочной ассоциации типа Марос-Хайвуд (по А. Н. Заварицкому).

Итак, в кампанское время вдоль всей Малой Курильской гряды происходили интенсивные излияния базальтовых лав известково-щелочного ряда, сменившиеся мощными выбросами пирокластического материала того же состава. Вулканизм, по-видимому, носил трещинный подводный характер и характеризовался отсутствием дифференциации магматического расплава.

К началу маастрихтского века эта зона Малой Курильской гряды претерпела поднятие, и известково-щелочной вулканизм кампанского времени сменился трахибазальтовым вулканизмом островного характера, давшим основную массу материала для образования пород малокурильской свиты.

В отличие от кампанских, продукты маастрихтской вулканической деятельности представлены пирокластическими и субвулканическими, а в пределах о. Немуро — эффузивными образованиями (Yagi, 1959).

Резкое повышение щелочности, особенно калиевой составляющей, в продуктах маастрихтского вулканизма не связано с дифференциацией магматического расплава. Содержание  $\text{SiO}_2$  в вулканических породах обеих свит не превышает 52—56%.

Таким образом, верхнемеловой комплекс пород на островах Малой Курильской гряды образовался под влиянием двух различных типов вулканической деятельности, соответствующей двум ее этапам. Интересно отметить, что вулканизм известково-щелочного типа является обычным для зон островных дуг, в то время как трахибазальтовый вулканизм с повышенным содержанием  $\text{K}_2\text{O}$  более свойственен консолидированным областям.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Вергунов Г. П. Тектоника и основные черты геологического развития Курильских островов. В об. Доклады советских геологов, на XXII сессии Междунар. геол. конгр. М., «Недра», 1964.
- Казакова Э. Н., Неверов Ю. Л., Сергеев К. Ф. и др. О щелочных породах островов Малой Курильской гряды. Докл. АН СССР, т. 173, № 4, 1967.
- Прялухина А. Ф. Материалы по стратиграфии южных Курильских островов. Тр. СахКНИИ, вып. 10, 1961.
- Yagi Kenzo. Alcalic rocks of the Namuro peninsula with special reference to their pillow Lavas. Кадзан (Вулкан), (перевод З. И. Кургановой), т. 3, № 2, 1959.

Сахалинский комплексный  
научно-исследовательский институт СО АН СССР  
Новоалександровск

Дата поступления  
15.I.1968

УДК 551.21 (479)

## **ЛИТОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНОЙ КИСАТИБСКОЙ СВИТЫ МАЛОГО КAVKAZa**

**Л. А. ИГНАТЬЕВА**

Впервые приводится детальное литологическое описание вулканогенно-осадочных пород Кисатибского месторождения диатомитов. На основании литолого-фациального анализа предполагается существование трех этапов осадкообразования пород кисатибской свиты. Каждый из этих этапов тесно связан с вулканической деятельностью, характеризуется определенным набором пород, различными для каждого этапа вторичными процессами и определенной геохимической спецификой. Наибольший интерес представляет второй этап осадкообразования, с которым связано накопление сильно кремнистых литокластических туфов, обогащенных редкими землями. Повышенная концентрация свободного фтора в этих породах при значительном содержании фосфора дает возможность предположить связь редких земель с фторовой минерализацией.

Кисатибская свита широко распространена в пределах Ахалкалакского нагорья и южной части Ахалцихской депрессии (Кисатибская мульда). Одни исследователи считают ее миоценовой (Гамкрелидзе, 1954; Схиртладзе, 1950; Кочарава, 1960), другие на основании находок ископаемой флоры (Палибин, 1947; Мchedlishvili, 1954) плиоценовой.

Детальное изучение ряда разрезов молодых вулканогенно-осадочных отложений в пределах Армянского и Ахалкалакского нагорья (Габриелян, 1964; Игнатъева, 1967) позволяет рассматривать отложения кисатибской свиты как часть единой сложно построенной мио-плиоценовой вулканогенно-осадочной формации, широко развитой на территории Малого Кавказа.

Наиболее полно кисатибская свита вскрыта рядом скважин в районе Кисатибского месторождения диатомитов (Кисатибская мульда), а также в обнажениях ущелья р. Куры южнее с. Аспиндза, у сел Талоши, Хертвиси, Накалакеви и Вардзия, где она несогласно перекрывает верхнеэоценовые глинисто-песчаные отложения.

Кисатибская свита характеризуется разнообразием и фациальной изменчивостью входящих в нее пород. Она представлена различными туфами, диатомитами, туфобрекчиями и потоками лав андезито-базальтового состава. Детальное литолого-геохимическое изучение керн 30 скважин в пределах Кисатибской мульды, а также ряда разрезов у сел Уравели, Талоши и Вардзия дало возможность рассчлнить разрез этой свиты на три части, каждая из которых отвечает различным этапам осадконакопления (фиг. 1). Эти этапы характеризуются определенным набором пород, отражают палеофациальные условия накопления осадков и тесно связаны с различной вулканической деятельностью.

На всем Ахалкалакском нагорье с конца миоцена, в связи с общим сводово-глыбовым поднятием Большого и Малого Кавказа, происходили

вулканические извержения, сопровождавшиеся излиянием лав различного состава и большим выбросом пирокластики. В пределах Кисатибской мульды также существовал вулканический центр в районе г. Ульва, с которым генетически связаны вулканические породы, слагающие кисатибскую свиту.

I этап осадконакопления для времени формирования кисатибской свиты сопровождается излиянием основных лав долеритовых базальтов, которые залегают в основании разреза свиты. В озерных условиях в пределах Кисатибской мульды накапливаются слои тонких кристаллокластических и витрокластических туфов, туфодиатомитов, диатомитов с пластами углистых пород и туфобрекчий. Для пород этого этапа характерна хорошая сортировка материала, горизонтальная слоистость, большое количество пирокластики и вторичная перекристаллизация туфового материала с образованием хлорита, серицита, глинистых минералов, фосфатов и цеолитов. Наиболее широко развиты процессы оглинивания туфового материала, наблюдающиеся во всех разрезах этой части свиты. Образование тонких иголок фосфатных минералов и цеолитов замечено в цементе тонких витрокластических и кристаллокластических туфов, преимущественно в юго-западной части Кисатибской мульды, вблизи вулканического центра.

Излияние андезито-базальтов сопровождалось не только выносом тонкого пирокластического материала, но и, видимо, привносом термальными водами большого количества растворенного кремнезема. Насыщенность вод кремнекислотой и временами почти полное отсутствие вулканокластического и терригенного материала способствовали широкому развитию диатомовой флоры и образованию продуктивных слоев диатомитов.

Химические анализы диатомитов, выполненные Кисатибской геолого-разведочной партией, показывают, что почти весь кремнезем представлен опалом (табл. 1).

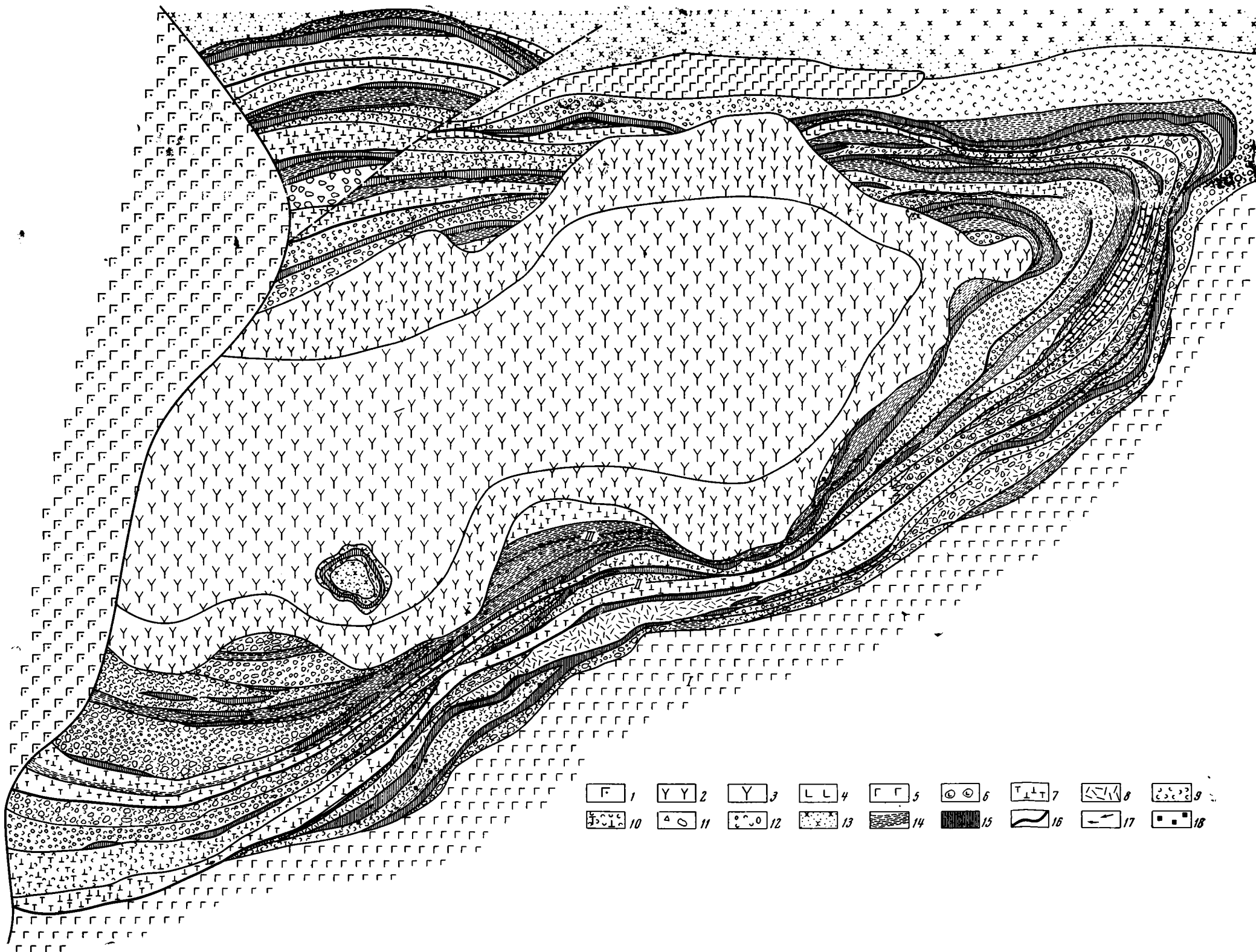
Таблица 1

Химические анализы диатомитов Кисатибского месторождения

| № скважины | Порода                   | SiO <sub>2</sub> вал | SiO <sub>2</sub> аморфный | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | CaO  | MgO  | SO <sub>3</sub> |
|------------|--------------------------|----------------------|---------------------------|--------------------------------|--------------------------------|------|------|-----------------|
| 52         | Диатомит тонкополосчатый | 88,65                | 82,0                      | 0,84                           | 1,76                           | 0,50 | 0,46 | 1,22            |
|            | То же                    | 90,66                | 84,04                     | —                              | 0,94                           | —    | —    | —               |
|            | » »                      | 88,41                | 81,20                     | —                              | 0,96                           | —    | —    | —               |
| 51         | » »                      | 87,13                | 80,80                     | 0,80                           | 1,20                           | 0,41 | 0,61 | 1,66            |
|            | Белый диатомит           | 90,67                | 83,80                     | 1,10                           | 1,20                           | 0,25 | 0,82 | 0,68            |
|            | Серый диатомит           | 92,09                | 85,68                     | —                              | 0,72                           | —    | —    | —               |
| 48         | Диатомит                 | 91,45                | 84,92                     | 0,29                           | 1,51                           | 0,44 | 0,36 | 0,61            |
|            | »                        | 87,74                | 80,72                     | 1,05                           | 1,35                           | 0,55 | 0,36 | 1,29            |
|            | »                        | 89,46                | 82,80                     | 1,45                           | 1,35                           | 0,56 | 0,35 | 0,95            |
| 46         | Туфодиатомит             | 83,31                | 77,56                     | 7,57                           | 1,43                           | 1,51 | 0,57 | 0,27            |

Для геохимической характеристики пород кисатибской свиты методом полуколичественного спектрального анализа было проанализировано по 200 образцов, соответствующих каждому этапу осадконакопления. Третья часть проб контролировалась химическими анализами. Химическим путем было также определено содержание P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, различные формы железа и суммы редких земель.

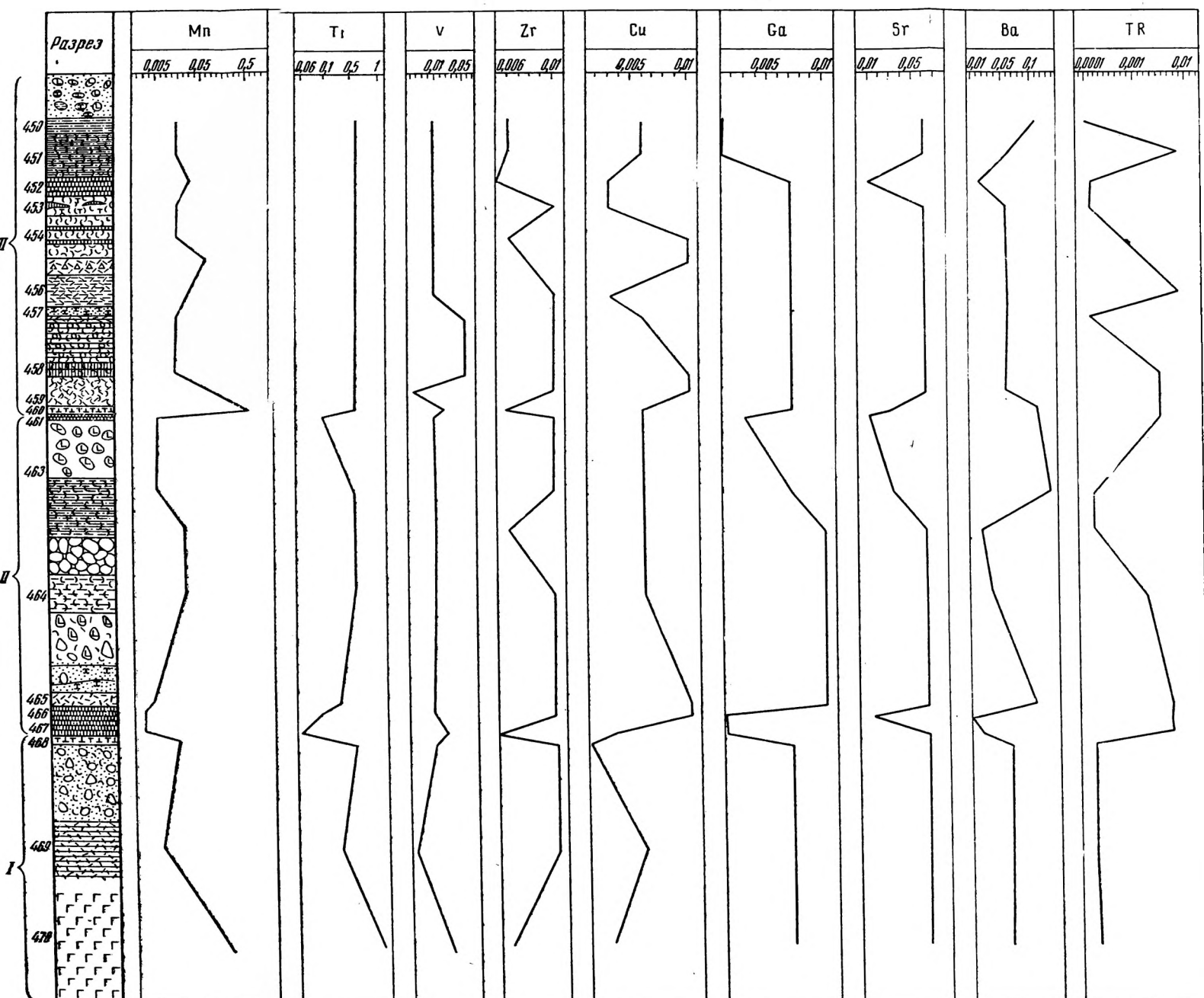
В результате этих исследований выявилось, что слои диатомитов I этапа осадконакопления постоянно содержат молибден от 0,01—0,03%. В туфодиатомитах его содержание снижается до 0,006—0,001%. В туфах молибден отсутствует, за исключением двух углистых разностей, содержащих его следы. Наибольшая частота встречаемости молибденсодержа-



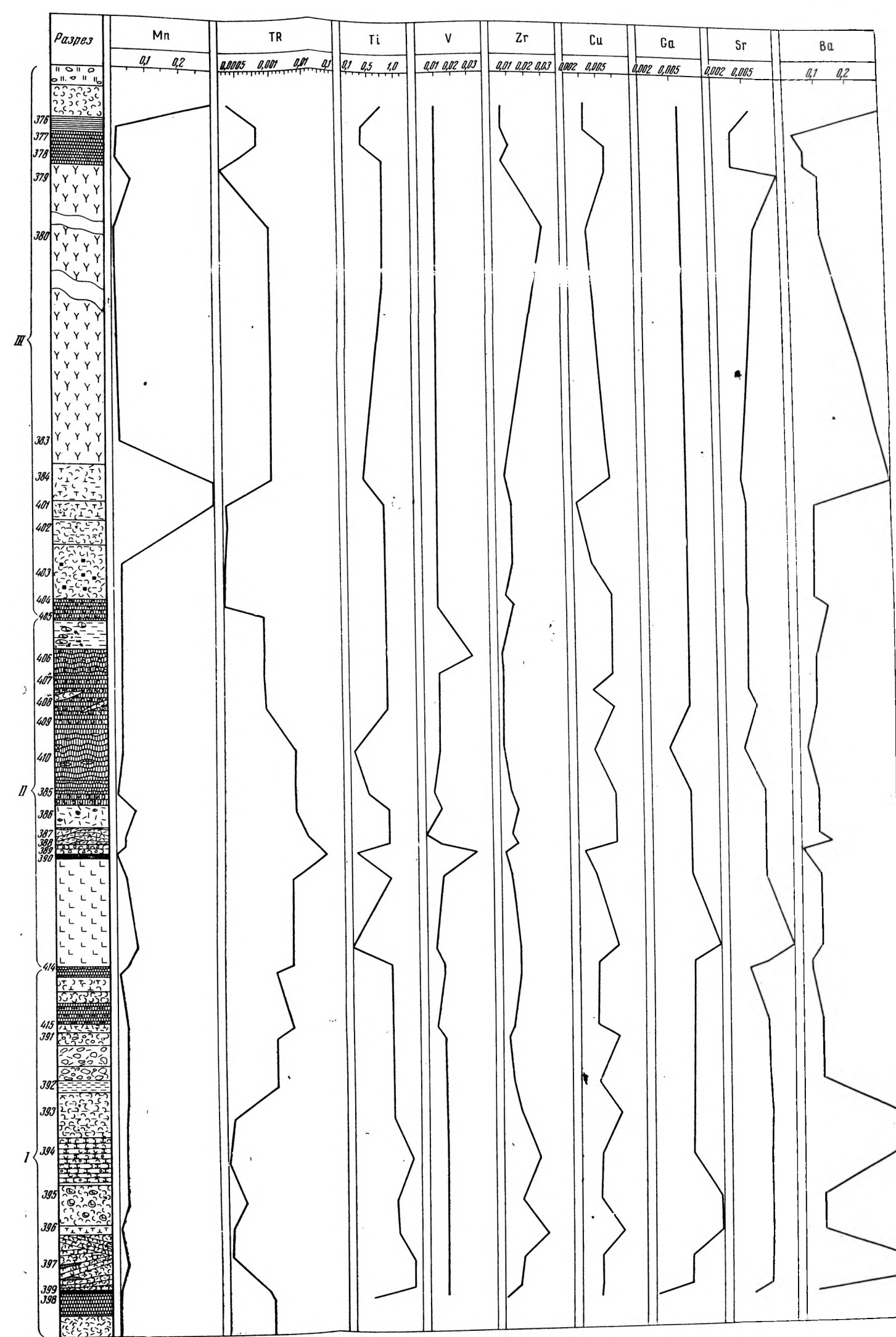
Фиг. 1. Литологическая карта Кисатибской мульды

1 — андезито-дациты; 2 — стекловатые, слабо раскристаллизованные андезиты; 3 — хорошо раскристаллизованные роговообманковые андезиты кисатибской свиты; 4 — авгит-гиперстеновые андезиты; 5 — долеритовые базальты; 6 — агломератовый туф; 7 — литокластический туф; 8 — кристаллокластический туф; 9 — витрокластический туф; 10 — смешанные литовитрокластические туфы; 11 — туфоконгломерат; 12 — мелкообломочная туфобрекчия; 13 — туфопесчаник; 14 — аргиллит; 15 — туфодиадомит и диатомит; 16 — пласты угля; 17 — углистые включения и отпечатки растительности; 18 — вкрапленность сульфидов.

Римские цифры на карте — этапы осадкообразования



Фиг. 2. График распределения некоторых элементов (%) в северо-восточной части  
Кисатибской мульды  
Условные обозначения см. на фиг. 1



Фиг. 3. График распределения некоторых элементов (%) в юго-западной части  
Кисатибской мульды  
Условные обозначения см. на фиг. 1

щих диатомитов наблюдается вблизи предполагаемого вулканического центра на юго-западе кисатибской мульды. В восточной части мульды только шесть образцов из 30 опробованных показали содержание молибдена 0,006%.

Диатомиты и в меньшей степени туфы этого этапа характеризуются повышенным содержанием цинка. Наибольшие содержания цинка обнаружены также в юго-западной части мульды. Среднее содержание этого элемента 0,01—0,06%. В восточной части мульды цинк встречается значительно реже: так, из 50 опробованных образцов только в 10 обнаружен цинк (0,01%), причем приуроченность его к определенным типам пород не ясна.

Железо и фосфор распределены в породах этого этапа очень неравномерно. Содержание  $Fe_2O_3$  в тонких глинистых диатомитах 3—4%, при средних значениях 0,80—1,70%.

Среднее содержание окисного железа не превышает во всех породах 0,41%. Максимальное содержание  $FeO$  и  $Fe_2O_3$  наблюдается в сильно оглинившихся разностях литокристаллокластических туфов и туфодиатомитов.

Для туфов этого этапа характерно повышенное содержание фосфора. В одном и том же разрезе в тонких кристаллокластических туфах содержание  $P_2O_5$  3—4%, в то время как более грубые разности этих же туфов содержат только 0,5%  $P_2O_5$ . В диатомитах фосфор почти отсутствует (в среднем 0,05%). Лишь отдельные глинистые разности диатомитов содержат  $P_2O_5$  0,30%.

Редкие земли не характерны для первого этапа, их содержание во всех породах очень незначительно. Наибольшее содержание редких земель отмечается в туфах юго-западной части мульды (0,005%), в диатомитовых породах их со-

Таблица 2

Силикатный анализ пород кисатибской свиты

| № образца | Порода       | Этапы осадконакопления | $SiO_2$ | $TiO_2$ | $Al_2O_3$ | $Fe_2O_3$ | $FeO$   | $MnO$   | $MgO$ | $CaO$ | F    | $Na_2O$ | $K_2O$ | $P_2O_5$ | $H_2O^-$ | $H_2O^+$ | П.п.п. | Сумма  |
|-----------|--------------|------------------------|---------|---------|-----------|-----------|---------|---------|-------|-------|------|---------|--------|----------|----------|----------|--------|--------|
| 152       | Туф          | III                    | 55,68   | 0,75    | 14,76     | 6,71      | 0,94    | 0,02    | 1,89  | 4,00  | 0,23 | 2,28    | 1,57   | 0,24     | 3,32     | 4,71     | 3,27   | 100,33 |
| 164       | »            |                        | 58,00   | 0,45    | 16,96     | 1,87      | 1,30    | 0,04    | 3,20  | 4,33  | —    | 2,12    | 1,97   | 0,47     | 4,46     | 4,14     | 0,14   | 99,73  |
| 144       | Андезит      |                        | 64,96   | 0,73    | 17,25     | 4,83      | Не обн. | 0,05    | 2,0   | 5,49  | 0,07 | 4,82    | 2,71   | —        | —        | 0,26     | 3,27   | 100,11 |
| 465       | »            | II                     | 68,16   | 0,37    | 14,30     | 3,57      | 0,38    | 0,07    | 0,96  | 2,24  | 0,50 | 4,34    | 2,71   | 0,50     | —        | 0,18     | —      | 100,36 |
| 242       | Туф          |                        | 62,02   | 0,54    | 16,61     | 3,03      | 1,45    | 0,09    | 2,50  | 5,30  | 0,75 | 3,64    | 2,65   | 0,62     | 1,42     | —        | —      | 100,26 |
| 406       | Туфодиатомит |                        | 57,35   | 0,41    | 15,56     | 3,00      | 0,59    | 0,05    | 2,10  | 3,70  | 0,47 | 2,69    | 1,36   | 1,14     | 7,93     | 5,83     | 0,46   | 100,33 |
| 214       | »            | I                      | 68,97   | 0,30    | 13,79     | 2,17      | 1,23    | Сл.     | 1,76  | 2,24  | 0,52 | 2,44    | 3,73   | —        | 0,16     | 1,30     | —      | 100,01 |
| 50        | Туф          |                        | 60,03   | 0,48    | 19,22     | 1,74      | 0,68    | 0,11    | 1,38  | 1,87  | 0,50 | 2,44    | 3,89   | 0,14     | 1,33     | 6,69     | —      | 100,25 |
| 301       | Диатомит     |                        | 71,15   | 0,30    | 10,12     | 1,15      | 1,61    | Сл.     | 0,71  | 0,50  | 0,50 | 3,15    | 2,89   | —        | 6,67     | 1,44     | 0,50   | 99,79  |
| 185       | Базальт      |                        | 47,40   | 1,40    | 16,91     | 6,16      | 2,40    | 0,09    | 8,21  | 10,26 | —    | 1,64    | 0,86   | —        | 0,71     | 3,82     | 0,52   | 100,32 |
| 87        | Туф          |                        | 45,40   | 1,30    | 15,90     | 7,17      | 3,50    | 0,01    | 8,29  | 11,26 | —    | 1,60    | 0,90   | —        | 1,29     | 2,38     | 0,50   | 99,34  |
| 238       | »            |                        | 58,29   | 0,57    | 18,18     | 4,09      | 0,36    | 0,03    | 3,95  | 1,30  | 0,06 | 2,29    | 1,40   | 1,12     | 3,35     | 4,95     | —      | 100,11 |
| 355       | Диатомит     |                        | 81,94   | 0,15    | 4,26      | 1,22      | Не обн. | Не обн. | 0,79  | 0,56  | —    | Сл.     | 0,54   | 0,30     | 6,12     | 1,21     | 8,07   | 100,38 |

Примечание. Анализы выполнены в лаборатории ИМГРЭ.

держание 0,0005%. В северо-восточных разрезах свиты содержание редких земель уменьшается до 0,0001—0,0003%. Такая же закономерность наблюдается и при распределении по площади бассейна других элементов (фиг. 2 и 3).

II этап осадконакопления связан с новой вспышкой вулканической деятельности, которая ознаменовалась излиянием лав андезитового состава.

Андезитовый покров хорошо прослеживается на крайнем юго-западе Кисатибской мульды, где он перекрывает в ряде разрезов туфы, туфобрекчии и диатомиты. Петрохимический состав лав этого покрова существенно отличается от предыдущего (табл. 2). Лавы этого этапа характеризуются повышенным содержанием  $\text{SiO}_2$  — до 67% и значительно большей щелочностью ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 8,6\%$ ), чем в лежащем ниже горизонте долеритовых базальтов ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 2,44\%$ ).

Одновременно с излиянием этого потока в юго-западной части Кисатибской мульды в условиях очень мелководного озерного бассейна накапливаются грубые неотсортированные туфы литокластического состава от алевролитовых разностей до агломератов, туфобрекчий, туфодиатомиты с линзами грубых туфов (см. фиг. 1).

На северо-востоке мульды андезитовый покров отсутствует и замещается агломератовым туфом андезитового состава. Агломератовый туф состоит из угловатых, непластичных обломков андезитов, очень небольшого количества шлакового и витрокластического материала и довольно крупных кристаллов полевого шпата более щелочного состава, чем в андезитах. Эти данные позволяют предположить, что в период накопления этих осадков большую роль играли продукты разрушения пород предыдущих извержений, слагающих вулканическую постройку.

На андезите и агломератовом туфе залегает пачка сильнокремнистых туфов. Они состоят из окремнелых вытянутых, уплощенных обломков андезитов, кристаллов плагиоклаза, пироксена и роговой обманки. Большинство литокластов окремнены полностью и сохранили лишь реликтовые структуры. Цементом этих туфов служит кремнистый гель с флюидальной текстурой. С запада на восток по простиранию пласта туфы становятся более тонкими, процент литокластов в них уменьшается. В разрезе преобладают витрокластические туфы, содержащие большое количество пористого шлакового стекла. На востоке мульды эта пачка тонких кремнистых туфов фациально замещается толщей переслаивания туфопесчаников, туфобрекчий и алевролитов.

В разрезах района сел Талоши и Вардзия II этап осадконакопления представлен наиболее полно. Разрез здесь состоит из нескольких потоков андезитов, окремнелых туфов и туфобрекчий.

Окремнение ярко выражено вблизи вулканического очага на юго-западе Кисатибской мульды. На восточном фланге мульды окремнение развито не повсеместно и значительно слабее. Здесь характерны вторичные процессы ожелезнения терригенных пачек туфов, а также незначительная, но четко проявленная фосфатизация туфов. Геохимическая специфика пород этого этапа осадконакопления совершенно иная, чем предыдущего.

Все породы этого этапа характеризуются повышенным содержанием щелочей и постоянным присутствием фтора — до 1% (см. табл. 2). Химические анализы цемента и обломочной части туфов показали различное содержание фтора. Во всех пяти пробах содержание фтора в цементе в два раза больше, чем в обломках. В породах I этапа фтор или вовсе отсутствует или его содержание не превышает кларк. Ни молибден, ни цинк в этих разрезах кисатибской свиты почти не фиксируется. Среднее содержание фосфора также значительно ниже и составляет 0,3%. Максимальное содержание  $\text{P}_2\text{O}_5$  отмечается в восточной части мульды в мелкозернистых туфопесчаниках и туфах и объясняется, по-видимому, боль-

шим количеством присутствующего здесь аксессуарного апатита. Однако в слабо окремнелых разностях также наблюдаются высокие содержания  $P_2O_5$ , связанные с новообразованием тонкокристаллического фосфатного вещества в цементе туфов. По-видимому, здесь можно говорить о двух источниках фосфора: терригенном и вулканогенном. Породы этого этапа характеризуются всюду повышенным содержанием редких земель, бериллия и скандия.

Графики, построенные по данным химических анализов с учетом полуколичественных спектральных анализов (см. фиг. 2, 3), показывают резкое увеличение в этих породах редких земель. Состав редких земель, по данным рентгено-спектральной лаборатории ИМГРЭ, преимущественно цериевый. Прямой корреляции редких земель с фосфором не наблюдается. Высокое содержание фтора во всех породах этого этапа позволяет предположить связь редких земель с фтористой минерализацией. В породах этого этапа почти во всех проанализированных нами разрезах наблюдается повышенное содержание Be (0,005%), в то время как в породах I этапа осадконакопления его содержание не превышает 0,0001% или он вовсе не фиксируется. Отдельные пробы из кремнистых туфов содержат Sc — 0,01% и Ag — 0,001%.

III этап осадконакопления характеризуется образованием мощной толщи литокластических туфов, туфобрекчий, туфодиатомитов. Состав литокластических туфов и туфобрекчий отличается от описанных выше. Здесь преобладают свежие угловатые обломки роговообманковых андезитов и дацитов. Каких-либо лавовых покровов в пределах Кисатибской мульды, относящихся к этому времени, мы не наблюдаем. Однако свежий облик обломков и мощные потоки лав андезито-дацитового состава в районе Ахалкалакского нагорья свидетельствуют о наличии в этот период вулканической деятельности, которая проявилась и на территории Кисатибской мульды.

На юго-западе мульды к этому времени относится толща неотсортированных туфоконгломератов с косонаслоенными сериями мелкозернистых туфопесчаников. В некоторых разрезах свиты наблюдаются грубые косонаслоенные серии туфобрекчий.

В северо-восточном направлении конгломераты переходят в тонкие литокластические туфы, сильно оглинившиеся, порой образующие пласты бентонитовой глины.

Выше горизонта туфоконгломератов залегают тонкослоистые, горизонтальнослоистые оглинившиеся литокристаллокластические туфы с прослоями туфодиатомитов.

Самый верхний горизонт кисатибской свиты представлен пачкой литокластов и туфоконгломератов, часто ожелезненных. Разные горизонты кисатибской свиты перекрываются новым мощным потоком андезитовых и дацитовых лав верхнеплиоценового и четвертичного возраста, и озерный бассейн прекращает свое существование.

Для пород этапа осадконакопления характерно повышенное содержание железа и марганца. Содержание  $Fe_2O_3$  в туфодиатомитах 5,0% — 6,0%, в туфах 8,0%. Содержание марганца в туфах юго-западной части мульды в ряде разрезов 0,3%, на востоке 0,5%, при среднем содержании  $MnO$  0,05%. Породы этого этапа бедны редкими землями, фтором и бериллием.

Новый андезитовый покров верхнеплиоценового возраста близок по химическому составу андезитам среднего этапа осадконакопления и характеризуется высоким содержанием кремнезема, повышенной щелочностью и постоянным присутствием фтора.

Разубоживание концентраций редких земель, а также фтора объясняется, видимо, неблагоприятными условиями для их концентрации в почти терригенной субаэральной толще.

1. Учитывая литолого-фациальные особенности пород кисатибской свиты, мы выделяем три этапа осадконакопления.

2. На основе литолого-геохимического изучения пород этой свиты показана тесная связь геохимического облика процессов литогенеза с вулканизмом.

3. Среди пород кисатибской свиты существует зональность в распределении отдельных элементов в сторону уменьшения концентраций с юго-запада на северо-восток, в зависимости от удаленности от вулканического центра.

4. Редкие земли приурочены ко II этапу осадконакопления и, вероятно, связаны с фтористой минерализацией.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Габриелян А. А. Палеоген и неоген Армянской ССР. Ереван, Изд-во АН АрмССР, 1964.
- Гамкрелидзе П. Д. Геологическое строение Аджаро-Триалетской складчатой системы. Монография Ин-та геол. и минерал. АН ГрузССР, № 2, Тбилиси, Изд-во АН ГрузССР, 1949.
- Гамкрелидзе П. Д. Новые данные о геологическом строении Ахалкалакского нагорья и южного склона Триалетского хребта. Тр. Груз. политехн. ин-та, № 33, Тбилиси, 1954.
- Игнатьева Л. А. Литология Сисианской диатомитовой свиты в неогене Армении. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., № 4, 1967.
- Кочарова И. В. Новые данные по палеогену Грузии. Тр. Конф. по вопросам региональной геологии Закавказья, Тбилиси, 1952.
- Кочарова И. В., Гамкрелидзе П. Д., Кочарова М. В. Стратиграфия палеогеновых отложений Ахалцхской депрессии и Триалетского хребта. В сб. Палеогеновые отложения юга Европейской части СССР. Изд-во АН СССР, 1960.
- Мchedlishvili П. А. Еще раз о возрасте гюдердзской флоры. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., № 1, 1954.
- Налибин И. В. Плиоценовая флора кисатибских отложений диатомитов и ее связь с ископаемой флорой Гюдердзского перевала. Тр. Ботан. ин-та АН СССР. Сер. 1, т. 6, 1947.
- Схиртладзе Н. И. Некоторые новые данные о литологии гюдердзской свиты. Докл. АН СССР, т. 21, № 4, 1950.

ИМГРЭ АН и МГ СССР  
Москва

Дата поступления  
28.VIII.1967

УДК 551.8 : 551.763 (571.62)

## **НЕКОТОРЫЕ ЧЕРТЫ ЛИТОЛОГИИ ВЕРХНЕМЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ПОБЕРЕЖЬЯ ПЕНЖИНСКОЙ ГУБЫ**

**В. Н. КОПОРУЛИН, А. И. ВОЗНЕСЕНСКИЙ**

Статья содержит фациальную характеристику верхнемеловых терригенных отложений эсгичнинваямской и таловской серий ( $\text{Cr}_2^{\text{Sm}} - \text{Cr}^{\text{Sm}}$ ) северной оконечности Пенжинской губы (северо-западная Камчатка). Производится реконструкция условий накопления осадков в сеноманское — нижненесенское время. На схематических палеогеографических картах восстанавливается положение суши и моря, характер дневного ландшафта и его изменение на площади и во времени.

### **ВВЕДЕНИЕ**

Район Пенжинской губы (фиг. 1, А), по данным В. Ф. Белого и др. (1964), приурочен к миогеосинклинальной зоне Анадырско-Камчатской геосинклинальной области. Время развития последней охватывает интервал от верхней юры до нижнего миоцена. На северо-западе миогеосинклиналь смыкается с Охотско-Чукотским вулканогенным поясом, представляющим весьма специфическую структуру сочленения двух разновозрастных геосинклинальных систем; на юго-западе она граничит с эвгеосинклинальной зоной той же Анадырско-Камчатской геосинклинальной области. Выполняющие миогеосинклинальный прогиб образования представлены осадочными и в меньшей степени вулканогенными породами. Среди них большую роль играют осадки мелового возраста мощностью несколько тысяч метров.

На побережье северной части Пенжинской губы развиты меловые отложения, изучением которых занимались Б. В. Хватов, Н. М. Маркин, В. Н. Верещагин, А. Ф. Михайлов, М. А. Пергамент, М. С. Марков, Г. П. Авдейко, Н. Б. Заборовская, В. П. Похиалайнен и др., концентрировавшие свое внимание на стратиграфии этих отложений и возрастном сопоставлении разрезов. Наиболее полную сводку по геологии восточного берега губы дал М. А. Пергамент (1960). В соответствии с его схемой меловые осадки восточного побережья Пенжинской губы подразделяются (снизу вверх) на понтонейскую, эсгичнинваямскую, таловскую, авалкаланскую серии. Из них понтонейская серия имеет нижнемеловой возраст, а остальные относятся к верхнему мелу. Эсгичнинваямская серия датируется сеноманом, а таловская — верхним туроном — нижним сеноном; серии отделяются друг от друга стратиграфическим перерывом. Наблюдения авторов настоящей статьи показали существование в ряде мест непрерывного разреза от сеномана до сенона включительно.

Эсгичнинваямская и таловская серии сложены почти исключительно одними терригенными породами: конгломератами, песчаниками, алевролитами; в небольшом количестве установлены аргиллиты, каменные угли, а также туфы, туфоалевролиты и туфопесчаники. Эсгичнинваямская серия отвечает маметчинской свите, которая подразделяется на две стра-

тиграфические пачки: а) конгломератовую пачку внизу и б) песчано-алевритовую — вверх. Таловская серия состоит из пенжинского горизонта внизу и быстринской свиты вверх. Пенжинский горизонт включает два фациальных аналога — валижгенскую континентальную угленосную свиту и морскую свиту пэль-эль. Быстринская свита подразделяется на нижнебыстринскую и верхнебыстринскую подсвиты.

Отложения верхнего мела обычно с угловым несогласием и стратиграфическим перерывом залегают на нижнемеловых осадках, но в некоторых участках возможен и непрерывный разрез от нижнего до верхнего мела.

На западном побережье Пенжинской губы (п-ов Елистратова) верхнемеловые осадки во многом сходны с верхнемеловыми образованиями восточного берега Пенжинской губы и представлены чередованием алевритов, песчаников, гравелитов, конгломератов, заключающих отдельные прослои каменных углей, глин и туфогенных пород. В изученных нами разрезах они отделены от нижнемеловых осадков тектоническим нарушением, однако, на наш взгляд, из разреза выпадает лишь небольшая по мощности часть толщи. Перекрываются верхнемеловые осадки здесь с угловым несогласием и явным размывом комплексом вулканогенно-осадочных образований палеогена.

В настоящее время еще нет общепринятого стратиграфического расчленения и возрастного сопоставления верхнемеловых отложений п-ова Елистратова. Материалы литолого-фациального изучения этих отложений, приведенные авторами настоящей статьи и дополненные изучением микрофауны, а также остатков спор и пыльцы, позволяющие предположить существование в этом районе всей маметчинской свиты и нижних частей разреза пенжинского горизонта. Отложения нижнебыстринской и верхнебыстринской подсвит здесь, очевидно, отсутствуют.

Верхнемеловые отложения западного и восточного побережий Пенжинской губы имеют резко полимиктовый состав. Среди конгломератов преобладает галька эффузивных пород: андезитов, дацитов и их туфов; в меньшем количестве присутствуют граниты и гранодиориты. Песчано-гравийные породы — это типичные граувакки, состоящие из обломков пород на 70—95 %, иногда 55 % по отношению ко всем обломочным компонентам. Среди них установлены кислые и средние эффузивы, туфы, граниты. Содержание полевых шпатов, представленных в основном плагиоклазами (от альбита до андезина), и кварца 5—25 %, иногда до 45 %. В небольшом количестве присутствуют биотит, хлорит, мусковит. Акцессорные минералы представлены гранатами, апатитом, рутилом, сфеном, цирконом, турмалином, разнообразными амфиболами и пироксенами. Алеврито-глинистые породы по набору обломочных минералов тождественны песчано-гравийным. Глинистая фракция их характеризуется преобладанием монтмориллонита и высоким содержанием хлорита, в значительно меньшем количестве присутствуют гидрослюды, каолинит, смешаннослойные фазы типа чередования пакетов монтмориллонита и гидрослюды.

#### КРАТКАЯ ФАЦИАЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОТЛОЖЕНИЙ ЭСГИЧНИНВАЯМСКОЙ И ТАЛОВСКОЙ СЕРИИ

Отложения эсгичнинваямской и таловской серий в районе Пенжинской губы представляют полифациальное образование. Среди них установлены морские и континентальные отложения.

**Морские отложения.** Морские отложения характеризуют условия осадконакопления в сравнительно мелководном морском бассейне, располагавшемся, по-видимому, целиком в пределах материкового шельфа. Среди них выделяются следующие фации: а) песчано-алевритовых осадков сравнительно удаленных от побережья частей мелкого моря; б) гра-

вийно-песчаных осадков открытого подвижного прибрежного мелководья; в) песчаных осадков открытого мелководья; г) песчано-гравийных осадков приустьевой части подводной дельты; д) галечниковых осадков подводной дельты.

*Фация песчано-алевритовых осадков, сравнительно удаленных от побережья частей мелкого моря* представлена алевритами крупно- и мелкозернистыми или песчаниками мелкозернистыми. Алевриты окрашены обычно в темно-серый или серый цвет, содержат значительную примесь глинистого или мелкопесчаного материала, обладают слабо выраженной горизонтальной и волнистой слоистостью, нередко нарушенной текстурой взмучивания. При разрушении образуют неправильную угловатую щебенку.

Песчаники обычно окрашены в зеленовато-серый цвет, хорошо сортированы, однородны, обнаруживают слабо выраженную горизонтальную слоистость, проявляющуюся преимущественно за счет чередования слоев различного гранулометрического состава.

Породы часто содержат скопления раковин иноцерармов, аммонитов, гастропод и их обломки неправильной формы. Особенно часты находки призматического слоя иноцерармов. Встречаются ходы илоядных животных. В небольшом количестве присутствует растительный материал: мелкие обрывки стеблей и листьев, растительный детрит, линзы витрена. Растительные остатки нередко частично или полностью пиритизированы. Часты карбонатные конкреции размером от 1 до нескольких десятков сантиметров.

Мощность отложений фации от нескольких десятков до 200 м. В разрезе наиболее мощные горизонты протягиваются на расстояния десятков километров.

*Фация гравийно-песчаных осадков открытого подвижного прибрежного мелководья.* Размерность пород, отнесенных к фации, изменяется от гравелита мелкозернистого до песчаника мелкозернистого. Нередко здесь можно наблюдать чередование песчаников мелкозернистых и алевритов крупно- и мелкозернистых. Пестрые изменения литологических типов пород отражают общую неустойчивость режима осадконакопления в зоне прибрежного мелководья. Для песчано-гравийных пород характерна зеленовато-серая или серая окраска, отчетливая и разнообразная слоистость: косая, крупная одно- и разнонаправленная, волнистая, горизонтальная. Все типы слоистости проявляются вследствие чередования тонких слоев материала различной размерности. Алевриты, а во многих случаях и мелкозернистые песчаники, слагающие переслаивание, окрашены в темно-серый или серый цвет. Для них характерны горизонтальная или мелкая волнистая слоистость.

Органические остатки, присутствующие в отложениях фации в значительном количестве, представлены детритом, мелкими обрывками стеблей и листьев, витренизированными стволами и остатками морской фауны. Мощность этих отложений 10—70 м. Очень часто они образуют быстро выклинивающиеся линзовидные тела.

*Фация песчаных осадков открытого мелководья* сложена песчаниками средне- и крупнозернистыми, хорошо сортированными, зеленовато-серыми, с отчетливой слоистостью: крупной и мелкой косой разнонаправленной, мелкой косой штриховатой, косоволнистой, горизонтальной, волнистой. Слоистость фиксируется вследствие чередования слоев, различающихся размерностью обломочного материала. На плоскостях наложения часты значительные скопления детрита и мелких растительных остатков. Присутствуют раковины (или их обломки) различной морской фауны, ходы илоядных животных, выполненные зеленовато-серым алеврито-глинистым материалом.

Мощность отложений фации обычно составляет несколько десятков метров, но нередко достигает 150—250 м. В разрезе эти отло-

жения довольно хорошо выдержаны и прослеживаются на большие расстояния.

*Фация песчано-гравийных осадков приустьевой части подводной дельты.* Литологический тип пород варьирует от песчаника среднезернистого до гравелита среднезернистого, нередко присутствуют включения мелких галек. Обычно породы хорошо сортированы, окрашены в зеленовато-серый цвет и обнаруживают отчетливую и очень разнообразную слоистость. Наиболее характерна крупная, косая разнонаправленная слоистость, более редки волнистая, косоволнистая, горизонтальная.

Отложения бедны органическими остатками. Установлены крупные и мелкие витренизированные стволы деревьев, обрывки листьев, детрит, ходы илоядных животных, обломки раковин морских животных. Мощность отложений фации обычно невелика, до нескольких десятков метров. В разрезе они, по-видимому, выдержаны слабо.

*Фация галечниковых осадков подводной дельты.* Эти отложения представлены конгломератами от мелко- до крупногалечных сравнительно плохо сортированных. Гальки хорошо окатаны и сцементированы зеленовато-серым песчано-гравийным материалом. Иногда встречаются самостоятельные прослои песчаников и гравелитов, имеющие обычно небольшую мощность (1,5—3 м). Конгломераты неслоисты, в прослоях песчаников и гравелитов часто можно наблюдать крупную косую разнонаправленную слоистость, проявляющуюся за счет чередования слоев различной размерности обломочного материала.

Отложения фации бедны органическими остатками. Обычно они представлены крупными витренизированными стеблями растений, иногда мелкими обрывками листьев, растительным детритом. Образуют горизонты мощностью 25—270 м. В разрезе не выдержаны.

**Континентальные отложения.** Комплекс континентальных отложений, установленных среди эсгичнинвямской и таловской серий, характеризует ландшафт приморской равнины, ограниченной в непосредственной близости довольно высокими горами. Среди континентальных отложений выделяются осадки следующих фаций: а) галечниково-гравийных осадков русла горных рек; б) гравийно-песчаных осадков русла равнинных рек; в) песчано-алевритовых осадков поймы равнинных рек; г) песчано-алевритовых осадков открытого пресноводного озера; д) алевритовых осадков заболачивающегося озера; е) торфяных болот.

*Фация галечниково-гравийных осадков русла горных рек* представлена конгломератами мелко-, реже среднегалечными; гравелитами крупно-, средне- и мелкозернистыми. Конгломераты бурого цвета, слабо сортированы, галька хорошо окатана. Слоистость в них отсутствует, но иногда проявляется крупная косая за счет ориентированного расположения галек.

Гравелиты окрашены в серый или буровато-серый цвет, плохо сортированы, часто содержат мелкую гальку. Обычно наблюдается крупная косая однонаправленная слоистость, фиксирующаяся вследствие чередования слоев песчаного и гравийного материала. Границы косых серий резкие, со следами размыва; мощность косых серий 1,5—3 м. Органического материала в этих породах мало и представлен он остатками крупных и мелких витренизированных стеблей, бесформенными обрывками листьев, детритом.

Мощность отложений фации от 50 до нескольких сотен метров. Часто в разрезе можно выделить несколько пачек мощностью 25—50 м. Основание каждой пачки представлено наиболее грубообломочным материалом, вплоть до валунного конгломерата, в верхней части характерны мелкогалечные конгломераты и гравелиты. Формирование осадков фации происходило, по-видимому, в русле горных рек в месте выхода их из горной страны в приморскую равнину.

*Фация гравийно-песчаных осадков русла равнинных рек* представлена конгломератами средне- и мелкогалечными, гравелитами, песчаниками крупно- и среднезернистыми, окрашенными в серый или буровато-серый цвет, сравнительно хорошо сортированными. Песчаники и гравелиты обычно обнаруживают отчетливую крупную косую слоистость и ритмическую сортировку. Растительного материала много: представлен он крупными и мелкими витренизированными стеблями, обрывками листьев и детритом; приурочивается к плоскостям наложения.

В разрезе отложения фации образуют горизонты мощностью 50—75 м. При этом они отчетливо подразделяются на отдельные пачки мощностью 10—15 м. Основание каждой пачки состоит из наиболее грубозернистых пород, а вверх по разрезу происходит постепенное, хотя и очень быстрое их утонение. Пачки всегда разделены границами размыва. Эти отложения накапливались в руслах рек, пересекавших приморскую равнину и являвшихся по существу продолжением горных рек.

*Фация песчано-алевритовых осадков поймы равнинной реки* сложена песчаниками средне- и мелкозернистыми, алевритами крупнозернистыми серыми или темно-серыми. Более темная окраска обусловлена более высоким содержанием тонкодисперсного растительного материала. Породы всегда обнаруживают отчетливую слоистость; для песчаников обычно характерны мелкая косая, мелкая косая штриховатая и косоволнистая, а для алевритов — горизонтальная, волнистая и косоволнистая. Различные типы слоистости проявляются за счет чередования слоев обломочного материала разной размерности и значительных послойных скоплений растительных остатков, среди которых нередки листья хорошей сохранности. Иногда встречаются вертикальные корешки. Мощность осадков фации обычно невелика — несколько десятков сантиметров, в редких случаях до 3 м. По простиранию они очень невыдержанны и замещаются отложениями русла равнинной реки.

*Фация песчано-алевритовых осадков открытого пресноводного озера.* Литологический тип пород изменяется от песчаника крупнозернистого до алеврита мелкозернистого. Сортировка пород, особенно песчаных разностей — высокая. В породах наблюдается отчетливая и довольно разнообразная слоистость; для песчаных пород характерны крупная и мелкая косая разнонаправленная, мелкая косая штриховатая, косоволнистая, волнистая, для алевритовых — горизонтальная и волнистая. Среди алевритов нередки неслоистые разности, обладающие неправильным изломом. Породы всегда содержат значительные скопления растительного материала: детрит, неопределимые обрывки стеблей и листьев, часто отпечатки хорошей сохранности. Мощность этих отложений не превышает, как правило, нескольких метров. По простиранию эти породы очень невыдержанны и замещаются осадками другого генезиса.

*Фация алевритовых осадков заболачивающегося озера.* Осадки фации обычно представлены алевритами крупно- и мелкозернистыми, плохо сортированными, со значительной примесью песчаного материала. Породы окрашены в темно-серый или буровато-серый цвет. Известны слоистые и неслоистые разности. В первых наблюдается неправильная горизонтальная и волнистая слоистость. Для вторых характерны текстуры взмучивания, протыкания. Характерно широкое распространение растительного материала: крупных и мелких линз витрена, обрывков неправильной формы стеблей и листьев, детрита, корешков. Часто встречаются карбонатные конкреции размером 1—15 см. Мощность отложений от нескольких десятков сантиметров до 2 м. Обычно она очень неустойчива и изменяется даже на коротких расстояниях. Осадки фации часто выклиниваются, замещаясь образованиями другого генезиса.

*Фация торфяных болот.* Отложения фации включают каменные угли, происхождение которых связано с торфяными залежами, накапливавшимися в условиях застойных торфяных болот, а также углистые разности

сти алевролитов и аргиллитов, формирование которых происходило в обстановке заиливающихся торфяных болот. Изучение петрографического состава каменных углей нами не проводилось, поэтому характеристика их фациальной природы опускается.

### ОСОБЕННОСТИ ФАЦИАЛЬНОГО СТРОЕНИЯ ЭСГИЧНИНВАЯМСКОЙ И ТАЛОВСКОЙ СЕРИЙ

На фиг. 1, Б приведены литолого-фациальные разрезы, иллюстрирующие особенности литолого-фациального строения эсгичнинваямской и таловской серий. Характер распределения фаций в каждом из изученных районов по вертикали показывает существование в разрезе крупных тектоно-седиментационных циклов (макроциклов), соответствующих крупным этапам в развитии режима осадконакопления.

В рамках каждого этапа обычно прослеживаются трансгрессивные и регрессивные фазы развития. Границы макроциклов устанавливаются достаточно четко как в морских, так и в континентальных осадках, что указывает на единство причин их возникновения. Наиболее вероятно, что такими причинами были колебательные движения земной коры. Границы макроциклов достаточно близки к границам свит, выделенных М. А. Пергаментом. Это позволяет рассматривать макроциклы как эквиваленты свит.

Анализ фациального строения свит (макроциклов) и его изменений в разрезе и на площади наиболее рационально провести от более древних горизонтов к более молодым.

Маметчинская свита. В районе мыса Мамет основание маметчинской свиты представлено конгломератами, относящимися к фации галечниковых осадков подводной дельты, вверх по разрезу они сменяются песчано-гравийными осадками подводной дельты, имеющими здесь незначительную мощность, а затем и песчаными отложениями открытого мелководья. Верхняя часть разреза свиты представлена алевроитовыми осадками сравнительно удаленных от побережья частей мелкого моря, перекрываемыми комплексом чередующихся отложений фаций открытого мелководья и сравнительно удаленных от побережья частей мелкого моря. Они и завершают здесь разрез маметчинской свиты.

На п-ове Елистратова в обоих разрезах нижние горизонты маметчинской свиты представлены отложениями континентальных фаций: гравийно-галечниковых осадков русла горных рек, гравийно-песчаных осадков русла равнинных рек, открытого пресноводного озера, заболачивающихся озер, торфяных болот. Однако на смену континентальным образованиям здесь довольно быстро приходят отложения фации галечниковых осадков подводной дельты, которые, в свою очередь, сменяются дельтовыми гравийно-песчаными осадками, а затем алевролитами фации сравнительно удаленных от побережья частей мелкого моря.

Пенжинский горизонт по условиям образования слагающих его осадков существенно неодинаков. В районе мыса Валижген большая часть пенжинского горизонта сложена конгломератами фации гравийно-галечниковых осадков русла горной реки. Лишь в верхних горизонтах появляются песчано-гравийные осадки фации русел равнинных рек, чередующиеся с озерными, озерно-болотными и болотными осадками. Встречаются маломощные прослои песчаников и гравеллитов фации открытого подвижного прибрежного мелководья.

В районе мыса Конгломератовый весь разрез пенжинского горизонта представлен чередованием аллювия равнинных рек (фаций русла и поймы), озерных, озерно-болотных и болотных осадков.

Южнее мыса Рифовый нижние части разреза сложены мощной толщей песчаников, принадлежащих в основном фации открытого мелко-

вода. Выше они постепенно сменяются алевритовыми осадками фации сравнительно удаленных от побережья частей мелкого моря, слагающими здесь всю верхнюю часть пенжинского горизонта, вплоть до его верхней границы.

В районе междуречья Мамет и Эсгичнинваям пенжинский горизонт сложен в своей нижней части мощным комплексом песчаных дельтовых осадков, которые вверх по разрезу переходят в песчаные отложения открытого мелководья. Средняя часть разреза пенжинского горизонта представлена осадками фации сравнительно удаленных от побережья частей мелкого моря, на смену которым затем вновь приходят песчаные осадки фации открытого мелководья с отдельными прослоями алевритовых осадков фации сравнительно удаленных от побережья частей мелкого моря.

На восточном берегу п-ова Елистратова (бухта Горных Кузнецов) в составе пенжинского горизонта присутствуют лишь континентальные осадки: аллювиальные (аллювий равнинных рек), озерные, озерно-болотные. В этом районе аллювиальные осадки резко доминируют над всеми другими.

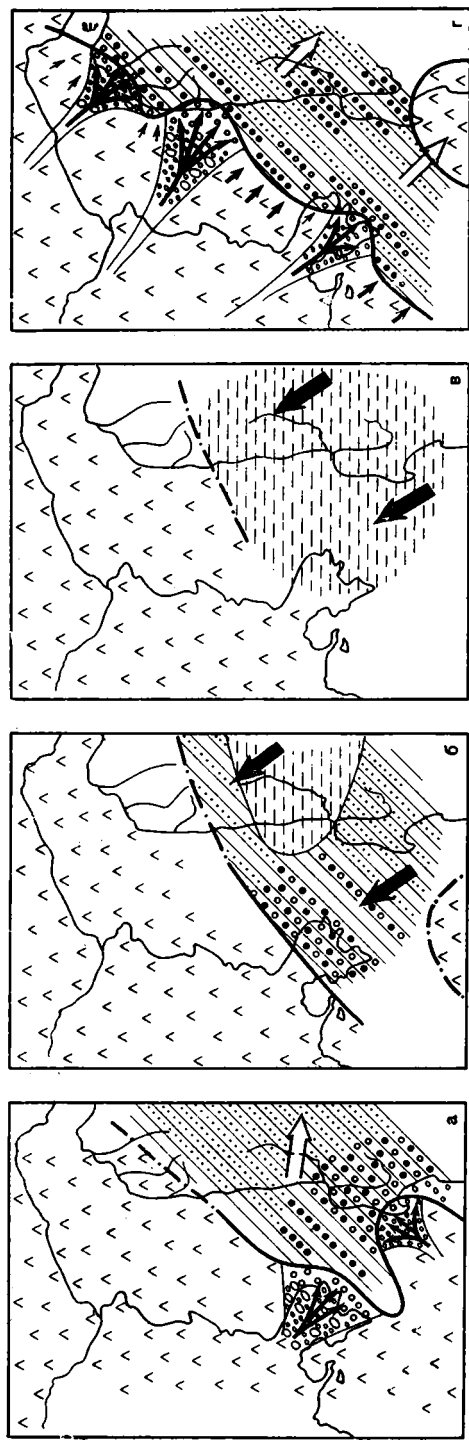
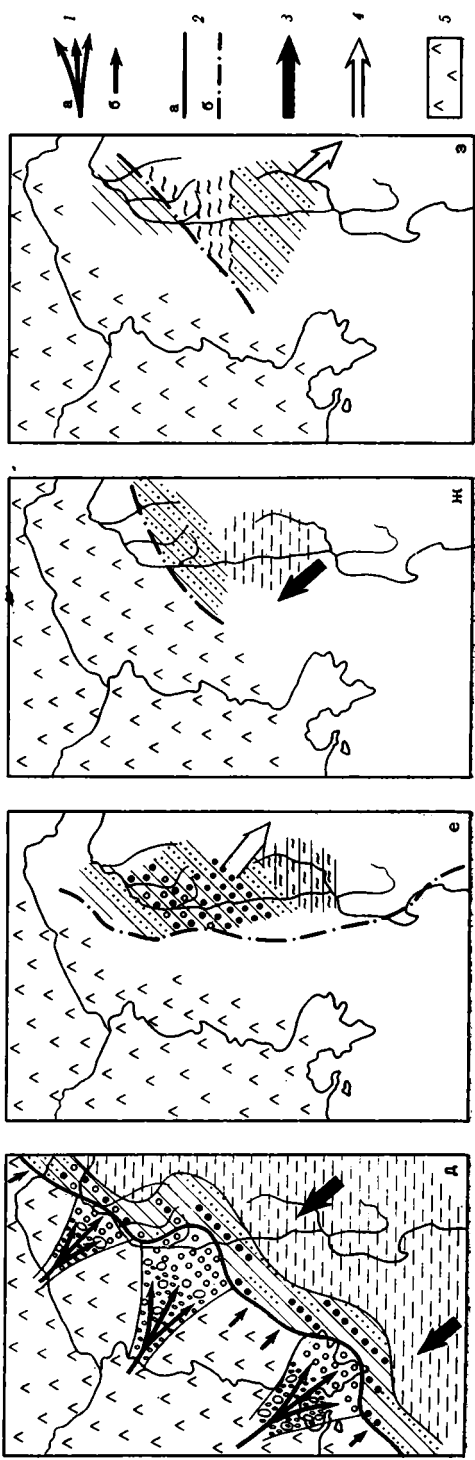
Пенжинский горизонт северной части п-ова Елистратова (район мыса Опасный) имеет ряд особенностей, отличающих его от всех других районов. Присутствующие здесь два горизонта конгломератов представляют собой отложения фации галечниковых осадков подводной дельты, дельтовыми по условиям образования являются также и разделяющие их песчаники.

Быстринская свита. Как видно из приведенных разрезов (см. фиг. 1, Б) отложения свиты установлены лишь по восточному побережью Пенжинской губы. В обнажениях п-ова Елистратова они отсутствуют, что связано, возможно, с предпалеогеновым размывом свиты.

В районе мысов Валижген и Конгломератовый быстринская свита имеет отчетливое двучленное строение. Ее нижняя часть (нижнебыстринская подсвита) сложена в нижней части песчаными дельтовыми осадками, переходящими выше в маломощные песчаные осадки фации открытого мелководья. В районе мыса Конгломератовый в основании свиты фиксируются галечниковые осадки подводной дельты, которые вверх по разрезу сменяются довольно мощными песчаными осадками фации подвижного мелководья с отдельными горизонтами гравийно-песчаных осадков приустьевой части подводной дельты.

Верхняя часть быстринской свиты (верхнебыстринская подсвита) значительно уступает нижней по своей мощности. Она представлена песчано-гравийными осадками фации открытого подвижного прибрежного мелководья, заключающими прослой озерно-болотных и болотных отложений (каменные угли, углистые породы). Мощность быстринской свиты в районе мыса Валижген сильно сокращена по сравнению с районом мыса Конгломератовый. Наиболее вероятно, что это сокращение связано с выпадением из разреза верхних горизонтов морской нижнебыстринской подсвиты. Его причиной мог явиться размыв осадков, предшествовавший времени накопления пород верхнебыстринской подсвиты или отсутствие осадконакопления здесь на протяжении раннебыстринского времени. Характерно, что граница размыва в основании верхнебыстринской подсвиты фиксируется достаточно отчетливо.

В районе мыса Рифовый нижнебыстринская подсвита сложена довольно пестрым набором осадков различных фациальных типов. В своей нижней части она представлена чередованием отложений фации песчаных осадков дельты и подвижного открытого мелководья. Среди последних встречаются отдельные прослой углистых алевритовых осадков, накопившихся в условиях сильно заиливавшихся торфяников. Мощность таких прослоев не превышает 20—30 см.



Самая верхняя часть разреза подсыты состоит из алевролитов фации сравнительно удаленных частей мелкого моря. Выше их с отчетливым размывом залегают песчаники фации открытого мелководья, относящиеся к лежащей выше веселовской свите авалкаланской серии.

В разрезе междуречья Мамет и Эсгичнинваям нижняя часть нижебыстринской подсыты складывается маломощными осадками фации открытого мелководья, сменяемыми выше чередующимися гравелитами, песчаниками и алевролитами открытого прибрежного мелководья. Непосредственно выше залегают чередующиеся осадки фации сравнительно удаленных от побережья частей мелкого моря и открытого мелководья. Более высокие горизонты быстринской свиты здесь недоступны для изучения.

### ОСОБЕННОСТИ ПАЛЕОГЕОГРАФИИ РАЙОНА В ВЕРХНЕМЕЛОВУЮ ЭПОХУ

Анализ распределения фаций в разрезе и на площади позволяет воссоздать палеогеографические условия накопления отложений эсгичнинваямской и таловской серий в пределах этого района. На фиг. 2 приведены схематические палеогеографические карты для отдельных возрастных интервалов. Эти карты показывают, что на протяжении рассматриваемого времени район северной оконечности Пенжинской губы был расположен по периферии морского бассейна, околтуренного на северо-западе суши, которая являлась основным источником сноса обломочного материала. Линия берега ориентировалась в направлении на северо-восток, и положение ее изменялось. Суша имела довольно расчлененный рельеф. Горы располагались непосредственно у линии берега моря или отступали вглубь, образуя неширокую полосу прибрежной равнины.

Континент дренировался системой крупных и мелких горных рек. Последние, выходя из области высокогорья в приморскую равнину, меняли свой облик, превращаясь в реки равнинного типа. В своей предгорной части они откладывали слабо сортированные грубые галечники. Далее, по мере удаления от гор, где продольные уклоны русел рек снижались, а скорости течения падали, широкое развитие получали гравийно-песчаные, русловые и песчано-алевритовые пойменные осадки; здесь могли формироваться озерные, зерно-болотные и болотные осадки. Там, где горы подходили очень близко к линии берега, реки выносили весь грубый материал прямо в море. Здесь формировались отложения фации галечниковых осадков подводной дельты.

Интенсивный снос обломочного материала с быстро размывавшейся гористой суши определил широкое развитие терригенных осадков и в морском бассейне. В первую очередь, это были дельтовые отложения, примыкавшие непосредственно к устьям крупных рек. Там, где такие реки отсутствовали, у линии берега накапливались песчано-гравийные осадки фации открытого подвижного прибрежного мелководья. В более удаленных и глубоководных частях моря формировались алевритовые и мелкопесчаные осадки фации сравнительно удаленных от побережья частей мелкого моря.

Накопление осадков эсгичнинваямской и таловской серий происходило на фоне чередования этапов трансгрессии и регрессии моря, опре-

Фиг. 2. Схематические палеогеографические карты района Пенжинской губы

*а* — время, соответствующее началу накопления маметчинской свиты сеноманского периода; *б* — то же средних горизонтов свиты; *в* — то же верхних горизонтов свиты; *г* — время, соответствующее начальным этапам формирования пенжинской свиты; *д* — то же верхних горизонтов свиты; *е* — время, соответствующее началу накопления нижебыстринской подсыты; *ж* — то же концу накопления подсыты; *з* — время, соответствующее накоплению верхнебыстринской подсыты. 1 — направление течения рек: *а* — крупных, *б* — небольших; 2 — схематическое положение береговой линии: *а* — установленное, *б* — предполагаемое; 3 — трансгрессия; 4 — регрессия; 5 — область высокогорья молодой платформы. Остальные обозначения см. на фиг. 1

делявшихся колебательными движениями земной коры. Периоды трансгрессии моря, происходившие в моменты преобладания погружений, сочетались, по-видимому, с моментами нивелирования рельефа на суше, что немедленно приводило к широкому развитию менее грубообломочных осадков. В периоды регрессии моря и общего воздымания всей территории в области суши происходило омоложение рельефа, усиливались процессы размыва, в область седиментации поступал более грубообломочный материал.

Рассмотрим особенности изменения древнего ландшафта на этой территории. В начальные моменты верхнемеловой эпохи (раннесеноманское время), соответствующие накоплению базальных горизонтов маметчинской свиты, линия берега проходила из района мыса Конгломератовый в направлении на юго-запад (фиг. 2, а). Южнее бухты Горных Кузнецов и мыса Опасный она, по-видимому, резко поворачивала на восток, а затем вновь на юго-запад. Континентальные условия существовали в это время, по-видимому, также и южнее устья рек Мамет и Эсгичнинваям.

Фациальный состав осадков показывает, что в районе бухты Горных Кузнецов и мыса Опасный располагалась приустьевая часть крупной равнинной реки. Здесь накапливался комплекс аллювиальных, озерных и озерно-болотных осадков. Крупная горная река впадала в морской бассейн в районе к югу от устья рек Мамет и Эсгичнинваям. Поскольку континентальные отложения здесь имеют слабое развитие, а широко распространены галечники подводной дельты, можно предположить, что горы подходили достаточно близко к берегу. О существовании континентальных условий в районе мысов Конгломератовый и Валижген, возможно, говорит, с одной стороны, полное отсутствие раннесеноманских осадков в этой части территории и заметное поглубение обломочного материала отложений сеноманского возраста по мере приближения к мысу Конгломератовый. Наиболее вероятно, что здесь непосредственно к берегу моря подступала сравнительно широкая полоса пенеэпленизированной приморской равнины, а горы находились на некотором удалении.

В морском бассейне, примыкавшем к суше, в раннесеноманское время господствовали довольно мелководные условия и накапливались грубые терригенные осадки: в основном песчано-гравийные отложения приустьевой части дельты, а также конгломераты фации галечниковых осадков подводной дельты. Широкое распространение последних на юге рассматриваемой территории является веским доказательством высокого рельефа прилегающей суши.

Осадконакопление в последующие моменты сеноманской истории развивалось уже на фоне трансгрессии и некоторого перемещения линии берега в направлении на северо-запад. Это находит наиболее полное выражение во время накопления средней части маметчинской свиты (фиг. 2, б). К этому моменту происходит заметное изменение ландшафта и характера осадков, территории, где накапливаются галечниковые отложения подводной дельты, резко сокращаются. Этот тип отложений характерен для района бухты Горных Кузнецов и мыса Опасный. В районе устья рек Мамет и Эсгичнинваям в это время накапливаются песчаные осадки фации открытого мелководья или алевроито-глинистые осадки сравнительно удаленных частей мелкого моря. Существование континентальных условий в районе к северу от мыса Конгломератовый можно предполагать на основании полного отсутствия здесь отложений этого возраста.

Время, соответствующее накоплению верхних горизонтов маметчинской свиты, представляет собой момент наибольшей трансгрессии (фиг. 2, в). Почти на всей изученной территории, за исключением района к северу от мыса Конгломератовый, в этот момент накапливаются алевроитовые и мелкопесчаные осадки фации сравнительно удаленных от побережья частей мелкого моря. К северу от мыса Конгломератовый, по-

видимому, продолжала существовать сильно пенепленизированная суша, оказывавшая слабое возмущающее действие на осадконакопление в прилежащих частях моря.

Начальные моменты накопления пенжинского горизонта ознаменовались интенсивной регрессией моря (фиг. 2, з). Палеогеографические условия, существовавшие в это время, до некоторой степени близки к тем, что были характерны для раннесеноманского времени; сходство проявляется в положении береговой линии и характере распределения фациальных типов осадков.

В районе бухты Горных Кузнецов накапливаются континентальные (аллювиальные, озерные, озерно-болотные, болотные) осадки, развивавшиеся в пределах долины равнинной реки. Аналогичные условия существовали и в окрестностях мыса Конгломератовый. В районе мыса Опасный формируются галечниковые, плохо сортированные отложения подводной дельты. Здесь высокогорье подходило достаточно близко к линии берега. В районе мыса Валижген накапливались грубые галечники русла горной реки. В морском бассейне, примыкавшем к древней суше, по-видимому, происходила смена отложений песчано-гравийных осадков фации приустьевой части подводной дельты, располагавшихся непосредственно у линии берега, песчаными осадками открытого мелководья, приуроченными к более удаленным от берега участкам моря.

К концу времени формирования пенжинской свиты происходят некоторые изменения в условиях осадконакопления, захватившие в первую очередь область морской седиментации (фиг. 2, д). Это время совпало, по-видимому, с началом трансгрессии. Положение береговой линии для этого этапа очень сходно с предшествующим, однако характер осадков существенно иной.

В окрестностях мысов Конгломератовый и Валижген, располагались периферические участки долин крупных рек и накапливались континентальные угленосные осадки. Они были более тонкозернистыми, чем осадки начальных моментов накопления пенжинской свиты; сходные условия, по-видимому, существовали и в районе бухты Горных Кузнецов и мыса Опасный. В пределах морского бассейна, примыкавшего с юго-востока к суше, в пределах сравнительно узкой прибрежной полосы локализовались дельтовые песчано-гравийные осадки, в то время как большая часть остальной территории была занята более глубоким морем, где отлагались мелкопесчаные и алевроито-глинистые осадки фации сравнительно удаленных частей мелкого моря.

Начало формирования быстринской свиты происходило на фоне трансгрессии моря, и, по-видимому, изменение конфигурации линии берега привело к сокращению развития континентальных отложений (фиг. 2, е). Положение береговой линии может быть установлено с большими допущениями ввиду отсутствия соответствующих осадков. Ее близость к современному восточному побережью Пенжинской губы подтверждается довольно грубозернистым составом и мелководным характером отложений нижних горизонтов быстринской свиты в этом районе: песчано-гравийные осадки фаций открытого подвижного прибрежного мелководья, приустьевой части подводной дельты или открытого мелководья, а в районе мыса Конгломератовый даже галечниковые осадки подводной дельты.

На западном берегу Пенжинской губы отложения быстринской свиты не установлены, — возможно, они были размыты предпалеогеновой эрозией или не отлагались совершенно. Накопление нижнебыстринской подсвиты происходило на фоне непрерывной трансгрессии, достигшей максимального развития к концу этого времени (фиг. 2, ж). В районе мыса Рифовой, а, возможно, и южнее, формируются алевроито-глинистые и мелкопесчаные осадки фации сравнительно удаленных от побережья частей мелкого моря. Севернее, в районе мыса Конгломератовый, проис-

ходило накопление песчаных отложений фации открытого мелководья. Отсутствие верхних горизонтов нижебыстринской подбиты в районе мыса Валижген, возможно, говорит о существовании здесь в это время континентальных условий и отсутствии осадконакопления вообще. По-видимому, в этом участке была сравнительно плоская суша, слабо возвышавшаяся над поверхностью моря и не оказывавшая существенного влияния на режим осадконакопления в прилегающих участках моря. Положение береговой линии в остальных частях территории не ясно.

Верхнебыстринское время повсеместно совпало с регрессией, приведшей к изменению характера осадков (фиг. 2, з). В районе мыса Валижген отлагались континентальные, озерные, пойменные и болотные осадки, сменявшиеся юго-восточнее и восточнее морскими отложениями: сначала песчано-гравийными осадками фации открытого подвижного прибрежного мелководья, а затем песчаными осадками открытого мелководья.

На этом заканчивается история формирования осадков таловской серии; последующие моменты соответствуют уже времени накопления веселовской свиты. В начальные моменты этого этапа, как видно из разрезов, на всей территории восточного побережья Пенжинской губы накапливались мощные толщи песчаных осадков, относящихся к фации открытого мелководья. Наиболее вероятно, что это было связано с известной регрессией моря и омоложением рельефа на суше, примыкавшей к морскому бассейну. Здесь, по-видимому, под влиянием тектонических факторов резко усилилась денудация и вынос обломочного сравнительно грубозернистого материала. У нас нет данных о положении береговой линии и режиме осадконакопления на суше. Учитывая общие особенности осадконакопления в предшествующие этапы верхнемеловой эпохи, можно полагать, что суша и в это время находилась сравнительно недалеко к северо-западу от рассматриваемой территории.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изложенные данные показывают, что осадочные образования эсгиниваямской и таловской серий восточного и западного побережий Пенжинской губы характеризуются сложными изменениями литолого-фациального состава во времени и в пространстве. Пестрый характер этих изменений отражает весьма неустойчивый характер режима осадконакопления, существование резко различных по условиям осадконакопления ландшафтных зон, достаточно быстро переходивших одна в другую.

Анализ палеогеографических схем показывает, что наиболее резкие изменения условий осадконакопления происходили в направлении с северо-запада на юго-восток, т. е. перпендикулярно ориентировке древней береговой линии. В самом деле, здесь на расстоянии нескольких десятков километров наблюдался переход от зоны предгорий приморской равнины с располагавшимися на ней грубообломочными осадками русел горных рек к относительно глубоководным и тонкозернистым морским отложениям. Значительно более устойчивыми были условия осадконакопления вдоль линии древнего берега, т. е. в направлении с юго-запада на северо-восток.

Основную причину столь резких изменений древнего ландшафта следует искать в особенностях структурно-тектонического положения изученного района. Он приурочен к периферической части древнего миогеосинклинального прогиба, к зоне смыкания последнего с областью мезозойской складчатости. Как показывают работы В. Ф. Белого, С. М. Тильмана (1966), границей этих двух крупных тектонических зон, характеризовавшихся существенно различной историей развития, была крупная

и длительно существовавшая зона разломов, ориентированная с юго-запада на северо-восток.

Наши исследования не захватили области распространения континентальных вулканогенных образований, формировавшихся в области суши, которая располагалась непосредственно северо-западнее. Поэтому основные моменты режима осадконакопления в пределах этой области неясны. Изложенные в статье данные показывают, что изученная территория на протяжении верхнемеловой истории своего развития представляла собой переходную зону между двумя областями, различавшимися в структурно-тектоническом и палеогеографическом отношении: областью устойчивой морской седиментации, характерной для миеосинклинальной зоны Корякско-Камчатской геосинклинали, и областью континентального развития Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Из изложенного видно, что континентальные условия сменялись достаточно постепенно, хотя и очень быстро, морскими. Переход одного режима осадконакопления в другой осуществлялся через ряд генетически тесно связанных фаций, сменявших друг друга во времени и пространстве. В связи с колебательными движениями происходило неоднократное отступление и наступление моря. Таким образом, в палеогеографическом отношении эти две тектонически разнородные области связаны друг с другом достаточно тесно. Существование зоны разломов, разделявшей их, по-видимому, и определило резкий характер изменения ландшафта в направлении с северо-запада на юго-восток.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Белый В. Ф., Николаевский А. А., Тильман С. М., Шило Н. А. Тектоническая карта Северо-Востока СССР (1:2 500 000), Тр. СВКНИИ СО АН СССР. Магадан, 1964.
- Белый В. Ф., Тильман С. М. Тектоника и история развития Охотско-Чукотского вулканического пояса. Геотектоника, № 2, 1966.
- Пергамент М. А. Стратиграфия верхнемеловых отложений Северо-Западной Камчатки (Пенжинский район). Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 39, 1960.

Геологический институт АН СССР  
Москва

Дата поступления  
8.I.1969

## **ОБ ЭПИГЕНЕТИЧЕСКИХ ИЗМЕНЕНИЯХ ПАЛЕОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ**

**Г. А. КАЛЕДА**

Комиссия по осадочным породам с 16 по 18 декабря 1968 г. провела в Москве второй семинар по результатам глубокого бурения на Русской платформе, посвященный вопросам гидрохимии и вторичным изменениям палеозойских отложений. На первом семинаре, в марте 1967 г., обсуждались итоги и новые данные изучения литологии и палеогеографии (труды его находятся в печати). С этого номера нашего журнала начинают публиковаться материалы второго семинара. На нем было заслушано 19 докладов и выступило в прениях 50 человек.

Вторичные изменения осадочных горных пород, если исключить собственно метаморфизм и поверхностное выветривание, по-настоящему стали изучаться лишь с 50-х годов текущего столетия. В последнее время фронт исследований и круг лиц, принимающих в них участие, значительно расширились. Наметилось несколько научно-методических направлений, взаимно дополняющих друг друга.

Проблема вторичных изменений горных пород имеет не только теоретическое значение — познание еще малоизученных стадий бытия породы, но и большое практическое: формирование коллекторских свойств, образование залежей нефти и газа, перераспределение рудных компонентов, иногда определяющее их промышленную концентрацию, и формирование химических и физических свойств многих нерудных полезных ископаемых происходит в значительной мере после стадий седиментогенеза и диагенеза.

Проведенный семинар показал, что изучение вторичных изменений осадочных пород на Русской платформе проводится во многих геологических организациях, особенно нефтяных. Ряд докладов и интересных выступлений в прениях сделали сотрудники производственных управлений, трестов и экспедиций.

В докладах А. Г. Коссовской, В. Д. Шутова, К. Р. Чепикова, Е. П. Ермолаевой, Н. А. Орловой, А. П. Карпова и др. был проведен тонкий анализ минеральных и кристаллохимических изменений, которые происходят при эпигенезе и катагенезе, исследовалось влияние давления, температуры и времени на вторичные изменения горных пород и т. д. Многие авторы на конкретных примерах продемонстрировали уже давно известную в общих чертах закономерность, что с глубиной пористость и проницаемость резко падают. Отсюда можно, казалось бы, сделать пессимистический вывод, что на определенных глубинах должны отсутствовать породы-коллекторы. В связи с этим следует сделать следующее замечание. Ухудшение коллекторских свойств с глубиной, как общая закономерность, является твердо установленным фактом. Работы, позволяющие ее детализировать, бесспорно имеют большое научное и практическое значение, особенно, когда они опираются на ко-

личественные методы исследования. Однако, как показывает опыт изучения глубоких скважин разных регионов, на больших глубинах, среди пород, испытавших заметные вторичные изменения и обладающих низкими коллекторскими свойствами, встречаются породы, слабо измененные, с высокими значениями пористости. Причины подобных аномалий в разрезах еще недостаточно изучены. Одной из них в ряде случаев может быть наличие нефтеносности, задерживающей эпигенетические преобразования горных пород и связанное с этим ухудшение их коллекторских свойств в процессе погружения на большие глубины.

Упорная дискуссия развернулась вокруг вопроса о так называемых вторичных доломитах. Разные точки зрения на их происхождение были изложены в докладах М. С. Пичугина, Н. Н. Эйнасто, В. С. Сорокина, с одной стороны, и А. И. Осиповой, Т. Н. Бельской и Н. Н. Фоминой, с другой. С резкой критикой представлений Л. М. Бириной о сульфатном метасоматозе выступили Я. Я. Яржемский, М. П. Фивег, А. И. Осипова и др.

Содержание докладов, сделанных на семинаре, не излагается, так как они будут публиковаться в ближайших номерах нашего журнала.

Проведенный семинар показал не только значительные достижения последних лет в изучении вторичных преобразований осадочных пород, но и наличие в этой области ряда пробелов, нуждающихся в серьезных исследованиях.

1. Недостаточное внимание уделяется литологами флюидам стратисферы: подземным водам, нефти, газам и реакциям их с вмещающими породами, хотя процессы катагенеза — это, прежде всего, процессы взаимодействия горных пород с находящимися в них флюидами. Попытка развернуть на семинаре широкий разговор между литологами и гидрогеологами удалась лишь частично. Обе стороны оказались к нему недостаточно подготовленными. Редко анализируется влияние разреза на формирование подземных вод и влияние последних на вторичные преобразования горных пород. Следует отметить также, что литологов часто не удовлетворяют стандартные гидрохимические анализы, приводимые в огромных количествах в гидрогеологических отчетах: в них отсутствуют данные о содержании  $\text{SiO}_2$  и ряда других компонентов, имеющих важное значение при вторичных преобразованиях горных пород.

2. От изучения вторичных изменений песчаников и глин заметно отстало изучение таких же изменений других типов пород, в том числе карбонатных.

Повышенный интерес к постседиментационным изменениям терригенных пород обусловлен главным образом (во всяком случае в нефтяной геологии) двумя причинами: 1) первоначально на Русской платформе, на Кавказе, в Средней Азии основные перспективы связывались с терригенными коллекторами, поэтому им уделялось и преимущественное внимание; 2) яркие работы А. В. Копелиовича, А. Г. Коссовской, В. Д. Шутова привлекли много специалистов к исследованию эпигенеза песчаников и глин. Результаты их работ широко освещались в печати и обсуждались на различных совещаниях и семинарах. Однако в настоящее время основные перспективы на нефть и газ Волго-Уральской обл. и некоторых других районов Русской платформы, Средней Азии, Северного Кавказа связаны с карбонатными породами и поэтому **изучение эпигенетических изменений карбонатных пород становится одной из важнейших практических задач литологии.**

3. Основное внимание исследователи до последнего времени уделяли минералого-петрографическим особенностям преобразования горных пород при эпигенезе и их изменениям по вертикальному разрезу. Вопросы закономерностей их пространственных изменений на структурных элементах почти выпали из их поля зрения. В результате семинар пре-

вратился в обсуждение общих вопросов эпигенеза на примере Русской платформы. Такое обсуждение, несомненно, назрело. Но, вместе с тем, семинар не вполне выполнит одно из своих целевых назначений — региональные закономерности развития вторичных изменений осадочных пород, за исключением отдельных выступлений, почти не затрагивались в дискуссии.

Участники семинара высказались о необходимости проведения семинара или совещания по вопросам эпигенеза и гидрохимии подземных вод с привлечением специалистов из различных регионов СССР. Проведенный региональный семинар можно рассматривать как подготовку к такому большому совещанию. Он явился первым совместным семинаром литологов и гидрогеологов, позволил отметить основные успехи и задачи сравнительно молодого еще раздела литологической науки.

ВНИГНИ  
Москва

Дата поступления  
16.VII.1969

УДК 551.49 : 552.14

## **ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГИДРОХИМИЧЕСКОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ ПЛАТФОРМЕННЫХ ОБЛАСТЕЙ И ЕЕ ЗНАЧЕНИЕ ДЛЯ ИЗУЧЕНИЯ ВТОРИЧНОГО ИЗМЕНЕНИЯ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД**

**И. К. ЗАЙЦЕВ, Е. А. БАСКОВ**

В статье излагаются представления о формировании зональности подземных вод платформенных территорий.

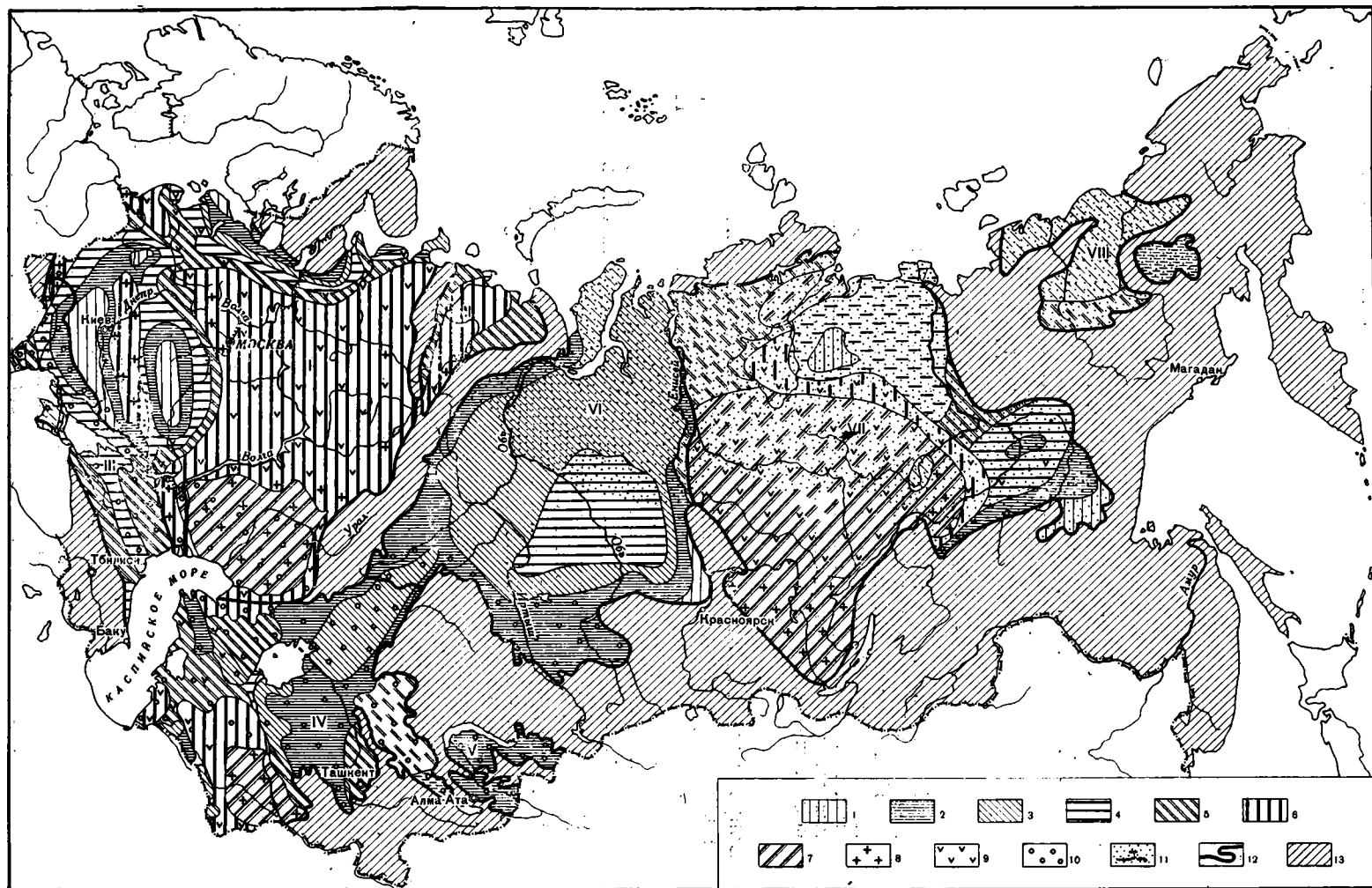
Показано, что вертикальная зональность, установленная для Русской платформы, не является универсальной. Выделены районы СССР с разными типами вертикальной зональности. Рассматривается влияние подземных вод различных гидрохимических зон на вторичное преобразование осадочных пород.

Вопросы участия подземных вод в различных геологических процессах, в частности в преобразовании горных пород на разных стадиях петрогенеза, все больше привлекают внимание геологов и геохимиков. Наибольшее значение в обосновании и развитии этого научного направления имели работы В. И. Вернадского (1960); необходимость резкого усиления теоретических исследований в этой области отмечается в работах А. В. Сидоренко (1964).

В настоящее время накоплен огромный фактический материал о водоносности горных пород в районах разного геологического строения, показывающий, что подземные воды — существенная составная часть горных пород земной коры.

Общее их количество в земной коре до глубины 10—12 км не менее 8—10% по весу (Вернадский, 1960). По подсчетам В. Ф. Дерпгольца (1962), общее количество всех видов подземных вод в породах и минералах осадочного чехла равно 12,5%. Многими авторами установлено, что количество, характер распространения и физико-химические свойства подземных вод существенно изменяются в зависимости от глубины распространения, типа и этапов развития геолого-тектонических структур. Выявлению основных закономерностей распространения и формирования подземных вод на всей территории СССР до глубины 3—5 км в значительной мере способствовало составление во ВСЕГЕИ гидрохимических и гидрогеологических карт СССР.

Гидрогеологи различают два основных типа гидрогеологических структур, которым свойственны принципиально разные гидрологические условия: бассейны пластовых артезианских вод и массивы трещинно-жильных подземных вод. Первые господствуют на платформах и в межгорных впадинах, вторые — в складчатых областях. В разных гидрогеологических структурах и на разных глубинах распространены воды, существенно различные по степени минерализации, солевому, газовому, микробиологическому составу, температуре, а следовательно, разные и по



геохимическому значению в процессах взаимодействия с горными породами.

Краткой характеристике основных закономерностей распространения подземных вод артезианских бассейнов платформенных областей на территории СССР и возможной роли их в процессах вторичного преобразования пород и посвящена настоящая статья.

### ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГИДРОХИМИЧЕСКОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ АРТЕЗИАНСКИХ ОБЛАСТЕЙ

Бассейны пластовых артезианских вод, расположенные на платформах, образуют артезианские области. На территории СССР выделяется восемь артезианских областей (фигура): Восточно-Европейская, Печорская, Каспийско-Черноморская, Арало-Каспийская, Алакуль-Балхашская, Западно-Сибирская, Восточно-Сибирская и Яно-Индибирская (Зайцев, Толстухин, 1963).

Общая черта всех артезианских областей (и входящих в них бассейнов) — наличие чехла и фундамента. Чехол сложен осадочными (или вулканогенно-осадочными), полого залегающими толщами с пластовыми скоплениями подземных вод. Фундамент сложен обычно кристаллическими образованиями (метаморфическими, изверженными) и содержит скопления трещинно-жильных вод в пределах древней перекрытой зоны выветривания. Основная масса подземных вод приурочена к чехлу бассейнов, тогда как в породах фундамента их содержится значительно меньше.

По мере углубления в чехол бассейнов степень минерализации, химический, газовый, микробиологический состав существенно и закономерно изменяются. Эти закономерности для подземных вод изучены главным образом до глубины 3—5 км, что во многих бассейнах равно всей мощности чехла. При этом наиболее полно как по площади, так и в вертикальном разрезе артезианских структур изучены закономерности изменения степени минерализации и химического состава подземных вод, т. е. их гидрохимическая зональность.

Наиболее полное отражение основные черты гидрохимической зональности подземных вод получили на гидрохимических картах СССР, составленных во ВСЕГЕИ (1956, 1966). Принципиальная схема гидрохимической зональности артезианских областей на территории СССР приведена на фигуре. На данной схеме, как и на упомянутых выше гидрохимических картах СССР, показано по площади распределение гидрохимических поясов, состоящих из гидрохимических зон. Каждый гидрохимический пояс характеризуется одинаковой последовательностью залеганий гидрохимических зон в вертикальном разрезе. Гидрохимические зоны (и подзоны) для мелкомасштабных карт наиболее целесообразно выделять по степени минерализации (концентрации) воды, являющейся основным классификационным компонентом химии природных вод (Вернадский, 1960). Для гидрохимических карт СССР масштаба 1 : 5 000 000 и прилагаемой схемы (см. фигуру) приняты следующие зоны:

Схема гидрохимической зональности артезианских областей СССР (составлена на основе Гидрохимической карты СССР масштаба 1 : 5 000 000, 1966. Гл. ред. И. К. Зайцев, Н. И. Толстухин)

1—7 — гидрохимические пояса в артезианских областях: 1 — А, 2 — В<sub>10</sub>, 3 — В<sub>35</sub>, 4 — В<sub>70</sub>, 5 — В<sub>140</sub>, 6 — В<sub>270</sub>, 7 — В<sub>350</sub>; 8 — районы, в которых в осадочных толщах установлена каменная соль; 9 — районы, в которых в осадочных толщах установлены гипсы и ангидриты; 10 — районы, в верхних частях разреза которых формируются соленые и рассоловые воды в результате процессов континентального засоления; 11 — районы, в которых пресные подземные воды в основном проморожены; 12 — границы артезианских областей; 13 — гидрогеологические складчатые области

Примечание: Прерывистой штриховкой показаны гидрохимические районы, устанавливаемые предположительно. Артезианские области (цифры на карте): I — Восточно-Европейская, II — Печорская, III — Каспийско-Черноморская, IV — Арало-Каспийская, V — Алакуль-Балхашская, VI — Западно-Сибирская, VII — Восточно-Сибирская, VIII — Яно-Индибирская

А — пресных вод с минерализацией до 1 г/кг; Б — соленых вод с минерализацией 1—35 г/кг; В — рассольных вод с минерализацией более 35 г/кг. Эти зоны подразделяются на ряд подзон, граничные значения величин минерализации которых также учитывают изменения физико-химических свойств природных вод. Так, в зоне соленых вод (Б) выделяются подзоны: Б<sub>3</sub> — слабосоленых вод с минерализацией 1—3 г/кг; Б<sub>10</sub> — среднесоленых вод с минерализацией 3—10 г/кг; Б<sub>35</sub> — сильносоленых вод с минерализацией 10—35 г/кг.

Зона рассольных вод (В) подразделяется на подзоны: В<sub>70</sub> — весьма слабых рассолов с минерализацией 35—70 г/кг; В<sub>140</sub> — слабых рассолов с минерализацией 70—140 г/кг; В<sub>270</sub> — крепких рассолов с минерализацией 140—270 г/кг; В<sub>350</sub> — весьма крепких рассолов с минерализацией 270—350 г/кг; В<sub>350</sub> — сверхкрепких рассолов с минерализацией более 350 г/кг.

Гидрохимическая зональность в разных артезианских областях (и их отдельных бассейнах) неодинакова, что определяется многими факторами — в первую очередь геологическим строением и историей развития соответствующих регионов, а также их современными физико-географическими условиями. Ниже эти положения будут рассмотрены на примере некоторых артезианских областей.

В Восточно-Европейской артезианской области, занимающей большую часть территории Русской платформы, чехол сложен терригенными, карбонатными и галогенными отложениями, как правило, палеозойского возраста. Мощность чехла на большей части области не превышает 2,5—3 км, в Предуральском прогибе увеличивается до 4—5 км, в Днепровско-Донецкой впадине — до 7—8 км, в Прикаспийской впадине — до 10—15 км. К чехлу приурочены многочисленные водоносные горизонты с отчетливо выраженной широтной и вертикальной гидрохимической зональностью. Широтная зональность наиболее четко проявлена для верхних, главным образом грунтовых вод и тесно сопряжена с климатической зональностью. По мере продвижения с севера на юг минерализация грунтовых вод возрастает от 0,1—0,2 до 50—100 г/кг при изменении состава от гидрокарбонатного кальциевого до хлоридного натриевого и кальциевого.

Вертикальная зональность в общем проявляется в повышении минерализации вод с глубиной (в крайних пределах от 0,1—0,2 до 300—350 г/кг) с соответствующим изменением состава вод от гидрокарбонатного кальциевого до хлоридного кальциевого. Мощность зоны пресных вод обычно не превышает 150—200 м, а в Прикаспийской впадине еще меньше. Только на небольших площадях области она больше и как исключение достигает 600—700 м (Днепровско-Донецкая впадина). Значительно большая часть разреза чехла артезианских бассейнов заполнена солеными (до 35 г/кг) и рассольными (до 350 г/кг) водами. Суммарная мощность зоны соленых вод 500—800 м, рассольных — 2000—5000 м. Лишь по окраинам области, граничащим с Балтийским и Украинским кристаллическими массивами, а также на участках распространения хорошо дренируемых отложений, прикрывающих кристаллические породы Воронежского и Белорусско-Литовского поднятий, соленые воды и рассолы отсутствуют. По мере погружения фундамента минерализация вод в глубоких частях разреза постепенно увеличивается, вплоть до весьма крепких рассолов (270—350 г/кг). В связи с этим меняется и химический состав вод: от гидрокарбонатных кислородно-азотных (верхние части разреза) до хлоридных натриевых и даже до хлоридных натриево-кальциевых азотно-метановых и углекисло-метановых с разным количеством сероводорода, брома, йода, стронция и других компонентов.

Таким образом, характерной чертой гидрохимии подземных вод Восточно-Европейской области является весьма широкое распространение

рассолов с минерализацией до 270—350 г/кг и реже более. Как видно на фигуре, эти рассолы приурочены к районам развития соленосных отложений, занимающим обширные площади в Волго-Уральской области, Прикаспийской и Днепровско-Донецкой впадинах, Московской синеклизе и других местах.

Следует также отметить, что в строении чехла Восточно-Европейской артезианской области еще более широко участвуют гипсоносные толщи, также накапливавшиеся в бассейнах высокой солености. В последние десятилетия в нижних горизонтах Восточно-Европейской области установлено широкое распространение термальных вод с температурой до 60—80°, а на юге Прикаспийской впадины до 120—150°.

В строении чехла Каспийско-Черноморской артезианской области участвуют в основном терригенные и карбонатные отложения мезозойского и кайнозойского возраста общей мощностью до 2,0—2,5 км в Причерноморской впадине и до 4,8—8,0 км в пределах Предкавказского прогиба. Среди юрских пород встречаются гипсоносные и соленосные отложения (вал Карпинского и др.).

К чехлу приурочено большое количество напорных водоносных горизонтов. В этой области до глубины 1—2 км господствуют пресные и соленые воды, а глубже — слабые рассолы с минерализацией до 90—160 г/кг. Более крепкие рассолы распространены только в районах, где отмечены гипсоносные и соленосные отложения. Рассолы содержат повышенное количество бора и йода, сравнительно немного брома. По газовому составу они преимущественно метановые и углекисло-метановые, со значительным количеством водорода и сероводорода в наиболее глубоких частях разреза. В этой области сравнительно неглубоко залегают высокотермальные подземные воды. В ряде районов уже на глубине 900—1500 м распространена вода с температурой до 90—150°.

В Арало-Каспийской артезианской области осадочный чехол сложен преимущественно терригенными и карбонатными образованиями мезозойского и кайнозойского возраста, среди которых в отдельных районах распространены мощные соленосные и гипсоносные толщи. На формирование солевого состава и степень минерализации подземных вод этой области большое влияние оказывает засушливый климат, а также сравнительно широкое распространение соленосных и гипсоносных отложений в геологическом разрезе. Все это обуславливает большое засоление вод даже близ поверхности и на поверхности земли. В результате всего этого в разрезе чехла рассматриваемой области преобладают соленые и рассольные воды. В краевых частях бассейнов, примыкающих к горным сооружениям, наблюдаются сложные гидрохимические разрезы, где пресные воды чередуются с водами разной солености.

Глубокие части геологического разреза отдельных бассейнов заполнены высокотермальными солеными и рассольными водами разного химического и газового состава, но преимущественно хлоридного кальциево-натриевого, азотно-метанового и углекисло-метанового с высоким содержанием бора, брома, йода, а в отдельных районах (Челекен и др.) и металлов (свинец, цинк, серебро и др.). В соленосных толщах вскрыты хлоридные кальциево-магниевые и натриево-магниевые метановые рассолы с общей минерализацией до 350—400 г/кг и температурой выше 70—80°. Глубокие части разреза рассматриваемой области изучены еще сравнительно слабо, но можно считать, что они весьма богаты рассолами разнообразного химического состава.

В Западно-Сибирской артезианской области чехол сложен преимущественно терригенными породами юрского, мелового и кайнозойского возрастов. Мощность чехла в наиболее глубоких впадинах на юге 3,0—3,5 км, а на севере, 4—5 км, возможно, и больше. Западно-Сибирская область имеет отчетливо выраженные широтную и верти-

кальную гидрохимическую зональность. Первая обусловлена изменением климата по мере движения с севера на юг. На севере, где развита мощная вечная мерзлота, подземные воды в верхней части разреза обладают низкими температурой и минерализацией. Это преимущественно гидрокарбонатно-кальциевые, меньше натриево-кальциевые воды. На юге грунтовые воды характеризуются непостоянством состава и пестрой минерализацией, что в значительной мере обусловлено сухим климатом.

Глубинная зональность Западно-Сибирской артезианской области выражается в постепенном увеличении минерализации воды от периферических частей бассейна к центральным по мере погружения водоносных горизонтов в глубину. Одновременно с минерализацией изменяется солевой и газовый состав подземных вод: от гидрокарбонатных кальциевых азотных через гидрокарбонатные натриевые до хлоридных натриевых и кальциево-натриевых азотно-метановых и метановых с разным количеством уголекислоты. В рассматриваемой области, в отличие от других, увеличение минерализации воды с глубиной происходит очень медленно, вследствие чего зона пресных вод достигает в отдельных районах (юго-восточная часть области) большой мощности, изменяясь от 50—100 до 1000—2000 м. При этом рассолы появляются только в самой нижней части разреза чехла отдельных наиболее глубоких впадин. Максимальная их минерализация не превышает 50—70 г/кг, что также является существенной особенностью рассматриваемой области по сравнению с описанными выше, в которых широко распространены крепкие и весьма крепкие рассолы. Соленые и слабосоленые воды, заполняющие нижнюю часть геологического разреза чехла, на обширной территории являются термальными, с температурой до 70—100° на глубинах 2000—2800 м.

В Восточно-Сибирской артезианской области чехол представлен в основном карбонатными, карбонатно-терригенными и галогенно-карбонатными толщами верхнего докембрия и палеозоя, общая мощность которых обычно 2—4 км. В северных и восточных районах области также широко развиты верхнепалеозойские и мезозойские терригенные часто угленосные толщи, мощность которых 3—5 км. В северо-западной части области широко распространены вулканогенные толщи триасового возраста общей мощностью до 2—3 км. Особенно большое влияние на формирование солевого состава и степени минерализации подземных вод оказывают галогенные породы, распространенные в этой области наиболее широко по сравнению с другими областями. Они приурочены к кембрийским и в меньшей степени девонским отложениям. Весьма широкое распространение галогенных отложений обусловило столь же широкое распространение в рассматриваемой области подземных рассолов очень крепкой концентрации (до 415—420 г/кг).

Для верхних водоносных горизонтов резко проявлена широтная гидрохимическая зональность, связанная с физико-географическими и особенно мерзлотными факторами. В северных районах области мощность зоны промороженных пород 500—600 м. Подмерзлотные соленые и рассольные воды с температурами менее 0° местами прослеживаются здесь до глубин 1000—1200 м. Вертикальная гидрохимическая зональность носит сложный характер и тесно сопряжена с условиями распространения различных литолого-фациальных комплексов пород (Зайцев, Басков, 1961). Мощность зоны пресных вод на большей части области не превышает 200—300 м. В северных районах области пресные воды проморожены обычно полностью и под мерзлотой залегают непосредственно соленые или рассольные воды. Мощность зоны соленых вод колеблется от первых десятков и сотен до 3000—4000 м. Наибольшей мощности зона соленых вод достигает в северных и восточных районах области, где развиты в основном терригенные и угленосные толщи мезозойского возраста. Резко уменьшается (до 50—100 м) ее мощность в районах выходов

на поверхность галогенно-карбонатных пород. Зона рассолов развита очень широко, мощность ее в южных и центральных районах 4000 м и более. Преимущественным распространением пользуются крепкие (140—270 г/кг) и весьма крепкие (270—350 г/кг) рассолы хлоридного кальциево-натриевого и кальциевого состава, азотно-метановые и метановые с высоким содержанием калия (до 15—20 г/кг), брома (до 5—6 г/кг), стронция (до 3—5 г/кг) и других компонентов. Эти рассолы приурочены к галогенно-карбонатным палеозойским толщам, начиная обычно с глубин 400—500 м. На меньших глубинах в этих отложениях формируются рассолы хлоридного натриевого состава.

Приведенные краткие сведения о распространении подземных вод в артезианских областях показывают, что общая их закономерность — широтная и вертикальная гидрохимические зональности. Широтная зональность проявляется главным образом в верхних водоносных горизонтах и возникает под влиянием физико-географических факторов (главным образом климата), тогда как геологические факторы имеют хотя и существенное, но подчиненное значение. Вертикальная зональность, выражающаяся обычно в закономерном повышении минерализации подземных вод с глубиной (от пресных к соленым и, наконец, рассольным водам) с соответствующим изменением химического состава вод (от гидрокарбонатных к хлоридным), формируется главным образом в зависимости от геологических факторов. При этом в разрезе артезианских областей устанавливается отчетливое преобладание соленых и рассольных вод преимущественно хлоридного состава. Если мощность зоны пресных вод (с минерализацией до 1 г/кг) измеряется десятками и сотнями метров, то мощность соленых (с минерализацией 1—35 г/кг) и рассольных (с минерализацией более 35 г/кг) — многими сотнями и тысячами метров.

Гидрохимическая зональность тесно связана с гидродинамической. Гидродинамические условия определяют степень промытости разных частей геологического разреза артезианских бассейнов, возможность сохранения седиментационных вод и глубину проникновения в недра инфильтрационных вод.

В настоящее время принято различать три гидродинамические зоны артезианских бассейнов, последовательно сменяющиеся по мере углубления и изоляции водоносных пород от дневной поверхности (Игнатович, 1944; Зайцев, 1945 и др.). Верхняя зона — свободного водообмена. В ней господствуют инфильтрационные воды, преимущественно пресные, в засушливых районах развиты также соленые и рассольные воды. Средняя зона — затрудненного водообмена. Это переходная зона, в которой распространены воды разного генезиса: инфильтрационные и седиментационные, преимущественно соленые, а также рассольные. Нижняя зона — весьма затрудненного водообмена; в ней развиты преимущественно рассольные, а также соленые воды.

Наряду с этим общими чертами гидрохимическая зональность отдельных артезианских областей (и их районов) характеризуется большим разнообразием как в отношении наличия и мощности отдельных гидрохимических зон (и подзон), так и в отношении последовательности в их расположении, степени минерализации и химического состава подземных вод. В одних артезианских областях (или их районах) в основном распространены рассолы высокой концентрации (юго-восточная часть Восточно-Европейской артезианской области, южные районы Восточно-Сибирской артезианской области и др.), в других рассольные воды почти отсутствуют (большая часть Западно-Сибирской артезианской области и др.). В одних областях (или их районах) по мере углубления гидрокарбонатные воды сменяются сульфатными, которые в свою очередь сменяются хлоридными (центральные районы Восточно-Европейской артезианской области и др.), в других областях (или их районах) зона

сульфатных вод отсутствует и под гидрокарбонатными водами залегают сразу хлоридные (Западно-Сибирская область и др.).

Таким образом, фактические данные не позволяют согласиться с мнением К. В. Филатова (1956) и В. А. Кротовой (1962) о существовании определенного «закона» гидрохимической зональности, проявляющегося обязательно в смене сверху вниз по разрезу гидрокарбонатных вод сульфатными и последних хлоридными с постепенным возрастанием минерализации. Какие-либо отклонения от данного «закона» рассматриваются уже как аномалии. Причем этот «закон», по мнению В. А. Кротовой, проявляется независимо от литолого-фациального характера пород и типа осадков — морских, континентальных, прибрежных и др. В данном случае один из многих вариантов существующей гидрохимической зональности необоснованно возведен в ранг всеобщего закона распространения подземных вод.

Гидрохимическая зональность в пределах артезианских областей отличается весьма сложным строением и разнообразием. Все эти различия определяются, в первую очередь, разной историей геологического развития артезианских областей (и их отдельных районов), наличием тех или иных формаций осадочных пород в их геологическом разрезе, а также гидродинамическими условиями, пережитыми областями (и их районами) на разных этапах геологического развития.

### **ВТОРИЧНЫЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ ГОРНЫХ ПОРОД В РАЗЛИЧНЫХ ГИДРОХИМИЧЕСКИХ И ГИДРОДИНАМИЧЕСКИХ ЗОНАХ**

Зона свободного водообмена. В самой верхней части геологического разреза артезианских областей господствуют кислородно-азотные подземные воды зоны свободного водообмена. В гумидных областях они преимущественно пресные (степень минерализации до 1 г/кг) гидрокарбонатные кальциевые, реже другого состава, а в аридных — пресные, соленые (до 35 г/кг) и рассольные (35—400 г/кг), разные по солевому составу (гидрокарбонатные, сульфатные, хлоридные).

По общему признанию, воды рассматриваемой зоны по происхождению инфильтрационные, химический состав которых в одних случаях формируется преимущественно в результате процессов выщелачивания, в других — континентального засоления. Мощность этой зоны в пределах артезианских областей обычно не превышает 200—300 м, нижняя граница ее часто определяется положением региональных базисов эрозии. Гидрохимическая (по площади) зональность здесь находится в тесной зависимости от петрографического состава водоносных пород, наличия в них тех или иных водорастворимых соединений, а также климатических факторов. Например, в районах с гумидным климатом в этой зоне хлоридные натриевые соленые и рассольные воды развиты только среди соленосных отложений; сульфатные кальциевые воды — среди пород, содержащих пласты гипса и ангидрита или обильные включения сульфидов и т. п.

В геохимическом отношении зона свободного водообмена — это зона кислородного выветривания земной коры (зона гипергенеза, по А. Е. Ферсману, 1922), в пределах которой в целом господствуют процессы разрушения пород, сопровождающиеся интенсивным выносом химических элементов в водных растворах. Особенно интенсивно эти процессы протекают в соленосных, гипсоносных и карбонатных толщах в областях с гумидным климатом.

Вместе с тем в зоне свободного водообмена наряду с выносом химических элементов водными растворами возникают и разнообразные минеральные новообразования (Перельман, 1961). В условиях аридного климата, где воды зоны свободного водообмена часто соленые и рассольные (вследствие процессов континентального засоления), мине-

ральные новообразования, по данным А. В. Сидоренко (1956), В. В. Добровольского (1966) и др., весьма многочисленны и представлены главным образом кальцитом, гипсом, галитом, тенардит-микробилитом и другими растворимыми минералами, реже встречаются гидрогетит, мельниковит и др. Для районов с гумидным климатом, где воды зоны свободного водообмена преимущественно пресные, характерны новообразования гидрогетита, гидролепидокрокита, геля гидроокиси железа и гидроокислов марганца (Добровольский, 1966). Таким образом, парагенетические ассоциации минеральных новообразований в зоне свободного водообмена находятся в тесной зависимости от гидрохимической зональности в ее пределах.

**Зона затрудненного водообмена.** В более глубоких частях разреза артезианских бассейнов расположена зона вод, разных по степени минерализации, солевому и газовому составу, температуре. Эта зона в гидродинамическом отношении соответствует условиям затрудненного водообмена с дневной поверхностью.

Занимая промежуточное положение, она характеризуется смешением гидродинамических и геохимических процессов и признаков, свойственных другим зонам, граничащим с ней. В ней происходит смена окислительных процессов восстановительными в результате взаимодействия углекисло-кислородно-азотных газов атмосферного происхождения, которые проникают в породы вместе с водами зоны свободного водообмена, и газов биохимического происхождения — азотно-метановых, метановых и других, поступающих вместе с минерализованными водами из более глубоких частей артезианских бассейнов. Вследствие этого в рассматриваемой зоне происходит существенное преобразование химического состава подземных вод с соответствующим перераспределением химических элементов между раствором и породами. В галогенно-карбонатных породах широко протекают процессы десульфатизации и раздоломичивания, ведущие к образованию главным образом вторичных известняков. При наличии в породах органического вещества сульфат-ион (пород и раствора) восстанавливается углеводородами до сероводорода, который вступает в реакцию с растворенными в воде металлами (железо, свинец и др.) и переводит их в твердый осадок. Частично сероводород окисляется до свободной серы. Процессы эти протекают при активном участии сульфатредуцирующих и тионовых бактерий. В результате десульфатизации галогенно-карбонатных пород гипсы и ангидриты метасоматически замещаются кальцитом, серой, целестином, баритом и сульфидами. Известны крупные месторождения серы, урана и других элементов, связанные с метасоматически измененными галогенно-карбонатными породами. В ходе процессов десульфатизации и раздоломичивания подземные воды, первоначально обогащенные различными элементами (Fe, Cu, Pb, U, Sr, Ba, S и др.), теряют их на границе различных окислительных и восстановительных обстановок.

В результате указанных процессов химический состав подземных вод в рассматриваемой зоне претерпевает существенные изменения, причем наиболее важные изменения происходят в растворе благодаря уменьшению в нем сульфатных соединений. Сульфаты частью выводятся в твердый осадок (вследствие поступления дополнительных порций кальция в результате катионного обмена между кальцием породы и натрием раствора или привноса его из более глубоких горизонтов минерализованными водами), частью разрушаются с образованием сероводорода и углекислоты (в результате биохимических реакций при взаимодействии с углеводородными газами).

Образующийся сероводород, как указывалось выше, в одних условиях вступает во взаимодействие с металлами раствора, выводя их в осадок, а в других разрушается до свободной серы. Углекислый же газ способствует разложению полевых шпатов и обогащению воды гидро-

карбонатами натрия. Можно предполагать, что в результате именно таких процессов воды сульфатного кальциевого и гидрокарбонатного кальциевого состава преобразуются в воды гидрокарбонатного натриевого состава, весьма характерные для ряда угленосных (Черемховский, Нижне-Алданский и др.) и нефтегазоносных (Северо-Сахалинский и др.) бассейнов. По-видимому, высокая пиритовосность и сернистость угленосных толщ в некоторых бассейнах (Черемховский и др.), загипсованность и кальцитизация пород также связаны с гидрогеохимическими процессами рассматриваемой зоны. При оценке масштабов и характера этих явлений необходимо учитывать, что процессы взаимодействия кислородно-азотных вод зоны свободного водообмена с более глубокими азотно-метановыми и метановыми водами разной степени минерализации и солевого состава происходят не повсеместно и не на одинаковых глубинах. Они имеют более или менее локальный характер, приурочиваясь к отдельным участкам и толщам пород, благоприятных для поступления воды из верхних и нижних зон. Гидрохимическая (по площади) зональность в пределах зоны затрудненного водообмена носит сложный характер. Она находится в зависимости от условий распространения различных литолого-фациальных комплексов пород, наличия в них водорастворимых соединений, а также в значительной мере от условий взаимосвязи вод зон свободного и весьма затрудненного водообмена. При этом химический состав и температура взаимодействующих подземных вод в таких случаях далеко не одинаковы. Поэтому и вторичные изменения пород, новообразование минералов и соответствующие изменения химического состава подземных вод проявляются по-разному в разных частях рассматриваемой зоны.

**Зона весьма затрудненного водообмена.** В нижних частях разреза артезианских бассейнов господствуют рассольные, реже соленые воды, преимущественно азотно-метановые и метановые, реже углекисло-метановые и сероводородно-азотно-метановые, хлоридные, чаще натриевые, иногда кальциевые или магниевые, в большинстве случаев с высоким содержанием специфических компонентов, таких как йод, бром, калий, реже стронций, железо, марганец и др. (Сулин, 1948; Афанасьев, 1956; Зайцев, 1958; Зайцев, Басков, 1961; Валяшко, 1963; Пиннекер, 1966 и др.). Перемещение этих вод из одних частей бассейнов в другие происходит главным образом под влиянием эпейрогенических и других тектонических движений. Следовательно, эти воды взаимодействуют с вмещающими их породами в течение очень длительного времени, измеряемого геологическими периодами и эрами.

Важно отметить, что гидрохимическая зональность подземных вод зоны весьма затрудненного водообмена подчинена в значительной мере гидрохимической зональности вод древних седиментационных бассейнов (Зайцев, Басков, 1961; Басков, 1967). Так, высококонцентрированные рассолы хлоридного кальциево-натриевого и кальциевого состава с минерализацией 270—350 г/кг и более с высокими содержаниями брома, калия и других компонентов установлены только в районах распространения пластов каменной соли, очевидно накапливающихся в бассейнах высокой солености (Зайцев, 1958). При этом данные рассолы приурочены как к соленосным толщам, так и к непосредственно подстилающим их породам разного состава, куда они мигрировали под действием сил гравитации. В районах развития морских карбонатных и терригенных толщ с пластами гипса и ангидрита минерализация подземных рассолов не превышает 140—200 г/кг, т. е. также определяется величиной минерализации вод в бассейнах седиментации при накоплении в них солей сульфатов кальция. В морских карбонатных и терригенных породах, лишенных гипса и ангидрита, минерализация подземных вод в артезианских бассейнах не превышает 40—80 г/кг, а в континентальных угленосных толщах 5—10 г/кг.

По своему генезису воды зоны весьма затрудненного водообмена преимущественно седиментационные, точнее седиментационно-метагенетические, т. е. они представляют собой в основном воды древних седиментационных бассейнов, захороненные вместе с осадками и видоизмененные в разной мере при преобразовании горных пород в стадии диагенеза и катагенеза. Эта точка зрения о формировании вод зоны весьма затрудненного водообмена в настоящее время защищается многими гидрогеологами и геохимиками и наиболее полно отвечает всей сумме имеющихся фактических данных по подземным водам. Отметим лишь, что наблюдаемая на огромном фактическом материале тесная взаимосвязь между гидрохимической зональностью вод зоны весьма затрудненного водообмена и гидрохимической зональностью древних седиментационных бассейнов однозначно указывает на несостоятельность попыток (Дерпгольц, 1962 и др.) объяснить происхождение глубокозалегающих рассольных и соленых вод в артезианских областях их миграцией из верхней мантии. Ряд других гипотез (Пиннекер, 1966, и др.), допускающих промывание атмосферными водами нижних горизонтов артезианских бассейнов (до глубин 3—4 км и более), не в состоянии объяснить многие особенности химического состава подземных вод и рассолов (например, высокие концентрации в них брома, калия и др.), и, кроме того, они не могут быть обоснованы с гидродинамических и физико-химических позиций, что подробно рассмотрено в ряде работ (Зайцев, 1968; Хорьков, Валукоис, 1968; Лебедев, 1966, и др.).

Вторичные постседиментационные изменения пород зоны весьма затрудненного водообмена протекают в стадии диагенеза и катагенеза и тесно связаны с преобразованием химического состава захороненных вод древних седиментационных бассейнов.

Так, в морских песчано-глинистых отложениях в стадию диагенеза образуются различные аутигенные минералы: кальцит, сидерит, родохрозит, сульфиды железа, свинца, цинка, гидроокислы железа, кварц и др. (Страхов, 1953—1960, 1962; Тагеева, Тихомирова, 1960; Пушкина, 1963, и др.), Сульфатно-хлоридные магниевые-натриевые седиментационные воды начинают преобразовываться при этом в хлоридные кальциево-натриевые воды. Образование карбонатного цемента в песчано-алевритово-глинистых морских отложениях происходит, как показано Н. М. Страховым (1953, 1960), в основном за счет подземных вод в результате редукции сульфатных соединений и последующего осаждения карбонатов. Эти процессы продолжаются и в начальные фазы катагенеза при погружении песчано-глинистых осадков до глубин 1500—2000 м. Они сопровождаются при этом явлениями интенсивного растворения ряда нестойких минералов, в первую очередь биотита, пироксена, амфиболов, кальциево-натриевых плагиоклазов и др., которые обычно метасоматически замещаются различными аутигенными минералами: карбонатами, цеолитами и др. (Логвиненко, 1957; Коссовская, 1962; Копелиович, 1965, и др.). Кроме того, в начальные фазы катагенеза интенсивно разлагается органическое вещество с выделением больших количеств метана, углекислоты и других газов, которые частично растворяются в подземных водах, а на отдельных участках образуют газовые залежи. За счет разложения органического вещества в подземных водах накапливаются также йод, бром (частично) и некоторые другие элементы.

Важно отметить, что в стадию диагенеза и в начальные фазы катагенеза при погружении песчано-глинистых толщ происходит их уплотнение, сопровождающееся выделением огромных количеств гравитационной воды. Наиболее сильно уплотняются глинистые отложения. При этом основная масса воды (около 50%) из глин выжимается в начальные фазы диагенеза (Ломтадзе, 1951, и др.). Эти воды поступают в водоносные горизонты, возникающие зоны разломов и движутся к поверхности земли. Гидродинамический режим на данной стадии формирования арте-

зианских бассейнов полностью определяется процессами уплотнения осадков, в частности геостатическим давлением.

При погружении морских песчано-глинистых толщ на глубины 3—5 км вследствие возрастания давления и температуры в них происходят процессы дальнейшего уплотнения и литификации горных пород. На этих глубинах, кроме гравитационных вод, отжимаются и полусвязные (рыхлосвязные) воды, происходит интенсивное растворение и регенерация кварца и полевых шпатов, раскристаллизация первичного глинистого вещества (Логвиненко, 1957; Коссовская, 1962; Копелиович, 1965, и др.). В этих условиях в песчаных породах широко протекают процессы перекристаллизации под давлением с образованием мозаично-регенерационных структур и микростилолитов (Копелиович, 1965; Шутов, 1962). Как указывает Н. М. Страхов (1960), массы твердого вещества горных пород, испытывающие водную миграцию в зоне катагенеза, весьма велики и иногда достигают 60—80% исходного песчаного материала. Главнейшим аутигенным минералом в нижней части зоны катагенеза в песчано-глинистых отложениях является кварц. В результате всех этих процессов подземные седиментационные сульфатно-хлоридные магниевые-натриевые воды в песчано-глинистых морских отложениях преобразуются обычно в хлоридные кальциево-натриевые воды с минерализацией до 20—40 г/кг, обогащенные кремнекислотой (до 100—200 мг/кг), а также некоторыми рудными элементами (Cu, Pb, Fe и др.). Источником последних могут являться даже породообразующие минералы, содержащие их в кларковых количествах (Копелиович, 1965).

В карбонатно-галогенных отложениях в стадии диагенеза и раннего катагенеза широко протекают процессы доломитизации, в результате которых основная масса погребенных маточных высококонцентрированных (до 300—350 г/кг) рассолов сульфатно-хлоридного натриево-магниевого и магниевое-натриевого состава преобразуется в также высококонцентрированные (до 300—420 г/кг) хлоридные кальциево-натриевые и кальциевые рассолы (Ходьков, 1959; Лебедев, 1966, и др.). Магний при этом переходит в твердую фазу, кальций и стронций накапливаются в подземных рассолах. В результате уплотнения галогенно-карбонатных пород из них в стадию диагенеза (и частично раннего катагенеза) выжимается огромное количество рассолов. Наиболее сильно при уплотнении испытывают галогенные породы, пористость которых при этом уменьшается от 40—50 до 1—2%. Эти огромные массы рассолов перемещаются в другие породы и в зависимости от ряда условий частично изливаются на поверхность земли, а частью погружаются в нижние горизонты артезианских бассейнов. В условиях катагенеза галогенные породы неоднократно подвергаются перекристаллизации. При этом подземные рассолы еще более обогащаются бромом (Басков, 1967, 1968) в результате поступления его из каменной соли, в которой он содержится в качестве изоморфной примеси.

В нижних частях зоны катагенеза в карбонатных и терригенных толщах глубокие изменения претерпевает органическое вещество. Здесь происходит образование углеводородов нефтяного ряда, которые в последующем вместе с подземными водами мигрируют в верхние части разреза.

Приведенные примеры показывают, что и в пределах зоны весьма затрудненного водообмена характер вторичных изменений осадочных пород тесно связан с гидрохимической зональностью, в частности постседиментационные доломиты приурочены к районам распространения высококонцентрированных хлоридных кальциевых рассолов и т. п.

Таким образом, наблюдаемая гидрохимическая зональность в различных гидродинамических зонах артезианских областей отражает результаты взаимодействия твердых и жидких минералов в горных породах в течение геологического времени. Имеющиеся материалы устанавлива-

ют определенную взаимосвязь между вторичными изменениями осадочных пород и гидрохимической зональностью в различных гидродинамических зонах артезианских областей.

В заключение отметим, что в настоящее время гидрохимические разрезы артезианских областей изучены только до глубины 3—5 км и на этих глубинах установлены три зоны, существенно различные в гидрогеохимическом отношении. О характере изменения гидрогеохимических условий на больших глубинах судить трудно из-за отсутствия фактических данных. Можно лишь предполагать, что они существенно изменяются и, может быть, образуют еще не одну гидрогеохимическую зону. По-видимому, на больших глубинах (до 10—12 км и более) вследствие столь значительного погружения происходит весьма сильное уплотнение пород и выделение из них жидких и газообразных флюидов, в том числе физически и химически связанных вод, с растворенными в них разнообразными химическими элементами. Эти флюиды перемещаются в более верхние горизонты разреза, в другие термодинамические условия, что вызывает разнообразные реакции обмена между раствором и породой. Эти процессы еще почти не изучены, но нет сомнения в том, что они должны приводить к существенным изменениям горных пород.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Афанасьев Т. П. Подземные воды Среднего Поволжья и Прикамья. Изд-во АН СССР, 1956.
- Басков Е. А. Основные черты гидрохимии и палеогидрогеологии Сибирской платформы и ее горноскладчатого обрамления. Докл. Геогр. о-ва СССР, вып. 2, Л., 1967.
- Басков Е. А. О роли процессов литогенеза и катагенеза в формировании химического состава подземных вод артезианских бассейнов. В сб. Формирование подземных вод артезианских бассейнов (тез. докл.). Геогр. о-во СССР, Л., 1968.
- Валашко М. Г. О происхождении рассолов осадочной коры. В сб. Химия земной коры, т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Вернадский В. И. История минералов земной коры. Т. 2. История природных вод, вып. 2—3. 2-е изд. Изд-во АН СССР, 1960.
- Гидрогеологическая карта СССР масштаба 1:2 500 000. Гл. ред. И. К. Зайцев. Гостехиздат, 1960.
- Гидрохимическая карта СССР (подземные воды) масштаба 1:5 000 000. Гл. ред. И. К. Зайцев. Гостехиздат, 1956.
- Гидрохимическая карта СССР (минеральные воды) масштаба 1:5 000 000. Гл. ред. И. К. Зайцев и Н. И. Толстихин, Л., 1966.
- Дерпгольц В. Ф. Основной планетарный первоисточник природных вод Земли. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 11, 1962.
- Добровольский В. В. Гипергенез четвертичного периода. М., «Недра», 1966.
- Зайцев И. К. Методика составления сводных гидрогеологических карт. М.—Л., Гостехиздат, 1945.
- Зайцев И. К. Некоторые закономерности распространения и формирования подземных рассолов на территории СССР.— Бюл. ВСЕГЕИ, Л., № 1, 1958.
- Зайцев И. К. Анализ основных гипотез формирования соленых и рассольных вод в свете новейших данных. Сов. геология, № 1, 1968.
- Зайцев И. К., Басков Е. А. Подземные рассолы и некоторые полезные ископаемые Сибирской платформы. Материалы ВСЕГЕИ, вып. 46, 1961.
- Зайцев И. К., Толстихин Н. И. Основы структурно-гидрогеологического районирования СССР. Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер., т. 101, 1963.
- Игнатович Н. К. О закономерностях распределения и формирования подземных вод. Докл. АН СССР, № 3, 1944.
- Каменский Г. Н. Вопросы формирования подземных вод. Тр. ЛГТП, т. 16, 1958.
- Каменский Г. Г., Толстихина М. М., Толстихин Н. И. Гидрогеология СССР. М., Гостехиздат, 1959.
- Карцев А. А. Гидрология нефтяных и газовых месторождений. М., Гостехиздат, 1963.
- Копелиович А. В. Эпигенез древних толщ юго-запада Русской платформы. М., «Наука», 1965.
- Коссовская А. Г. Минералогия терригенного мезозойского комплекса Вилуйской впадины и Западного Верхоянья. Изд-во АН СССР, М., 1962.
- Кротова В. А. Гидрогеологические факторы формирования нефтяных месторождений. Л., Гостехиздат, 1962.

- Лебедев В. И. К седиментационно-диагенетической теории образования хлоридно-кальциевых вод. — Вестн. Ленингр. гос. ун-та, № 6, 1966.
- Логвиненко Н. В. О позднем диагенезе (эпигенезе) донецких карбоновых пород. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 7, 1957.
- Ломтадзе В. Д. Условия выжимания воды и нефти из глин. Зап. ЛГУ, т. 25, вып. II, 1951.
- Макаренко Ф. А. О классификации запасов и ресурсов подземных вод. Тр. ЛГТП, т. 3, 1948.
- Овчинников А. М. Общая гидрогеология. М., Госгеолтехиздат, 1954.
- Перельман А. И. Геохимия ландшафта. Географгиз, 1961.
- Пиннекер Е. В. Рассолы Ангаро-Ленского артезианского бассейна. «Наука», 1966.
- Посохов Е. В. Формирование химического состава подземных вод. Гидрометеиздат, 1966.
- Пушкина Х. В. Поровые воды современных, четвертичных и миоценовых отложений Южного Каспия. Литол. и полезн. ископ., № 3, 1963.
- Сидоренко А. В. Основные черты минералообразования в пустыне. В кн. Вопросы минералогии осадочных образований. Т. 3—4, Львов, Изд. Львовск. гос. ун-та, 1956.
- Сидоренко А. В. Геология — наука будущего. «Знание», М., 1964.
- Страхов Н. М. Диагенез осадков и его значение для осадочного рудообразования. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 5, 1953.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. Т. 1, 2. 1960, т. 2, 1962.
- Сулин В. А. Гидрогеология нефтяных месторождений. М., Гостолтехиздат, 1948.
- Тагеева Н. В., Тихомирова М. М. Геохимия поровых вод при диагенезе морских осадков. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Ферсман А. И. Геохимия России. Научн. хим. техн. изд-во, Пгр., 1922.
- Филатов К. В. Гравитационная гипотеза формирования химического состава подземных вод платформенных депрессий. М., Изд-во АН СССР, 1956.
- Ходьков А. Е. О формировании подземных вод седиментационного происхождения и геохимической роли их миграции. Тр. ВНИИГ, вып. 35, 1959.
- Ходьков А. Е., Валуконис Г. Ю. Формирование и геологическая роль подземных вод. Л., Изд-во Ленингр. ун-та, 1968.
- Шутов В. Д. Зоны эпигенеза в терригенных отложениях платформенного чехла (на примере рифейских и палеозойских отложений юго-восточной части Русской платформы). Изв. АН СССР. Сер. геол., № 3, 1962.
- Щербakov А. В. Геохимия термальных вод. М., «Наука», 1968.

ВСЕГЕИ  
Ленинград

Дата поступления  
21.VII.1969

УДК 552.14 (470.4)

## **О ПОСТСЕДИМЕНТАЦИОННЫХ ПРОЦЕССАХ В ТЕРРИГЕННЫХ ПОРОДАХ-КОЛЛЕКТОРАХ НЕФТЯНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ УРАЛО-ПОВОЛЖЬЯ**

**К. Р. ЧЕПИКОВ, Е. П. ЕРМОЛОВА, Н. А. ОРЛОВА**

Постседиментационные преобразования терригенных коллекторов проявились в выделении диа- и катагенетических минералов, уплотнении под влиянием геостатического давления, растворении сульфатного и карбонатного цемента. Заполнение пласта-коллектора углеводородными флюидами сопровождается изменением направленности последующих катагенетических процессов. Развитие сульфатредуцирующих процессов обусловлено не только присутствием нефти, но и особенностями химического состава пластовых вод и вмещающих пород.

Многие результаты изучения постседиментационных процессов и миграции нефти были опубликованы нами ранее (Чепиков, Ермолова, Орлова, 1959, 1961, 1964, 1967). В частности, отмечалось, что заполнение пласта-коллектора углеводородными флюидами в большинстве случаев сопровождалось изменением направленности последующих катагенетических процессов, обусловленное изменением геохимической характеристики вмещающих их пород.

В этой статье основное внимание уделено вопросу о прямом или косвенном взаимодействии нефти с некоторыми аутигенными минералами.

Неглинистые разности песчаников и алевролитов продуктивных горизонтов терригенной толщи нижнего отдела каменноугольной системы изучены в основном на территории Куйбышевского Заволжья, северных районов Башкирии и платформенной части Пермской области. Пористые песчаники в составе этой толщи имеют широкое развитие. Мощность отдельных песчаных пачек нередко достигает 30—70 м. Глубина их залегания 1100—2400 м. В строении толщи участвуют также аргиллиты, реже известняки, сидериты, угли и углистые сланцы. Песчаники мелко- или среднезернистые, редко крупнозернистые; алевролиты крупнозернистые. Они имеют мономинеральный кварцевый состав обломочного материала, часто слабо сцементированного.

Комплекс аутигенных минералов в кварцевых песчаниках и алевролитах: анатаз, сидерит, каолинит, кварц, пирит, сфалерит, анкерит, доломит, кальцит, барит, ангидрит, гипс. Минералы перечислены приблизительно в той же последовательности, в какой они кристаллизовались в песчаниках.

Новообразования анатаза, сидерита, каолинита и сульфидов встречаются в небольших количествах. Процесс регенерации кварцевых зерен в песчаниках носит региональный характер и нередко выражен в заметной степени.

Другие новообразования, выделившиеся после регенерации кварцевых зерен, — анкерит, кальцит, доломит и ангидрит — цементируют породу

участками разных форм и размеров и разной частоты встречаемости. Иногда они цементируют породу полностью. В песчаниках отдельных месторождений эти новообразования могут отсутствовать. Ангидрит и карбонаты (анкерит, кальцит и доломит) в большинстве случаев энергично корродируют обломочный и регенерационный кварц и иногда полностью замещают его. Образование этих цементирующих минералов происходило на сравнительно большой глубине. Это положение доказывалось тем, что в сцементированных ангидритом или кальцитом (доломитом) участках, где зерна кварца слабо корродированы, отмечалась сравнительно плотная укладка обломочного материала, почти аналогичная укладке зерен за пределами сцементированных участков. Кроме того, осаждение наиболее позднего минерала — ангидрита — в проницаемых пластах происходило при сравнительно высокой минерализации пластовых вод, приближающихся по своему составу к хлоркальциевому типу. Формирование этих вод большинство гидрохимиков также приурочивает к глубинным условиям.

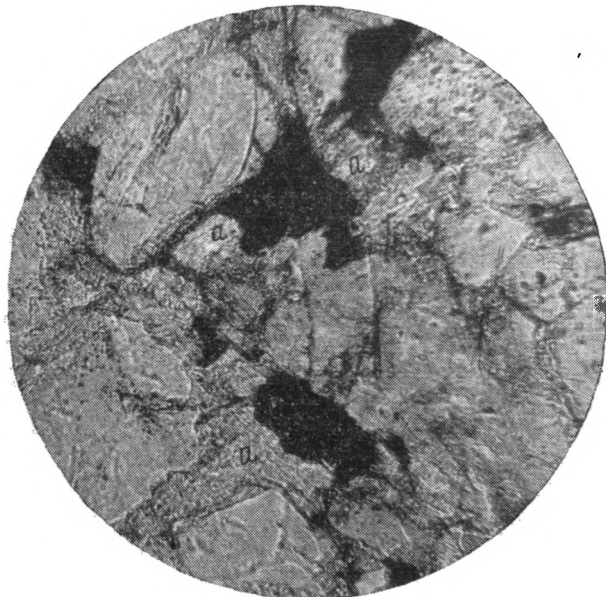
Нефть в пласт-коллектор пришла позже образования основной массы катагенных цементирующих минералов.

Исследования под микроскопом показали, что участки ангидритового и кальцитового (доломитового) цемента в коллекторах нередко имеют следы растворения, наблюдавшиеся в водоносных и нефтеносных породах на многих изученных нефтепромысловых площадях. В разных исследованных районах в породах наблюдалась различная интенсивность растворения этих минералов. Растворение сульфатов кальция отчетливо прослеживалось в песчаниках продуктивных пластов нижнего карбона на территории Куйбышевского Заволжья (месторождения Красный Яр, Муханово, Горький Овраг, Радаевка, Раковка и др.), в несколько меньшей степени на территории Пермской области (Ярино, Каменный Лог, Кыласово, Талинская и др.). Растворение кальцитового цемента совершенно явно наблюдалось в песчаниках нижнего карбона целого ряда месторождений Пермской области (Ярино, Быркино, Танып, Асуюльская, Кыласово, Васильевка, Мазунино и др.), а также месторождений северной части Башкирской АССР (Игровка, Четырман, Татышлы, Югомашево, Тепляки, Арлан). Менее определенно можно говорить о растворении кальцита в Куйбышевской области.

О происходившем растворении кальцитового и ангидритового цемента в песчаниках можно судить по корродированным извилистым очертаниям цементированных участков, остаткам ангидрита и кальцита в отдельных коррозионных углублениях зерен кварца и тупиковых порах (фиг. 1, 2, 3) или разобщенным участкам кальцитового цемента, гаснущим одновременно. По-видимому, песчаники в данном месте до растворения имели сплошной кальцитовый цемент пойкилитовой структуры.

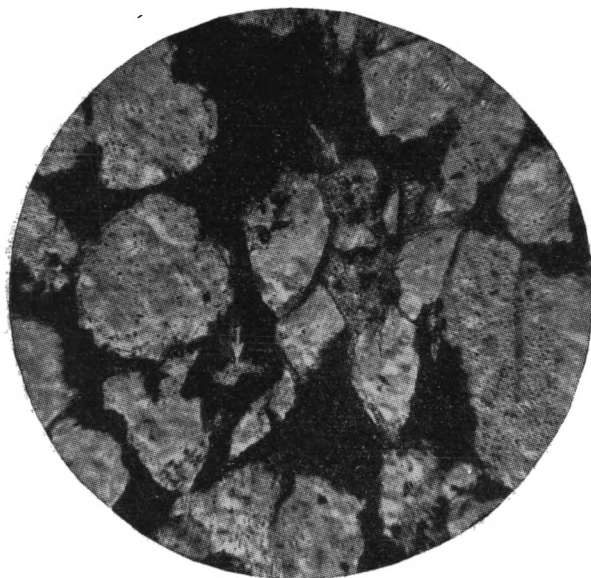
Одинаковая картина корродированности нерегенерированных и регенерированных зерен кварца как в местах, сцементированных сульфатами кальция или кальцитом, так и в свободных от цемента пористых участках породы, расположенных по соседству с цементированными, также является подтверждением того, что в пористых участках состоялось растворение цементирующего материала (фиг. 4).

В одном из образцов пористого песчаника (Пермская область), включающего и остатки кальцитового цемента, прослежены мелкие прожилки черного битума. Эти прожилки одинаково пересекают как кальцитизированные, так и пористые участки. Указанное обстоятельство, возможно, доказывает выщелачивание кальцитового цемента. Иначе трудно объяснить появление в пористом песчанике битуминозных прожилок, имеющих в плоскости шлифа ровные края, нерасплывавшиеся при пересечении ими свободных пор, хотя битум первоначально имел низкую вязкость, т. е. был подвижным.



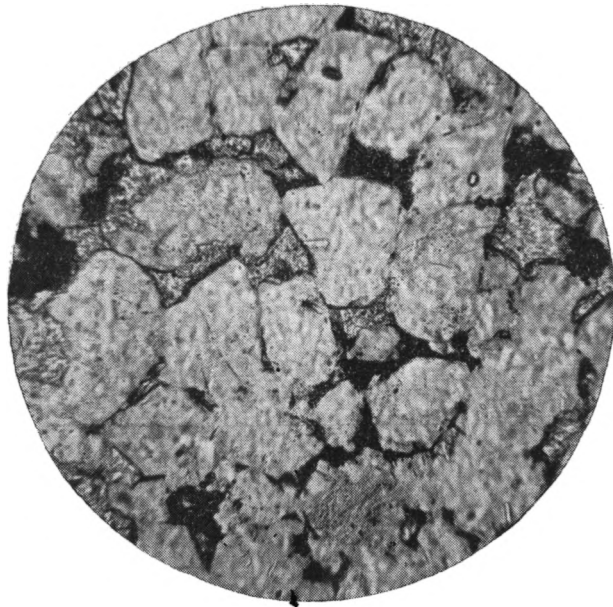
Фиг. 1. Коррозия ангидритового цемента (а) в нефтеносном песчанике

$C_1^{2h}$ , м-ние Радаевка, скв. 11, глубина 1373—1386 м



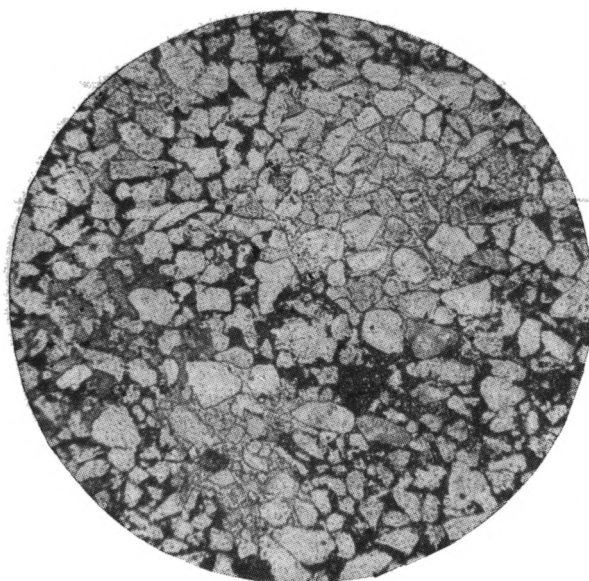
Фиг. 2. Песчаник с битуминозным цементом базально-поровой структуры (стрелками указаны остатки кальцевого цемента)

$C_1^{2h}$ , м-ние Ярино; скв. 2, глубина 1670—1678 м



Фиг. 3. Растворение кальцитового цемента в битуминозном песчанике (коррозия кальцита хорошо видна на местах, указанных стрелками)

$C_1^{sh}$  м-ние Ярино, скв. 3, глубина 1754—1756 м



Фиг. 4. Участки доломитового цемента в нефтеносном песчанике (видна одинаковая структура обломочного материала в пористой и сцементированной частях породы)

$C_1^{sh}$  м-ние Муханово, скв. 16, глубина 2131—2133 м

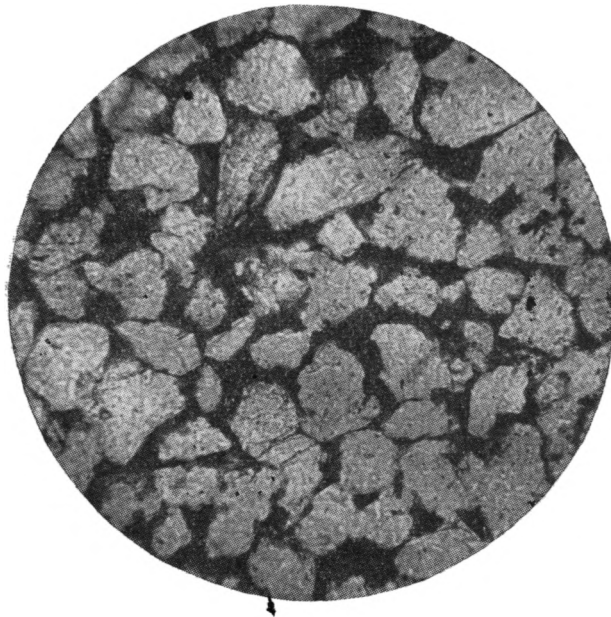
В песчаниках, в которых отсутствуют кальцитовый и ангидритовый цементы, имеются косвенные доказательства того, что в прошлом они были сцементированы. К числу этих доказательств относится наличие ситчатых зерен кварца или зерен с пустотами в середине и глубокими заливчиками, корродированные извилистые очертания регенерационных оболочек зерен кварца в порах, весьма свободная укладка обломочного материала в песчаниках, отмечавшаяся даже на довольно больших глубинах (порядка 1800—2400 м), в сочетании с различной степенью его корродированности (фиг. 5). Для сравнения приводится также снимок песчаника, характеризующегося плотной укладкой обломочного материала и находящегося в аналогичных глубинных условиях (фиг. 6). Особенно четко все эти структурные особенности песчаников, указывающие на состоявшееся растворение кальцитового или ангидритового цемента, отмечались в разностях, насыщенных окисленным битумом (месторождения Ярино-Каменноложское, Танып, Быркино, Кыласово, Аскульская, Мазунино, Васильевка и на месторождениях Северной Башкирии).

Таким образом, по приведенным структурным признакам можно предположить, что песчаники и алевролиты нижнекаменноугольного возраста были первоначально сцементированы кальцитом и ангидритом в большей степени, но позднее цементирующие минералы подверглись значительному растворению.

Многие петрографы, допуская в принципе возможность растворения ангидрита и кальцита в породах, не приводили конкретный материал, констатирующий эти процессы. Объясняется это, по-видимому, тем, что при изготовлении шлифов обычно применяли канадский бальзам, показатель преломления которого близок к показателю преломления кварца, и поэтому корродированность обломочного материала обнаруживалась неотчетливо. Примененный нами способ проваривания образцов в бакелите, показатель преломления которого отличается от показателя преломления кварца, позволил четко определить в шлифах контуры кварцевых зерен. Указанный способ изготовления шлифов помог нам установить такое довольно распространенное явление, как выщелачивание кальцитового и ангидритового цемента в терригенных нефтеносных толщах.

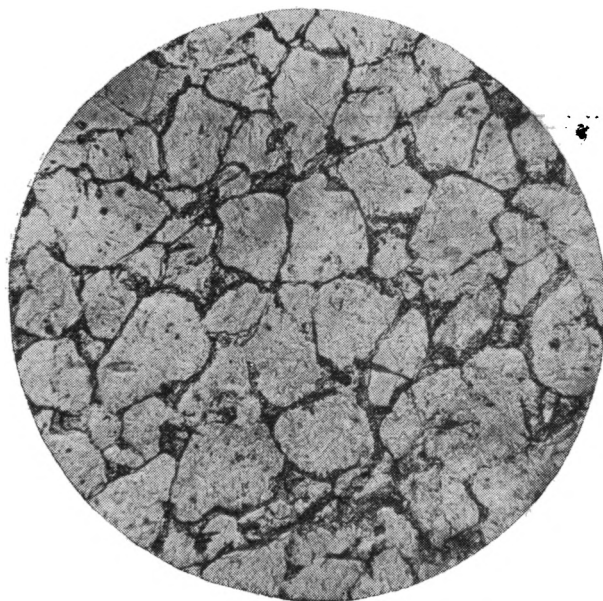
Рассмотрим, теперь причины выщелачивания указанных цемента. Процесс восстановления растворенного сульфата кальция в присутствии органического вещества широко известен. Выщелачивание сульфатного цемента в песчаных коллекторах обусловлено присутствием в них нефти и углеводородных газов, которые способствовали восстановлению сульфатных ионов в пластовых водах; последние становились недонасыщенными указанными ионами. Растворение твердых сульфатов кальция (ангидрит, гипс) и десульфирование вод, как известно, является процессами до некоторой степени взаимно обусловленными. Если в осадке или в породе содержится твердый сульфат кальция, то будет происходить его растворение иловыми или пластовыми водами до тех пор, пока твердые сульфаты кальция полностью не перейдут в раствор при условии, что одновременно будет непрерывно идти процесс десульфирования вод, насыщающих осадки или породы. О влиянии твердых сульфатов кальция в породах на содержание сульфат-ионов в водах, а тем самым и на интенсивность процессов десульфирования гидрохимиками указывалось не раз (Сулин, 1946; Кузнецов, Старкова, 1952; Козин, 1960<sub>1,2</sub>; Лондон, 1964; и др.). Интересно, что в ангидритовом цементе песчаников нижнего карбона (месторождение Радаевка) встречены мелкие каверны растворения со слабыми примазками нефти по стенкам каверн.

Поддавляющее большинство гидрохимиков, биохимиков, нефтяников на основании своих многочисленных аналитических и экспериментальных данных считали, что в этих процессах значительную роль играют бакте-



Фиг. 5. Коррозия обломочного материала и его свободная укладка в пористом песчанике (поры заполнены окрашенным бакелитом)

$C_1^{2h}$ , м-ние Муханово, скв. 25, глубина 2161—2174 м



Фиг. 6. Песчаник пористый (видна плотная укладка обломочного материала, поры заполнены бакелитом)

$C_1^{2h}$ , м-ние Михайловка, скв. 21, глубина 2374—2392 м

рии, восстанавливающие растворенные сульфаты в присутствии углеродородных компонентов нефти и газа. Сульфатредуцирующие бактерии интенсивнее всего развиваются в зоне контакта вода — нефть (Рейнфельд, 1947; Крамаренко, 1956; и др.). Для нас представляет интерес то, что активность бактерий зависит от распространенности твердых сульфатов в породах и величины растворимости последних в пластовых водах (Козин, 1960; Лондон, 1964; и др.). Воды нефтяных месторождений нижнего карбона Волго-Уральской области почти всегда системы ненасыщенные в отношении сульфат-ионов и особенно в приконтурной зоне. Развитие сульфатовосстанавливающих бактерий до некоторой степени корректируется также химическим составом нефтей (Вайнбаум, 1964).

Можно проследить связь между наличием ангидритового цемента в песчаниках, его растворением в водоносных частях продуктивного пласта и присутствием в пластовых водах сероводорода, сульфат-ионов и сульфатредуцирующих бактерий в продуктивной толще нижнего карбона Мухановского месторождения. В терригенной пачке нижнего карбона на Мухановской площади геологами выделены I, II, III и IV продуктивные пласты. Ангидритовый цемент в песчаниках в основном встречен в I продуктивном пласте. В водоносных песчаных породах ангидрит встречается заметно в большем объеме и чаще, чем в нефтеносных песчаниках. Меньшая обогащенность ангидритом нефтеносных песчаников, как нам кажется, объясняется более полным растворением сульфатов в тех участках песчаников, которые постепенно аккумулировали в себе промышленные скопления нефти. Остатки ангидрита, которые не успели раствориться, были законсервированы нефтью. Сама нефть в отношении бактерий стерильна (Симакова, Колесник, 1962). Можно было бы предположить, что разница в количестве сульфатного цемента в водоносных и нефтеносных породах вызвана образованием ангидрита в водоносных песчаниках, после того как в нефтеносных в связи с приходом в них нефти этот процесс прекратился. Однако в водоносных песчаниках участки ангидритового цемента в большинстве случаев имели явные следы растворения, поэтому в этих породах после прихода нефти продолжалось растворение твердых сульфатов кальция, и при таких условиях не могло происходить образование ангидрита.

В трех нижних продуктивных песчаных пластах ангидритовый цемент обнаружен в виде очень редких небольших участков, обычно приуроченных к нефтеносным частям коллекторов. Неодинаковая распространенность твердых сульфатов кальция в разных продуктивных пластах хорошо совпадает с распределением в пластовых водах сероводорода и сульфат-ионов. По данным А. Н. Козина (1960<sup>1, 2</sup>), К. Б. Аширова (1959), в I и II продуктивных пластах Мухановского месторождения воды сероводородные и содержат сульфат-ионы, тогда как в водах III и IV пластов сульфат-ионы и сероводород почти полностью отсутствуют. Интересно, что и сульфатредуцирующие бактерии были обнаружены биохимиками лишь в I пласте. Такое распределение бактерий наглядно иллюстрирует не только зависимость их развития от химизма пластовых вод, наличия в них растворенного сульфата, но и от содержания во вмещающих коллекторах ангидритового цемента.

Одновременное присутствие сероводорода и бактерий в пластовых водах и сульфатного цемента во вмещающих породах, как это наблюдалось в песчаниках I продуктивного пласта Мухановского месторождения, показывает, что процесс растворения ангидритового цемента происходит и в настоящее время. Аналогичная картина распределения сульфатного цемента в песчаниках, сульфат-ионов и сероводорода в пластовых водах отмечается и в коллекторах других месторождений Куйбышевского Заволжья (Радаевка, Горький Овраг, Раковка).

Ряд исследователей (Сулин, 1964; Козин, 1959; Кротова, 1962; Успенский, Радченко, 1947) не всегда могли объяснить, чем обусловлена различная интенсивность десульфирования пластовых вод, наблюдаемая в пределах одного месторождения и даже одних и тех же пластов. На основании петрографических исследований образцов отдельных месторождений, в том числе и Мухановского, мы могли бы объяснить такую неравномерность десульфирования вод неодинаковым пятнистым распространением в коллекторах ангидритового цемента.

Растворение кальцитового цемента в изученных породах связано с процессом окисления нефти. Это подтверждается нахождением в песчаниках, насыщенных окисленной нефтью, участков кальцитового цемента, имеющих корродированный облик. В песчаниках, сцементированных кальцитом, иногда отмечаются мелкие каверночки, выполненные окисленной нефтью (месторождения Ярино, Асьюльская, Васильевка, Арлан и др.). В песчаниках, сцементированных окисленной нефтью, нередко участки, где нефть образует базально-поровый тип цемента. Учитывая, что к этим же песчаникам приурочены и корродированные пятна кальцитового цемента, можно предположить, что базально-поровая структура цемента окисленной нефти могла образоваться в результате растворения кальцита и заполнения освободившегося пространства нефтью.

Как известно, процесс восстановления сульфат-ионов сопровождается окислением нефти, в результате чего происходит обогащение пластовых вод сероводородом и углекислотой. Присутствие углекислоты в пластовых водах способствует переводу кальцитового цемента в легко растворимый бикарбонат кальция.

Современные сильно метаморфизованные пластовые воды продуктивных пластов нижнего карбона рассматриваемой территории часто содержат в небольших количествах свободную углекислоту (0,3—1,7, реже 4,5%). Для Куйбышевской и Оренбургской областей, по данным А. Н. Козина, содержание в воде  $\text{CO}_2$  составляет 0—11,2%, причем наибольшее количество  $\text{CO}_2$  обнаружено в зоне водонефтяного контакта. Это обстоятельство, как и наличие в пластовых водах, подпирающих залежь, растворенного сероводорода, также говорит о происходящем в настоящее время окислении нефти, сопряженном с процессами десульфирования законтурных вод. Возможно, что сильное растворение цементирующего кальцита в песчаных породах приурочивается к определенному моменту существования пород-коллекторов в прошлом, когда качественные изменения нефти и химическая характеристика пластовых вод, находившихся в этих породах, создавали наиболее благоприятную обстановку для такого растворения.

Итак, если растворение ангидрита связано с недонасыщенностью пластовых вод сульфат-ионами благодаря их восстановлению в присутствии нефти и сопровождалось окислением последней, то растворение кальцита вызвано генерацией  $\text{CO}_2$  в результате окисления нефти.

Перейдем к вопросу о возможности влияния вмещающей нефти среды на свойства нефтей.

Подавляющее большинство нефтяников считает, что окисление и осернение нефтей в результате восстановления растворенных в пластовых водах сульфатов кальция — одно из наиболее распространенных, иногда интенсивно проявляющихся направлений вторичного изменения нефтей в анаэробных условиях месторождений.

К. И. Мжачих (1959) экспериментальным путем продемонстрировал возможность образования серусодержащих органических соединений под непосредственным воздействием агентов серы, сернистого кальция и сероводорода на нефть. Л. А. Гуляева и Е. С. Иткина (1954) также отмечают химическую активность нефтей, легко вступающих во взаимодействие с окислительно-восстановительными системами, образуемыми серой. Многие исследователи находят связь между осерненностью отдель-

**Физико-химическая характеристика нефтей нижнего карбона месторождений  
Куйбышевской области**

| Месторождение и скважины | Горизонт, пласт     | Интервал перфорации, м | Удельный вес | Содержание |                |            | Данные                                       |
|--------------------------|---------------------|------------------------|--------------|------------|----------------|------------|----------------------------------------------|
|                          |                     |                        |              | сера       | акцизные смолы | асфальтены |                                              |
| Михайловское             | Угленосный горизонт | 2200—2300              | 0,825        | 0,80       | 10             | 0,60       | С. Н. Павлова, З. В. Дриацкая и др., 1962 г. |
| »                        | Пласт II—III        | —                      | 0,835        | 0,75       | 24,0           | 0,57       | В. А. Лобов, Г. И. Алексеев и др., 1960 г.   |
| »                        | » IV                | —                      | 0,820        | 0,68       | 24             | 0,04       | То же                                        |
| Дмитриевское             | » IV                | —                      | 0,831        | 0,78       | —              | 0,49       | » »                                          |
| Красноярское             | Угленосный горизонт | —                      | 0,8694       | 1,09       | 64             | 0,65       | » »                                          |
| »                        | То же               | ~2500                  | 0,8454       | 2,01       | 18             | 1,09       | С. Н. Павлова, З. В. Дриацкая и др., 1962 г. |
| Муханово, скв. 2         | » »                 | —                      | 0,8462       | 1,18       | 28             | 2,24       |                                              |
| » скв. 3                 | Пласт I             | 2055—2076              | 0,8444       | 0,86       | 18             | 0,58       | А. М. Макарова, 1954 г.                      |
| » скв. 7                 | » I                 | 2061—2068              | 0,8369       | 1,22       | 20             | 1,29       |                                              |
| » скв. 5                 | » I                 | 2037—2062              | 0,846        | 1,18       | 26             | —          | В. А. Успенский и Ф. Б. Инденбом, 1957 г.    |
| » скв. 2                 | » II                | 2139—2171              | 0,876        | 1,44       | 26             | —          |                                              |
| » скв. 16                | » II                | 2165—2171<br>2183—2178 | 0,8569       | 1,69       | 28             | 1,56       | А. М. Макарова, 1954 г.                      |
| » скв. 20                | » II                | —                      | 0,8763       | 1,68       | 33             | 1,32       |                                              |
| » скв. 15                | » III               | 2170—2171              | 0,8572       | 1,61       | 42             | 0,95       |                                              |
| » скв. 3                 | » IV                | 2171—2178              | 0,8543       | 1,86       | 30             | 1,33       |                                              |
| » скв. 19                | » IV                | 2169—2181<br>2183—2185 | 0,8669       | 1,69       | 26             | 1,71       |                                              |
| » скв. 22                | » IV                | 2180—2181              | 0,8559       | 1,37       | 24             | 0,80       |                                              |
| » скв. 1Г                | » IV                | 2162—2172              | 0,854        | 1,13       | 52             | —          | В. А. Успенский и Ф. Б. Инденбом, 1957 г.    |
| Радаевка, скв. 1         | » Б <sub>2</sub>    | —                      | 0,9069       | 2,91       | 52             | 3,10       | А. М. Макарова, 1954 г.                      |
| » скв. 15                | »                   | —                      | 0,9101       | 3,01       | 60             | 2,91       |                                              |
| » скв. 16                | »                   | —                      | 0,8979       | 3,05       | 60             | 2,69       |                                              |
| » скв. 1                 | »                   | 1384—1419,2            | 0,902        | 2,92       | 78             | 3,65       | В. А. Успенский и Ф. Б. Инденбом, 1957 г.    |
| » скв. 6                 | »                   | —                      | 0,916        | 3,58       | 80             | 4,49       |                                              |
| » скв. 16                | »                   | —                      | 0,898        | 3,28       | 68             | —          |                                              |

ных компонентов нефтей и газов и наличием в осадочных породах твердых сульфатов кальция (Сулин, 1946; Успенский, Радченко, 1947; Успенский, Инденбом, 1957; Мжачих, 1959; Раабен, 1963; и др.). Действительно, при сопоставлении содержания серы и других физико-химических констант нефтей разных нижнекаменноугольных месторождений Волго-Уральской области с количеством ангидритового цемента во вмещающих коллекторах наблюдается некоторое соответствие. Большая степень осернения нефтей нередко совпадает с большим количеством ангидритового цемента в коллекторах и, наоборот, незначительная осерненность нефтей отмечена на месторождениях, где в коллекторах слабо развит или отсутствует ангидритовый цемент. О возможности связи осерненности нефти с сульфатами кальция в породах, помимо их количественного соответствия, доказывают также и часто наблюдавшиеся следы растворения сульфатного цемента.

В коллекторах нижнего карбона месторождений Красного Яра и Муханово ангидрит присутствует в сравнительно небольших количествах, цементируя породу мелкими и крупными участками; соответственно и нефть в этих двух месторождениях имеет приблизительно одинаково умеренную степень осернения (табл. 1). Заметно отличается по содержанию серы и другим физико-химическим показателям нефть Мухановского месторождения от нефти группы месторождений, куда входят Дмитриевская и Коханская площади, территориально близко расположенные от Мухановской структуры. В коллекторах указанных месторождений отсутствует ангидритовый цемент, и содержание серы в нефти в среднем в два раза меньше, чем в Муханове (см. табл. 1).

Таблица 2

**Физико-химическая характеристика нефтей угленосного горизонта нижнего карбона  
Башкирской АССР (по данным ЦНИЛА треста БВНР)**

| Месторождение | Количество скважин | Удельный вес  | Содержание серы, % | Остаток после разгонки по Энглеру, % |
|---------------|--------------------|---------------|--------------------|--------------------------------------|
| Игровка       | 10                 | 0,9037—0,9199 | 2,7—4,28           | 67,2—72,9                            |
| Кузбаево      | 10                 | 0,889—0,942   | 2,63—5,06          | 63,0—76,1                            |
| Четырман      | 16                 | 0,889—0,9513  | 2,63—5,46          | 61,7—70,7                            |
| Татышлы       | 5                  | 0,8916—0,9269 | 2,48—3,37          | 64,8—69,4                            |
| Арлан         | 14                 | 0,8900—0,9348 | 2,80—3,98          | 62,8—76,7                            |

Таблица 3

**Физико-химическая характеристика нефтей нижнего карбона  $C_{11}^{2H}$  Пермской области  
(усредненные данные Н. А. Пьянкова и Л. И. Шевченко на 1.IX.1962 г.)**

| Месторождение, площадь | Количество скважин | Удельный вес | Содержание серы, % | Содержание, %         |                           |            |
|------------------------|--------------------|--------------|--------------------|-----------------------|---------------------------|------------|
|                        |                    |              |                    | смолы серно-кислотные | смолы сернисто-кальциевые | асфальтены |
| Ярино-Каменоложская    | 63                 | 0,804—0,849  | 0,38—0,78          | 11                    | 6,6                       | 0,28       |
| Кухтымское             | 1                  | 0,807—0,824  | 0,78               | 12                    | 5,7                       | 0,24       |
| Талицкое               | 1                  | —            | —                  | —                     | —                         | —          |
| Межевское              | 1                  | 0,835—0,837  | 0,75—0,92          | 18                    | 6,42                      | 0,50       |
| Кыласовское            | 2                  | 0,826—0,849  | 0,90—1,26          | 11                    | —                         | —          |
| Мазунинское            | 2                  | 0,864—0,892  | 1,65—2,39          | 52                    | 16,60                     | 3,88       |
| Павловское             | 13                 | 0,874—0,895  | 1,80—2,38          | 51                    | 16,86                     | 2,29       |
| Таныпское              | 14                 | 0,871—0,902  | 1,88—2,51          | 51                    | 14,26                     | 4,53       |
| Аскульское             | 1                  | 0,863—0,873  | 1,85—2,20          | 37                    | 17,91                     | 1,72       |
| Куединское             | 11                 | 0,885—0,911  | 2,23—3,20          | 73                    | 16,60                     | 5,59       |
| Гожанское              | 8                  | 0,903—0,925  | 2,46—3,98          | 80                    | 23,93                     | 10,19      |
| Васильевское           | 5                  | 0,859—0,873  | 1,46—1,70          | 37                    | 15,45                     | 4,48       |
| Москудинское           | 5                  | 0,914—0,926  | 2,53—3,46          | 88                    | 26,57                     | 6,67       |
| Шумовское              | 3                  | 0,896—0,907  | 2,00—2,60          | 60                    | 24,71                     | 2,80       |
| Майкорское             | 1                  | 0,871—0,876  | 1,73—1,83          | 37                    | 18,21                     | 2,57       |

Большая разница в степени осерненности замечена между нефтями месторождений Кинель-Черкасского района и месторождений Сергиевского (Горький Овраг, Радаевка, Раковка). Содержание серы в нефти угленосной свиты Сергиевского района в среднем в 2—3 раза больше, чем в нефтях того же возраста Мухановского, Дмитриевского, Михайловского и других месторождений Кинель-Черкасского нефтяного района (см. табл. 1). Высокая степень осерненности Сергиевских нефтей угленосной свиты увязывается с большим количеством сульфатного цемента во вмещающих нефть коллекторах и с малыми размерами самих залежей. Аналогичная зависимость осерненности нефти от количества сульфатов кальция в породах и размеров залежи нефти наблюдается и на месторождении Султангулово (Оренбургская область).

Как заметил К. И. Мжачих (1959), «интенсивность процессов окисления нефтей должна зависеть от площади атаки нефти водой, т. е. от суммарной площади водонефтяного контакта. Крупные нефтяные залежи с большим этажом нефтеносности имеют относительно меньшую площадь атаки водой на единицу объема нефти по сравнению с мелкими залежами, поэтому они лучше сохраняются в подзоне криптогенеза».

Имеются также случаи, когда не наблюдается соответствие между степенью осерненности нефтей и содержанием сульфатов кальция в коллекторах.

На месторождениях Северной Башкирии и южной части Пермской области нефть является тяжелой и высокосернистой (табл. 2, 3), но во вмещающих коллекторах почти отсутствуют новообразования сульфатов

кальция (ангидрит был обнаружен лишь в нескольких образцах Ново-Хазинской площади). Однако анализ структуры продуктивных песчаников показал, что в них наблюдается корродированная форма обломочного материала и его свободная укладка, несмотря на их сравнительно глубокое залегание. Эти особенности структуры коллекторов дают возможность предполагать о происходившем в них растворении цементирующего материала. То, что в коллекторах рассматриваемых месторождений в геологическом прошлом происходили процессы десульфирования, подтверждает и В. А. Кротова (1962) на основании своих гидрохимических данных. Исследованиями Н. П. Егоровой (1962) установлено, что в залежах Арланского месторождения в геологическом прошлом *in situ* (в коллекторах) происходили процессы осернения и окисления нефти. Ею установлена определенная закономерность изменения в залежах таких параметров нефти, как удельный вес и содержание серы. Изменения заключались в «увеличении удельных весов и содержания серы от центральной части залежи, занимающей наиболее высокое структурное положение, к водоплавающей».

Эти данные подтверждают, что осернение нефтей в коллекторах тесно связано с процессами десульфирования и сопровождается большим или меньшим растворением ангидритового цемента. Кроме того, на степень осерненности нефтей могут влиять и такие факторы, как продолжительность времени пребывания нефти в среде повышенного содержания сульфатов кальция и продуктов их восстановления, размер самой залежи, этаж нефтеносности, скорость миграции жидкой фазы, состав нефтей и т. д.

Более сложная картина наблюдается в нефтяных залежах Ярино-Каменноложского месторождения. Несмотря на то, что в отдельных образцах песчаных коллекторов, приуроченных к краевой зоне залежи, отмечены участки ангидритового цемента с корродированными очертаниями и запечатанные в окисленной нефти, основная масса нефти залежи имеет низкий процент серы (0,53). Возможно, что здесь оказали влияние большой размер залежи и неблагоприятный для осернения состав нефти. В рассматриваемых нефтях, в отличие от упомянутых выше месторождений, наблюдается низкое содержание смол и асфальтенов, которые, как считают, наиболее легко вступают в реакцию с серой (см. табл. 3).

Следует оговориться, что, возможно, существуют и другие пути осернения нефтей (Андреев, 1961), но этот вопрос требует специального изучения.

Исследование десульфатизации пластовых вод и осернения нефтей, проводившееся нефтяниками и гидрохимиками в отрыве от изучения вмещающих нефть пород, не позволяет выяснить с достаточной полнотой многих вопросов. Петрографические исследования коллекторов могли бы дать дополнительные сведения по выяснению закономерностей и причин химических процессов, происходящих в продуктивных пластах в присутствии нефти. Изучение коллекторов под микроскопом показало, что химические изменения пластовых вод и нефтей, протекающие в песчаниках, нередко накладывают отпечаток на структуру пород. Следствием восстановления сульфатов кальция и окисления нефтей в песчаных коллекторах является растворение ангидритового и кальцитового цемента, отчетливо наблюдавшееся в шлифах.

В заключение остановимся на некотором сопоставлении постседиментационных процессов, в частности растворения карбонатных и сульфатных минералов, в литологически разных коллекторах (терригенных и карбонатных). Такое сопоставление позволит выяснить региональность этих процессов и их зависимость от литолого-фациальной характеристики рассматриваемых пород.

Изученные Г. И. Сурковой известняки имеют близкий возраст с рассмотренными песчаными и алевроитовыми коллекторами (нижний и

## Схема постседиментационных преобразований карбонатных и терригенных коллекторов нефти

| Стадии существования осадка и породы  | Этапы растворения карбонатного материала | Минеральные новообразования                                                                                                                                                                                   |                                                                     |
|---------------------------------------|------------------------------------------|---------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|---------------------------------------------------------------------|
|                                       |                                          | карбонатные коллекторы                                                                                                                                                                                        | терригенные коллекторы                                              |
| Диагенез ранний                       | I этап                                   | Гидроокислы железа I генерации<br>Фосфаты кальция<br>Анализ<br>Глауконит I генерации<br>Пирит I генерации                                                                                                     | Фосфаты кальция<br>Анализ<br>Пирит в глинистом цементе песчаников   |
| Диагенез                              |                                          | Кальцит I генерации<br>Доломит I генерации<br>Полевые шпаты<br>Каолинит                                                                                                                                       | Сидерит<br>Полевые шпаты<br>Каолинит                                |
| Диагенез поздний или катагенез ранний |                                          | Кварц и халцедон I генерации                                                                                                                                                                                  | Кварц                                                               |
| Катагенез                             | II этап                                  | Пирит II генерации, марказит, сфалерит                                                                                                                                                                        | Пирит, сфалерит                                                     |
|                                       |                                          | Гидроокислы железа II генерации<br>Кальцит II генерации<br>Доломит II генерации<br>Глауконит II генерации<br>Палыгорскит<br>Сепиолит<br>Флюорит<br>Барит<br>Ангидрит<br>Кварц и халцедон II генерации<br>Гипс | Анкерит<br>Кальцит<br>Доломит<br>Барит<br>Ангидрит<br>Гипс<br>Кварц |
|                                       | III этап *                               | Нефть                                                                                                                                                                                                         | Нефть                                                               |

\* На III этапе, помимо карбонатного, растворению подвергся и сульфатный материал.

средний отделы каменноугольной системы). Территориально эти породы приурочены к одному и тому же геологическому региону восточной части Русской платформы. Известняки нередко промышленно нефтеносны.

В терригенных и карбонатных коллекторах обнаружено большое сходство в качественном составе комплекса новообразованных минералов и почти полная тождественность в последовательности их выделения (табл. 4).

Однако в известняках список аутигенных минералов несколько больше, чем в терригенных. В частности, в известняках широко распространены диагенетические доломит и кальцит I генерации, которые отсутствуют в терригенных коллекторах. Заметно многообразнее в известняках и структурные преобразования, проявившиеся в следах трехкратного растворения кальцита, обусловленного подкислением иловых и пластовых вод. В структуре песчаников эти изменения геохимических обстановок не нашли отражения, за исключением случая растворения кальцитового и сульфатного цементов.

Основные различия постседиментационных изменений в коллекторах в большинстве случаев объясняются их разным литологическим составом. Кальцит, сравнительно легко растворимый минерал, весьма чутко реагирует на колебания некоторых физико-химических и геохимических показателей пластовых вод. В противоположность кальциту кварцевый обломочный материал песчаников и алевролитов обладает неизмеримо более низкой растворимостью и является стойким минералом по отношению к, возможно, происходившим в пласте изменениям геохимических обстановок.

Тем не менее постадийное распределение аутигенных минералов имеет одинаковый характер в литологически разных коллекторах. Направленность процессов катагенного минералообразования в них одна и та же.

В карбонатных породах II генерация кальцита является последней, после которой, как и после кальцита в песчаниках, выпадают уже сульфаты кальция. Такой порядок выпадения минералов свидетельствует о том, что поровые растворы как в песчаниках, так и в известняках достигли высокой степени минерализации, при которой возможно выпадение наиболее растворимого из сульфатных минералов ангидрита.

Пластовые воды, независимо от того, насыщают ли они терригенные или карбонатные породы, характеризовались однотипной направленностью изменения качественного состава растворенных в них солей. Повидимому, этим обусловлены общие черты процессов минералообразования и их последовательность в литологически разных типах пористых пород, имеющих различное происхождение (морское, прибрежно-морское или континентальное).

Как видно из табл. 4, растворение кальцитового и сульфатного цементов в песчаниках, а также кальцита II генерации, сульфатов кальция в известняках по времени почти совпадало и было приурочено к началу появления нефти в коллекторе. Возможно, выщелачивание этих минералов даже несколько предшествовало приходу нефти в пласт и было вызвано углеводородами, растворенными в пластовых водах. Этот процесс протекал и позднее, по мере образования залежи, и происходит на современном этапе в зоне контакта нефть — вода.

Таким образом, роль нефти или углеводородов, растворенных в пластовых водах, в выщелачивании твердых сульфатов кальция и карбонатов кальция и магния хорошо видна не только в терригенных, но и в карбонатных коллекторах. Известны факты растворения этих минералов также в продуктивных породах палеозоя и месторождений Украины, Белоруссии.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Андреев П. Ф. Теоретические основы геохимии нефти. Автореф. докт. дис., 1961.
- Аширов К. Б. Условия формирования нефтяных месторождений Куйбышевского Поволжья.— В сб.: Геология и разработка нефтяных месторождений. Гипровостокнефть, Гостоптехиздат, 1959, вып. 2.
- Вайнбаум С. Я. К вопросу об окислительно-восстановительной активности нефтей.— В сб.: Геология, геохимия, геофизика. Куйбышев, 1964, вып. 27.
- Гуляева Л. А., Иткина Е. С. Окислительно-восстановительный потенциал и рН каустобиолитов.— Тр. Ин-та нефти АН СССР, 1964, т. III.
- Егорова Н. П. Об изменении свойств нефтей в залежах.— В сб.: Новые данные по геологии и нефтегазоносности Волго-Уральской области. ИТЭИнефтегаз, 1962.
- Козин А. Н. Основные закономерности изменения минерализации и состава пластовых вод девона и карбона в пределах Ульяновской, Куйбышевской и Оренбургской областей.— Тр. ВНИГНИ, Л., 1959, вып. 22.
- Козин А. Н. О зависимости содержания сульфатных ионов и сероводорода от содержания кальция в пластовых водах нефтяных месторождений Куйбышевского Поволжья.— Тр. Куйбышевск. НИИ НП, Куйбышев, 1960, вып. 1.
- Козин А. Н. Роль гидрохимических показателей при оценке перспектив нефтеносности в условиях платформы на примере Куйбышевского Поволжья.— В сб.: Геология, геохимия, геофизика. Куйбышев, 1960, вып. 1.

- Крамаренко Л. Е. Состав и распределение микроорганизмов в подземных водах и их поисковое значение. Вопросы нефтепоисковой геологии.— Тр. ВСЕГЕИ, Госгеолтехиздат, 1956.
- Кротова В. А. Гидрогеологические факторы формирования нефтяных месторождений (на примере Предуралья).— Тр. ВНИГРИ, 1962, вып. 191.
- Кузнецов А. М., Старкова Г. А. О насыщенности сульфатом кальция пластовых вод палеозоя в Приуралье.— Изв. Естеств.-научн. ин-та при Пермском гос. ун-те им. А. М. Горького, 1952, т. XIII, вып. 6.
- Лондон Э. Е. Степень насыщения пластовых вод растворенными углеводородами и сульфатами как поисковый признак при оценке перспектив нефтегазоносности.— Геология нефти и газа, 1964, № 11.
- Мжачих К. И. Некоторые вопросы метаморфизма нефтей в пластовых условиях.— В сб.: Геология и разработка нефтяных месторождений. Тр. «Гипровостокнефть», М., Госгеолтехиздат, 1959, вып. 2.
- Раабен В. Ф. Закономерности изменения свойств нефтей по стратиграфическому разрезу палеозоя в пределах Волго-Уральской области и методика их изучения.— Сов. геология, 1963, № 5.
- Рейнфельд Э. А. Биохимические процессы в водах и нефтях продуктивной толщи.— В сб.: Научно-исследовательские работы нефтяников, вып. 5. Госгеолтехиздат, 1947.
- Симакова Т. А., Колесник Э. А. Бактерии пластовых вод, нефтей и пород нефтяных месторождений СССР.— Тр. ВНИГРИ, Госгеолтехиздат, 1962, вып. 199.
- Сулин В. А. Воды нефтяных месторождений в системе природных вод. Госгеолтехиздат, 1946.
- Успенский В. А., Инденбом Ф. Б. Геохимическая характеристика нефтей и других битумов.— Тр. ВНИГРИ, Госгеолтехиздат, 1957, вып. 107.
- Успенский В. А., Радченко О. А. К вопросу генезиса типов нефтей.— Тр. ВНИГРИ, 1947, нов. сер., вып. 19.
- Чепиков К. Р., Ермолова Е. П., Орлова Н. А. Эпигенные минералы как показатели времени прихода нефти в песчаные промышленные коллекторы. Докл. АН СССР, 1959, т. 125, № 5.
- Чепиков К. Р., Ермолова Е. П., Орлова Н. А. О коррозии кварцевых зерен и случаях возможного влияния нефти на коллекторские свойства песчаных пород.— Докл. АН СССР, 1961, т. 140, № 5.
- Чепиков К. Р., Ермолова Е. П., Орлова Н. А. Аутигенные минералы нефтеносных терригенных пород.— В сб.: Проблема геологии нефти (доклады советских геологов на XXII сессии МГК). М., «Наука», 1964.
- Чепиков К. Р., Ермолова Е. П., Орлова Н. А. Некоторые результаты изучения аутигенных минералов с целью определения относительного времени прихода нефти в породы-коллекторы.— Сб.: Генезис нефти. «Недра», 1967.

ИГ и РГИ  
Москва

Дата поступления  
16.VII.1969

УДК 552.5(574.1)

## **НЕКОТОРЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ОБРАБОТКИ МАТЕРИАЛОВ СВЕРХГЛУБОКОЙ АРАЛСОРСКОЙ СКВАЖИНЫ**

**Б. К. ПРОШЛЯКОВ, Ю. М. ВАСИЛЬЕВ**

В статье излагаются результаты изучения эпигенетических процессов в терригенных породах мезокайнозойского и верхнепалеозойского возрастов. Прикаспийской впадины на глубинах до 6783 м. Показано, что подвижность кальцита и кварца изменяется с глубиной. По мере увеличения последней существенно снижается пористость пород. На глубине 6600 м полная пористость терригенных пород составляет около 5%, а при погружении до 9000 м она может иметь нулевые значения, породы при этом должны перейти в разряд метаморфических. На больших глубинах в аргиллитах и песчано-алевритовых породах происходит образование трещин, которые могут служить путями миграции жидкостей и газов. Последние в зависимости от состава могут способствовать торможению или интенсификации эпигенетических процессов.

В Прикаспийской впадине пробурено несколько скважин глубиной выше 4000 м. В центральной ее части, близ о. Аралсор, бурится первая в СССР сверхглубокая скважина с проектной глубиной 7000 м. В декабре 1968 г. забой ее достиг 6800 м.

Бурение Аралсорской сверхглубокой скважины до глубины 3005 м осуществлялось без отбора керна, ниже — отбор образцов пород производили через 20 м проходки. При достижении 4600 м в связи с техническими трудностями керна извлекался примерно через 50 м, а начиная с 6000 м — через 70—100 м. Последний образец породы поднят с глубины 6781—6783 м. Кроме основной скважины в том же районе пробурена скважина-дублер Г-2 глубиной 3800 м. Извлеченный из нее керна позволил составить полную литологическую характеристику пород по всему комплексу мезозойских отложений в интервале от 0 до 3800 м. Кроме того, при бурении Аралсорской скв. СГ-1 систематически, через каждые 3—5 м, отбирали шлам, который использовали для получения дополнительной информации о составе и свойствах пород.

В процессе бурения Аралсорской сверхглубокой скважины и ее дублера выполнен обширный комплекс технических, геофизических исследований, результаты которых в значительной части опубликованы в сборниках материалов научно-технического совета по глубокому бурению (издательство «Недра») и в периодической печати.

Аралсорская сверхглубокая скважина полностью прошла четвертичную, неогеновую, палеогеновую, меловую, юрскую и триасовую системы. Кроме того, пройден верхнепермский отдел, и в настоящее время, по видимому, вскрыт нижний отдел перми. Поскольку скважина заложена в межкупольной зоне, получена характеристика полного, не искаженного соляной тектоникой разреза Прикаспийской впадины. Ниже приводится краткая характеристика наиболее крупных стратиграфических комплексов.

Пермская система вскрыта в интервале 5492—6800 м. Палеонтологические остатки здесь встречаются редко. Поэтому расчленение этой ча-

сти разреза и определение возраста отложений сопряжено с большими трудностями. По предварительным данным, здесь вскрыты кунгурские отложения, представленные красноцветными аргиллитами с желваками белых ангидритов и прослойками зеленовато-серых глинисто-алевритовых пород. Не исключено, что в разрезе присутствуют линзы или маломощные прослои каменной соли, о чем можно предполагать на основании резкого осолонения глинистого раствора. Верхнепермские отложения (казанский и татарский ярусы) представлены преимущественно глинисто-алевритовыми породами и аргиллитами. В виде маломощных прослоев встречаются алевриты и мелкозернистые песчаники. Окраска пород красновато-бурая, лишь изредка встречаются прослои сероцветов. Мощность верхней перми 1138 м.

Триасовая система представлена нижним и верхним отделами. Нижнетриасовый отдел расчленяется на ветлужскую и баскунчакскую серии. По литологическому составу ветлужские отложения сходны с верхнепермскими, но отличаются своеобразным комплексом микрофауны. В верхней части ветлужской серии широко распространены песчано-алевритовые породы. Баскунчакские отложения представлены сероцветными (различных оттенков) известняками, аргиллитами, реже песчано-алевритовыми породами. Верхнетриасовые отложения представлены чередующимися пластами песчано-алевритовых пород, аргиллитами и глинами. Окраска пород зеленовато-серая с редкими прослоями бурого цвета. Мощность триаса 2847 м, что для Русской платформы исключительное явление.

Юрская система представлена всеми тремя отделами. Нижнеюрские отложения слагаются песчаниками, алевритами, глинами серого цвета, различной интенсивности и оттенков. Среднеюрские породы по литологическим признакам имеют много общего с нижнеюрскими. Широко распространены здесь сероцветные песчано-алевритовые породы и глины. Последние имеют более темную окраску. Верхнеюрские отложения в нижней части разреза представлены серыми мергелями и глинами, а в верхней — глинистыми известняками. Мощность юры 529 м.

Меловая система расчленяется на нижний и верхний отделы. Нижний отдел представлен терригенными глинисто-алевритовыми породами серой и темно-серой окраски. Верхний мел слагается светло-серыми и белыми известняками, мелом, серыми мергелями и глинами, среди которых встречаются опоковидные разности. Мощность мела 1040 м.

Палеоген представлен палеоценом, эоценом и олигоценом. В разрезе резко преобладают глины, серые, нередко с зеленоватым и желтоватым оттенком. Изредка встречаются мергели и известняки. Мощность палеогена 576 м.

Неоген, как и во многих других районах Прикаспийской впадины, представлен только верхней частью плиоценового отдела. Для него характерны терригенные образования: слабо сцементированные песчано-алевритовые породы и глины обычно серого или зеленовато-серого цвета. Мощность верхнего плиоцена 415 м.

Четвертичная система слагается желтовато-бурыми и серыми песками, супесями, суглинками и глинами. Мощность ее 85 м.

В результате всесторонних литолого-петрографических исследований получены сведения о составе и строении осадочного комплекса Прикаспийской впадины. В настоящем кратком сообщении излагаются результаты изучения вторичных изменений в терригенных породах разреза Аралсорской скв. СГ-1 с учетом материалов по другим глубоким скважинам, пробуренным в Прикаспийской впадине (Порт-Артурская Г-17, Чувашская П-19 и др.). С точки зрения нефтяной геологии наибольший интерес представляют преобразования породообразующих минералов, таких, как кварц, кальцит, глинистые. Именно с ними обычно связаны изменения емкостных и фильтрационных свойств пород, условий миграции

углеводородов, а также геофизических параметров. Здесь мы ограничиваемся рассмотрением только кварца и кальцита.

Кварц составляет основную часть обломочных минералов. Следы его изменения в породах наблюдаются уже с глубины 1100 м. Они выражаются в коррозии зерен кварца, а ниже, с 1834 м, появляются конформные контакты между обломочными зернами. Вниз по разрезу количество таких контактов в обломочных породах постепенно возрастает. С 2536 м появляются первые признаки регенерации обломочных зерен, а к 2750 м это явление выражено уже весьма отчетливо. В дальнейшем степень регенерации кварца возрастает незначительно. В интервале 4197—4200 м направленность процесса существенно изменяется. Зерна кварца вновь начинают корродироваться. В шлифах под микроскопом прекрасно различаются следы растворения регенерационных каемок, обломочных зерен кварца и метасоматическое замещение их кальцитом. Это явление в тонких прослойках алевролитов и песчаников наблюдается до самого забоя скважины.

Уловить особенности изменения кальцита по разрезу оказалось значительно сложнее. Правда, в шлифах заметно, что с увеличением глубины залегания степень перекристаллизации его повышается, наблюдаются следы растворения, а на глубине свыше 2000 м весьма отчетливо выделяются как бы «островки» кальцита, окруженные со всех сторон обломочными зернами и глинистым цементом, а участками обнаруживаются открытые поры.

Новое качественное изменение наблюдается на глубине 4485 м. Здесь в аргиллитах впервые были зафиксированы трещинки, заполненные кальцитом, которые ниже по разрезу постоянно наблюдались в образцах керна. В глинах и аргиллитах до этой глубины никаких микроскопически различимых перераспределений карбонатов не обнаружено. Судя по образцам керна, трещинки встречаются двух типов — прямолинейные (типа скольжения) и линзовидные, затухающие в пределах образца. Ширина трещинок, как правило, невелика, редко она достигает 2—5 мм.

Выделение кальцита, по-видимому, происходило из вод, просачивавшихся в трещинки с обеих плоскостей, свидетельством чему мы считаем наличие тонких пленок красно-бурого глинистого вещества (такого же, как и сами породы), разделяющих внутренние полости трещинок на две части. Кальцит выделяется не только в трещинках, но и в обломочных породах, заполняя свободное поровое пространство, а также метасоматически замещая кварц и полевые шпаты. Эти явления начинают встречаться в образцах, отобранных с меньших глубин — около 3000 м, однако четкого выражения они достигают к 4000—4200 м.

Таковы общие особенности изменения кварца и кальцита в процессе прогрессивного эпигенеза. Они позволяют выделить в разрезе Аралсорской сверхглубокой скважины три отчетливо выраженные зоны.

**Зона декальцитизации**, глубина до 2500—2700 м, температура до 70°, гидростатическое давление (с учетом минерализации, температуры, сжимаемости воды и растворенных в ней газов) до 300—320 атм.

**Зона регенерированного кварца**, глубина от 2500—2700 до 4200 м, температура до 90°, гидростатическое давление до 500 атм.

**Зона кальцитизации**, глубина свыше 4200 м, температура более 90°, а гидростатическое давление превышает 500 атм.

В процессе прогрессивного эпигенеза в результате выноса и растворения отдельных компонентов, в частности карбонатов кальция, могут возникать высокопористые, проницаемые породы даже на значительных глубинах (около 2000—2500 м). Примеры подобного явления наблюдаются в разрезе Зараченской скв. Г-1 (глубина 2580—2585 м, открытая пористость 25, 64%, проницаемость 365, 6 мд), Прорвенской скв. 9 (глубина 2243—2244 м, пористость 32,10%, проницаемость 972 мд) и в других.

Необходимо отметить, что изменения, возникшие при прогрессивном эпигенезе, в значительной мере сохраняются и при регрессивном эпигенезе. Прикаспийская впадина очень удобна для изучения некоторых черт этого процесса. Здесь вследствие соляной тектоники нижнемезозойские отложения (а нередко и верхнепермские) залегают часто на глубине первых сотен метров и даже обнажаются на поверхности (например, на горе Большое Богдо в своде соляного купола). В нижнетриасовых песчаниках здесь широко развиты явления регенерации и структуры растворения, возникшие, несомненно тогда, когда породы залегали в иных условиях. Какова была максимальная глубина погружения этих пород, точно сказать трудно; ориентируясь на величину пористости освеженных образцов глин (9—13%), залегающих между пластами песчаников, можно назвать величины около 2000—2500 м. Именно на таких глубинах явления регенерации кварца достигают весьма отчетливого выражения.

Особенности изменения пористости осадочных пород имеют первостепенное значение при оценке перспектив газонефтеносности глубинных недр. Земли. Песчано-алевритовые образования до глубины 3000—3500 м уплотняются более или менее равномерно. Их полная пористость при углублении на каждую 1000 м снижается в среднем на 7—9% и на глубине 3500 м варьирует в пределах 8—12%. Открытая пористость при этом имеет значения на 3—4% ниже.

Глинистые породы интенсивно уплотняются уже в верхних частях разреза. Их пористость к глубине 1500 м снижается на 18—22% и составляет 14—16%. Ниже темп уплотнения этих пород постепенно уменьшается. На глубине 3000—3300 м все глины переходят в аргиллиты. Примерно с этого же интервала пористость начинает убывать пропорционально глубине — на 1,5—2,0% на каждую 1000 м. Полная пористость образцов аргиллита, извлеченных с глубины 6660 м, около 5%. Открытая пористость с увеличением глубины залегания снижается быстрее, особенно на больших глубинах; в интервале 6000—6661 м она находится в пределах 2,18—0,85%. Основываясь на закономерности снижения этого параметра, можно предполагать, что полная пористость к глубине 9000 м, а открытая — к 7300—7500 м будут иметь нулевые значения.

На глубинах, близких к 3500 м, величина пористости различных типов терригенных пород заметно сближается, а на глубине 4500 м становится равной.

Несмотря на высокую степень уплотнения пород на больших глубинах, образцы красновато-коричневых аргиллитов, извлеченных с глубины 6781—6783 м, имеют еще осадочный облик. Учитывая, что терригенные породы с нулевой пористостью неизвестны, надо полагать, что на глубине около 9000 м они должны перейти в разряд метаморфических горных пород.

Большой интерес представляет тот факт, что на глубине свыше 3900 м в керне глубоких скважин (Чувашская П-19, Порт-Артурская Г-17 и др.) широко развиты трещинки, возникшие в результате тектонических напряжений и, по-видимому, естественного гидроразрыва. В Аралсорской скважине они прослежены до забоя. Эти трещинки имеют различную протяженность и ориентировку. В настоящее время они «залечены» эпигенетичным кальцитом, однако в благоприятных геологических условиях они могли быть заполнены и углеводородами.

Эти обстоятельства и опыт разработки зарубежных месторождений позволяют считать, что на больших глубинах трещинные коллекторы должны иметь первостепенное значение.

## **КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ**

УДК 553.66(477)

### **О ГЕНЕЗИСЕ САМОРОДНОЙ СЕРЫ НА ПРИМЕРЕ ЗАГАЙПОЛЬСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ**

**Г. Т. САКСЕЕВ**

На площади Предкарпатского бассейна самородной серы, в его юго-восточной части, в результате поисков 1964—1968 гг., открыто новое, Загайпольское, серное месторождение, расположенное между селами Загайполь и Турка, восточнее г. Коломыи (Ивано-Франковская область УССР).

Это месторождение, как и ранее выявленные, находится в осадочных отложениях неогеновой системы. Самородная сера приурочена к карбонатным осадкам (известнякам) и парагенетически связана с подстилающими гипсоангидритами (Соколов, 1958, 1965<sub>а</sub>). Единичными скважинами здесь вскрываются подгипсовые известняки мощностью менее 0,5 м с высоким содержанием в них самородной серы. Перечисленные хомогенные карбонатные и сульфатные отложения стратифицируются как тирасская свита верхнетортонского подъяруса (миоцен) и имеют суммарную мощность 20—40 м. Вскрываются отложения тирасской свиты на глубинах 240—330 м. Тирасскую свиту подстилают нижнетортонские или верхнемеловые породы, обычно с размытой поверхностью. Нижнетортонские отложения состоят из зеленовато-серых кварцево-глауконитовых песчаников, переслаивающихся глинами или содержащих в себе тонкие прослойки бентонитовых глин и туфопесчаников. Эти отложения объединяются в барановский горизонт мощностью не более 5 м.

Верхнемеловые породы выражены белыми мелоподобными известняками со стяжениями кремней и относятся к туронскому ярусу.

Сверху на отложениях тирасской свиты лежат (с размывом) голубовато-серые или светло-серые уплотненные глины верхнетортонского подъяруса (кововская свита) мощностью от 200 м в северо-восточной части до 300 м в юго-западной.

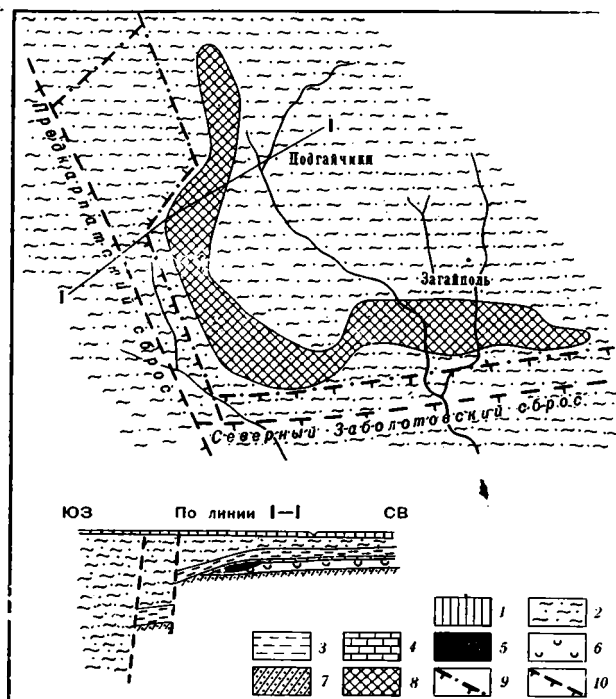
Глинистые отложения верхнего тортонского покрова сплошным чехлом четвертичных образований, состоящих из аллювиальных отложений песка, галечников и уплотненных лессовидных суглинков суммарной мощностью 15—20 м.

В структурно-тектоническом отношении месторождение расположено в краевой части платформы, в полосе сочленения ее с внешней зоной Предкарпатского краевого прогиба. В связи с этим с запада оно ограничивается крупным ступенчатым Предкарпатским сбросом, отделяющим платформу от прогиба, с юга — северным ступенчатым сбросом Заболотовской тектонической впадины (фигура). Вертикальная амплитуда смещения Предкарпатского сброса более 500 м, плоскость сброса наклонена к юго-западу под углом 75—85°; вертикальная амплитуда смещения северного Заболотовского сброса равна 365 м, с крутым (под углом до 90°) южным падением плоскости сброса. Осадки, подстилающие месторождение, имеют моноклинальное юго-западное падение под углом 4—5°, а покрывающие его глинистые отложения верхнего тортонского постепенно увеличиваются в мощности с северо-востока на юго-запад.

Месторождение имеет неправильную линзовидную форму, удлиненную согласно с простиранием названных сбросов, что подчеркивает связь его с разрывными структурами в зоне сочленения платформ с прогибом (см. фигуру).

Самородная сера в вертикальном разрезе известняков распределена неравномерно. В кровле известняки чаще всего пустые, т. е. поры, каверны и трещины, обычно заполненные серой, здесь остаются свободными или выполнены вторичным кальцитом. Мощность «пустых» известняков измеряется первыми десятками сантиметров или одним-двумя метрами, в единичных скважинах достигает 10 м. Сера сохранилась в нижней половине известняков, на участках, где сероносные известняки подстилаются гипсоангидритами. Мощность известняков с серой 0,1—13,3 м, содержание серы устойчивое и высокое.

Загайпольское месторождение интересно и ценно в том отношении, что оно позволяет объяснить генетическую сущность отдельных спорных вопросов, в частности, тесное взаимоотношение и связь некоторых карбонатных пород с сульфатными (Соколов, 1965а, б) и разработать стратиграфическую схему подразделения карбонатных отложений.



Структурно - геологическая схема Загайпольского серного месторождения

1 — суглинки и галечники (четвертичные образования); 2 — глины голубовато-серые, известковистые; 3 — глины уплотненные, аргиллитоподобные (верхнетортонский подъярус, косовская свита); 4 — известняки без серы (ратинский горизонт); 5 — известняки с серой (днепровский горизонт); 6 — гипсы и ангидриты (днепровский горизонт, тирасская свита); 7 — песчаники нижнего тортон и известняки верхнего мела; 8 — площадь распространения самородной серы; 9 — тектонические нарушения, по данным геофизики; 10 — тектонические нарушения, установленные при поисках серы и при проведении глубокого структурного бурения

Коротко остановимся на затронутых вопросах.

На Загайпольском месторождении четко устанавливаются два разновозрастных и генетически различных типа известняков: первичные известняки — фации карбонатных осадков и известняки вторичные, образовавшиеся по гипсоангидритам.

Эти известняки различаются внешним видом, структурой, текстурой и масштабами распространения.

Первичные известняки в типичном виде — серые массивные скрытокристаллические породы с раковистым изломом, плотные и крепкие, монолитные или рассечены тонкими крутопадающими трещинами. В кровле они нередко мергелевидные или переходят в мергели слоистой текстуры, аналогичные переходы наблюдаются и внутри пласта в прослойках до метра и больше; с лежащими выше глинистыми отложениями верхнего тортон и подстилающими гипсоангидритами или вторичными известняками имеют четкий, иногда резкий контакт. Контактные зоны подчеркиваются, кроме того, хорошо развитой кавернностью, характерной для данных известняков. Трещины различной толщины и каверны, разнообразные по форме и размерам, выполнены частично или полностью карбонатно-глинистым материалом, реже кристаллическим или натечным кальцитом.

Первичные известняки аналогичны своему стратотипу — известнякам г. Ратин (в окрестностях Львова), поэтому стратиграфически относятся (в объеме тирасской свиты) к ратинскому горизонту. Они распространены на всей площади сероносного бассейна. Мощность их 0,05—10 м (на месторождении).

Вторичные известняки образовались в процессе метасоматического замещения сульфатных минералов карбонатными в полностью сформированных гипсоангидритовых породах. В качестве доказательства приведем следующие факты: вторичные известняки сохраняют унаследованную от гипсов и ангидритов текстуру и структуру; вторичные известняки сохраняют унаследованную от гипсоангидритов мощность; площадь распространения вторичных известняков ограничена фациально и структурно-тектонически.

По керну сульфатных и карбонатных пород можно предполагать, что метасоматоз и связанные с ним процессы замещения проходили от ангидрита, через гипс, к вторичному известняку. Указанные переходные формы хорошо видны на соответствующих образцах.

На месторождении развиты две основные разновидности гипсоангидритов: слоистые (или сланцеватые) и массивные гипсоангидриты, между которыми существует ряд переходных структурно-текстурных форм. По керну хорошо видно, что слоистые или слан-

цеватые гипсы постепенно переходят с сохранением соответствующей текстуры и ритма чередования в известняки, с той лишь разницей, может быть, что слоистость в известняках становится несколько волнистой. Массивные гипсы точно так же замещаются массивными известняками; пятнистые разновидности гипсов — соответствующими известняками. Граница замещения гипсов известняками, где процесс остался незавершенным, хорошо заметна, имеет волнистые или зигзагообразные контуры.

Мощность вторичных известняков, где процесс замещения прошел полностью, всегда равна общей мощности гипсоангидритов. Там, где аналогичный процесс оказался частичным, мощность известняков и оставшихся незамещенными гипсоангидритов в сумме соответствует общей мощности гипсоангидритового горизонта. Такая закономерность была подчеркнута на многих серных месторождениях Предкарпатья, но ей не находили удовлетворительного объяснения. Образование известняков по гипсоангидритам, естественно, влечет за собой унаследованную мощность от первичных пород и находит логическое объяснение.

Распространение вторичных известняков на общем фоне широкого развития гипсоангидритов ограниченное. Они занимают узкую полосу в гипсоангидритах вблизи разломов и почти в деталях повторяют направление этих разломов, т. е. в данном случае распространение известняков строго контролируется Предкарпатским и северным Заболотовским разломами (см. фигуру). Вместе с тем вторичные известняки не выходят за юго-западную границу распространения гипсоангидритов. Это вторая контролируемая граница распространения известняков. Следовательно, структурно-тектонический фактор приобретает реальное и существенное значение для вторичных известняков, причем его роль не ограничивается только контролем распространения данных известняков, о чем будет сказано несколько ниже.

Генетические различия между первичными и вторичными известняками хорошо подтверждаются изотопным составом углерода (Соколов, 1965а). Вторичные известняки содержат больше легкого изотопа углерода ( $C^{12}$ ). П. М. Мурзаев (1967) по изотопным анализам известняков с Загайпольского месторождения указывает, что с удалением от серной залежи (в вертикальном и горизонтальном направлениях) содержание  $C^{12}$  в известняках уменьшается.

Подобные различия наблюдаются по результатам анализов А. П. Виноградова и др. (1961), В. А. Гриненко и др. (1966) и по другим месторождениям. При эталонном соотношении  $C^{12}/C^{13}$  89,9 на Подороженском и Роздольском месторождениях, где также есть аналогичные разновидности, вторичные известняки имеют соотношение  $C^{12}/C^{13}$  91, 94—95,5, в то время как первичные 88,11.

На основании изложенного выше следует пересмотреть и уточнить стратиграфическое положение вторичных известняков в объеме тирасской свиты. В связи с тем, что исходной (материнской) породой вторичных известняков являются гипсоангидриты, стратиграфически они должны находиться вместе с ними — в днестровском горизонте. К тому же горизонту нужно относить вторичные известняки, встречающиеся на месторождении в нижней части гипсоангидритов.

Совершенно четкое стратиграфическое и генетическое разграничение известняков требует столь же четкого разграничения их на сероносные и несероносные.

Несут в себе самородную серу вторичные, метасоматические, известняки днестровского горизонта. С ними генетически связана сера на Загайпольском и всех остальных месторождениях Предкарпатья. В гипсах в процессе замещения сульфатных минералов карбонатными, вероятно, одновременно образовалась элементарная сера при участии, газовых эманаций углеводородного ряда или их водного раствора. Откуда и каким путем могли поступать углеводороды? Здесь весьма важное значение приобретает структурно-тектонический фактор, т. е. система разломов Предкарпатского и Заболотовского сбросов. Эти разломы, вероятно, были теми подводящими каналами, по которым поступали в гипсоангидриты водные растворы, содержащие углеводороды или газовые эманации углеводородного ряда из Прикарпатского прогиба, где имеются нефтяные и газовые месторождения, и способствовали метасоматическому образованию известняков по гипсоангидритам с одновременным образованием самородной серы (Соколов, 1965а). На участие углеводородов в серообразовании указывает повышенное содержание в известняках легкого изотопа углерода  $C^{12}$ . Проникновению жидких или газообразных углеводородных смесей в гипсоангидриты во многом способствовали, видимо, физические свойства подстилающих и покрывающих пород, а также самих гипсоангидритов. Имеется в виду степень развития трещиноватости в подстилающих породах, коллекторские свойства (в первую очередь, проницаемость) гипсоангидритов и экранирующая надежность покрывающих отложений.

Так объясняется связь Загайпольского месторождения с Предкарпатским и северным Заболотовским сбросами.

Как шло образование серы в действительности, определить очень трудно, имея перед собой только исходный и конечный продукты. Можно предполагать, что процесс серообразования с участием углеводородов проходил строго по сульфатным минералам путем замещения частицы частицей, иначе трудно объяснить точную копию структурно-текстурной унаследованности серных руд от гипсоангидритов.

Обратимся к конкретным примерам. В слоистых известняках, аналогах соответствующих гипсов, место мелких и мельчайших вкраплений гипсовых минералов в породе занимают точно такие же по размерам вкрапления серы, и мы наблюдаем типичные

мелко- и тонковкрапленные слоистые серные руды, широко распространенные на месторождениях Предкарпатья. В подобных рудах отмечаются полого секущие жилки желтой кристаллической серы, которым в гипсах отвечают прожилки селенита. В массивных известняках, отвечающих массивной разновидности гипсов, по мелким и относительно крупным вкрапленным гипса развиваются точно такие же вкрапленники желтой кристаллической серы, т. е. перед нами возникают типичные массивные вкрапленные руды с высоким содержанием серы (до 40%). В гипсах неоднородно пятнистой текстуры крупные и мелкие изометричные включения белого гипса при переходе в известняки замещаются аналогичными по размеру вкрапленниками восковидной коричнево-желтой серы с жирным блеском, т. е. подобного рода известняки с серой являются гнездовыми или гнездово-вкрапленными серными рудами, тоже с промышленным содержанием серы.

Приведенные примеры говорят о том, что структурно-текстурных разновидностей серных руд будет столько же, сколько имеется их в гипсах. Подмечается еще одна интересная особенность: содержание серы в известняках зависит от содержания гипсоангидритового минерала в материнской породе. Точно так же литологический тип руд — известняковый или глинистый — находится в прямой зависимости от количества пелитового материала в самом гипсоангидритовом минерале и в исходной породе.

Первичные (осадочные) известняки, широко распространенные на месторождении, и за пределами и контурами гипсоангидритовых пород, серы в себе не содержат. Находясь в кровле над гипсоангидритами или над вторичными известняками с серой и будучи сильно кавернозными, они всегда создают впечатление, что содержали в себе серу, впоследствии удаленную из них процессами выщелачивания и выноса. На самом деле такое представление ошибочно. Эти известняки серы никогда не содержали. В них можно эпизодически обнаружить серу в контактовой части с вторичными осерненными известняками. В подобных случаях в осадочных известняках она концентрируется в тонких прожилках, заполняя трещины и более крупные пустоты и каверны. Однако подобные находки являются таким же исключением, как и сера, встречаемая в нижнетортонских (барановских наравских) отложениях, в мелоподобных известняках турона (верхний мел) и даже в глинистых отложениях верхнего тортон, лежащих в кровле гипсоангидритов и известняков. Присутствие серы в перечисленных отложениях характеризует ее подвижность и способность перемещаться вверх и вниз за пределы своего материнского субстрата.

Сильно кавернозные и пустые известняки — довольно частое явление на месторождении. Пустые известняки большой мощности наблюдаются вдоль западного и южного контуров месторождения, где они уходят дальше гипсоангидритов, залегая на нижнетортонских или верхнемеловых отложениях.

Следовательно, основным рудным горизонтом на Загайпольском и всех других месторождениях Предкарпатья являются не все известняки, а только те из них, которые возникали по гипсоангидритам, т. е. вторичные, метасоматические известняки. Именно в них нужно искать серу, причем искать не только на платформе, но и в северо-восточной части внешней зоны Предкарпатского прогиба, примыкающей к платформе, т. е. в относительно неширокой полосе сочленения платформы с прогибом, в контурах распространения гипсоангидритовых пород.

**Выводы.** На Загайпольском месторождении среди карбонатных пород тиасской свиты выделяются две разновозрастные и генетически различающиеся разновидности известняков: первичные, или осадочные известняки, и вторичные, метасоматические известняки. Первичные известняки относятся к ратинскому горизонту, вторичные — к днестровскому.

Самородная сера во вторичных известняках, с которыми она связана генетически; первичные известняки по отношению к самородной сере, при определенных условиях, — только вмещающая порода. Материнской породой сероносных известняков являются гипсоангидриты, от которых они наследуют структуру, текстуру и мощность.

Метасоматический процесс превращения гипсоангидритов в сероносные известняки проходил в полосе развития гипсоангидритов, вероятно, при участии углеводородов, поступавших в сульфатные породы по трещинам вдоль разломов. Участие углеводородов в серообразовании подтверждается повышенным содержанием в известняках легкого изотопа углерода  $C^{12}$ .

Дальнейшие поиски серы в Предкарпатье нужно направлять на выявление вторичных сероносных известняков в контурах распространения гипсоангидритов в относительно неширокой полосе сочленения платформы с прогибом.

## ЛИТЕРАТУРА

- Виноградов А. П., Гриненко В. А., Устинов В. И. Геохимия, № 10, 1961.  
Гриненко В. А., Мамчур Г. П., Серебродольский Б. И. Изотопный состав углерода карбонатов серных месторождений Прикарпатья. Инф. сб. № 20, вып. 2, Львов, 1966.  
Мурзаев П. М. Исследования геологии месторождений самородной серы (автореф.). Изд. Львовск. Гос. ун-та, 1967.

Соколов А. С. Основные закономерности геологического строения и размещения месторождений самородной серы. Сов. геол., № 5, 1958.

Соколов А. С. О генезисе месторождений самородной серы. Литол. и полезн. ископ., № 2, 1965а.

Соколов А. С. Сероносность русской платформы. М., «Наука», 1965б.

Львовская геологическая экспедиция  
Львов

Дата поступления  
11.IX.1968

УДК 553.97 (479)

## О ФОРМИРОВАНИИ ТОРФЯНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ РИОНСКОЙ НИЗМЕННОСТИ, ПО ДАННЫМ ПЫЛЬЦЕВОГО АНАЛИЗА

*В. П. СЛУКА*

Возникновение и формирование торфяных отложений может происходить только в определенных палеогеографических и палеотектонических обстановках осадконакопления, а также при соответствующем климате и оптимальном количестве растительного материала. Поэтому изучение формирования торфяных отложений дает обширный материал для познания прежде всего взаимосвязи и взаимообусловленности процессов осадко- и торфонакопления, с одной стороны, и тектонического режима — с другой. Последнее очень важно для выяснения некоторых вопросов, связанных с угленакоплением прошлых эпох, так как торф является продуктом начальной стадии углеобразования. При благоприятных палеогеографических обстановках в областях со спокойным тектоническим режимом процесс торфонакопления обычно заключается в том, что идет ежегодный прирост торфа, образовавшегося в результате отмирания и последующего биохимического разложения растительного покрова. Это ведет к непрерывному повышению субстрата над его минеральным ложем и уровнем грунтовых вод. Вследствие этого меняются среда обитания растений и происходит смена фитоценозов. Вместе с тем меняются и фации торфонакопления. Эта схема торфонакопления описана многими торфоведами на примере различных выпуклых торфяных месторождений мира и нашей страны (К. Below, Г. Г. Танфильев, В. Н. Сукачев и др.).

Формирование торфяных отложений в областях с активными тектоническими движениями мало изучено, хотя в последнее время появился ряд работ П. П. Тимофеева и Л. И. Боголюбовой, М. Н. Никонова и др., посвященных этому вопросу. В этих областях тектонический фактор приобретает решающее значение в формировании обширных площадей торфонакопления. Такой областью и является Рионская низменность — обширная аллювиальная равнина с хорошо развитой гидрографической сетью. Поверхность ее незначительно возвышается над уровнем моря и имеет по направлению к нему небольшой уклон. Торфяники располагаются лишь в узкой прибрежной полосе равнины и делятся на отдельные залежи речными артериями. Торфонакопление происходит при интенсивном опускании поверхности прибрежной полосы побережья.

Поверхность самих торфяников во многих случаях возвышается над уровнем моря менее чем на 1 м, в то время как вся залежь имеет мощность иногда более 10 м. Это результат погружения местности, вследствие чего торфы, сформировавшиеся на суше, оказались лежащими ниже уровня моря.

Таким образом, торфяные толщи — хорошие регистраторы тектонических движений, которые испытывали окружающие местности. В этом отношении интересные данные получены при изучении возраста различных слоев торфа с помощью пыльцевого метода. Для этого нами было составлено 35 пыльцевых диаграмм по всем торфяникам Рионской низменности, а также разрезам с прослоями погребенных торфов, расположенных на территориях, примыкающих к торфяникам с востока.

Начало изучения торфяников Колхиды пыльцевым методом положено В. С. Доктуровским (1936), который составил несколько пыльцевых диаграмм по разрезам Кобулетского и ряда других месторождений. В последнее время М. И. Нейштадтом и Н. А. Хотинским (1965) наряду с пыльцевым анализом 12-метрового разреза торфяной залежи на Имнатском месторождении определено содержание радиоактивного углерода  $C^{14}$ . Это позволило установить абсолютный возраст каждой из трех выделенных ими фаз, которые характеризуются лесной флорой с различным сочетанием древесных пород и приурочены к определенным периодам голоцена.

1. Фаза бука и граба — поздний голоцен, субатлантический период — 2000 лет.
2. Переходная фаза — средний голоцен, суббореальный и верхи атлантического периода — 6000 лет.

### 3. Фаза каштана — средний голоцен, атлантический период — 8000 лет.

Это деление положено нами в основу при изучении пыльцевых диаграмм торфяных месторождений Рионской низменности.

По характеру спектра все пыльцевые диаграммы, составленные нами, как и М. И. Нейштадтом (1957), относятся к лесному типу. Хотя на некоторых наших диаграммах наблюдается увеличение пылцы травянистых растений и спор папоротников и мхов, это не влияет на общий характер спектра торфяников Рионской низменности. Вероятно, данная растительность играла местную роль, так как ее остатки слагают торфяную залежь. Древесные породы отличаются большим разнообразием. Так, при подсчете пылцы были встречены следующие породы: ольха, граб, бук, каштан, дуб, вяз, липа, орешник, сосна, в малом количестве ель и пихта, очень редко береза и ива, иногда присутствовала пыльца падуба, лапыны, хвойника и миртовых. Особенность пыльцевого спектра колхидских торфяников — абсолютное преобладание пылцы ольхи над суммарным количеством прочих древесных пород. Причем кривая ольхи имеет максимум в верхних слоях разрезов. Из других пород наиболее интересен для выделения фаз ход кривой пылцы каштана, для которой характерно два максимума, причем нижний максимум превышает количество пылцы всех других пород, кроме ольхи; в позднем голоцене она практически отсутствует. Нужно также отметить, что пыльца хвойных в торфяной залежи находится в ничтожном количестве, а остатков коры и древесины не обнаружено. Пылца пихты и ели встречается единично, а кривая сосны дает абсолютный максимум (10%) в нижних слоях залежи. Исключение составляет Набадское месторождение, где процент содержания пылцы сосны увеличивается. Ниже приводим краткую характеристику следующих фаз развития лесов Колхиды, которые хорошо совпадают с названными выше фазами.

**Фаза каштана, средний голоцен.** Абсолютный максимум каштана (до 25%). Процент пылцы ольхи минимальный — до 40—55. Много пылцы бука и граба. Максимум пылцы сосны — 15% и более. Количество пылцы дуба и вяза, вместе взятых, не превышает 10%.

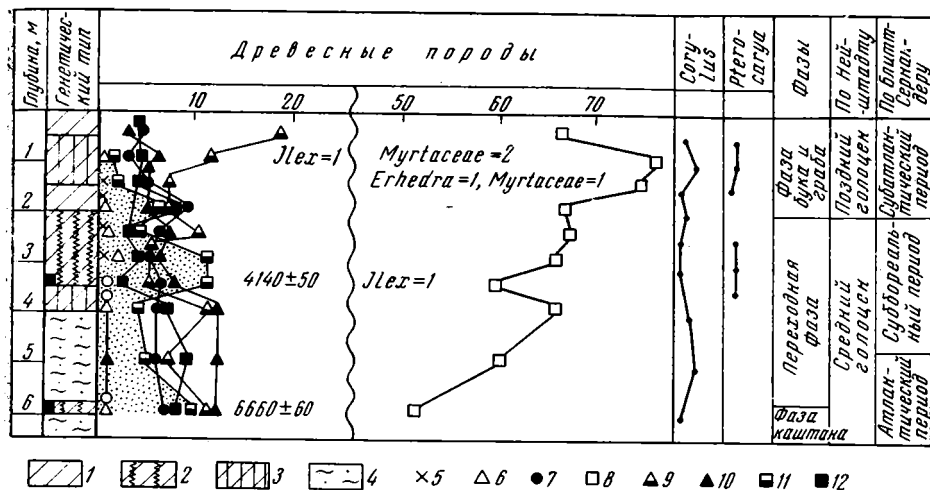
**Переходная фаза, средний голоцен.** Второй максимум пылцы каштана (10—12%). Абсолютный максимум бука (20%), много граба, дуба, вяза, иногда встречается пыльца падуба, миртовых, редко хвойника и липы. Ольхи 48—65%, иногда доходит до 70%.

**Фаза бука и граба, поздний голоцен.** Абсолютный максимум пылцы ольхи — более 85%, граба — более 20%. Некоторое уменьшение пылцы бука и сосны. Обязательное присутствие пылцы лапыны. Пылца каштана встречается редко. Присутствует пыльца дуба и вяза — до 5%.

На всех пыльцевых диаграммах каждого из исследованных нами месторождений хорошо устанавливается граница между рассмотренными выше фазами и периодами голоцена, причем граница между переходной фазой и фазой каштана намечается в основании наиболее мощных торфяных залежей. Из этого следует, что образование современных торфяных отложений началось в среднем голоцене, в фазе каштана, т. е. к концу атлантического периода. Интересно отметить, что на Имнатском месторождении фаза каштана охватывает сапропелевые отложения, подстилающие торфяную залежь.

На Набадском месторождении верхняя граница фазы проходит на глубине 6—6,5 м торфяной залежи. Последнее подтверждается и определением абсолютного возраста по  $C^{14}$  в ГИН АН СССР образца торфа, взятого с 6-метровой глубины Набадского месторождения, возраст которого  $6600 \pm 150$  лет (фиг. 1). Таким образом, на месте Набадского массива, расположенного на правом берегу р. Риони, в конце атлантического периода уже формировались толщи, сложенные в основном травянистыми торфами (осоково-тростниковыми, тростниковыми). Ложь Имнатского месторождения в это время еще было занято водами оз. Палеостомы, где отлагался сапропель. В болотных фитоценозах преобладал тростник, наряду с ним были распространены камыш, рогоз, кладнум, осоки и другая болотно-водная растительность, многочисленные остатки которой встречены нами в залежах торфа. На остальных пространствах Колхидской низины произрастали ольшаники, а на более сухих почвах — каштановые леса с различным сочетанием других, главным образом, широколиственных пород.

В последующей переходной фазе среднего голоцена началось общее заторфывание прибрежных пространств, которое отчасти замедлялось и прерывалось водными потоками, периодически проникавшими в зоны торфонакопления и несшими с собой массу глинистого и терригенного материала. В результате этого торфяная залежь приобрела сложное строение за счет алевроитоглинистых прослоев и обогащения торфа глинисто-терригенным материалом. Конец среднего голоцена характеризуется как период наибольшего распространения торфяных отложений, особенно осоковых, тростниковых и ольховых гелинитовых торфов. На Имнатском и Кобулетском болотах начинают отлагаться сфагново-травяные гелинитовые торфы. В болотной растительности преобладают ольховые, осоковые и тростниковые фитоценозы, появляются сфагново-осоковые. В окружении болот произрастают каштаново-буково-грабовые леса. В позднем голоцене эти леса сменяются грабово-буковыми с включением широколиственных пород и зарослей лапыны. На заболоченных и болотных участках произрастают ольшаники, поросли которых проникают в травяные травяно-сфагновые и сфагновые фитоценозы болот. В торфяных отложениях болот наблюдается большое разнообразие травяных видов гелинитовых торфов, на восточных и южных окраинах болот продолжается отложение



Фиг. 1. Пыльцевая диаграмма отложений Набадского торфяного месторождения

Торф: 1 — осоковый; 2 — осоково-тростниковый; 3 — древесно-осоковый; 4 — алевролит. Пыльца: 5 — Abies; 6 — Picea; 7 — Pinus; 8 — Alnus; 9 — Carpinus; 10 — Fagus; 11 — Castanea; 12 — смешанного дубового леса

ольховых гелинитовых торфов, а в центре Имнатского и Кубулетского болот идет процесс интенсивного накопления гелинито-телинитовых сфагновых торфов.

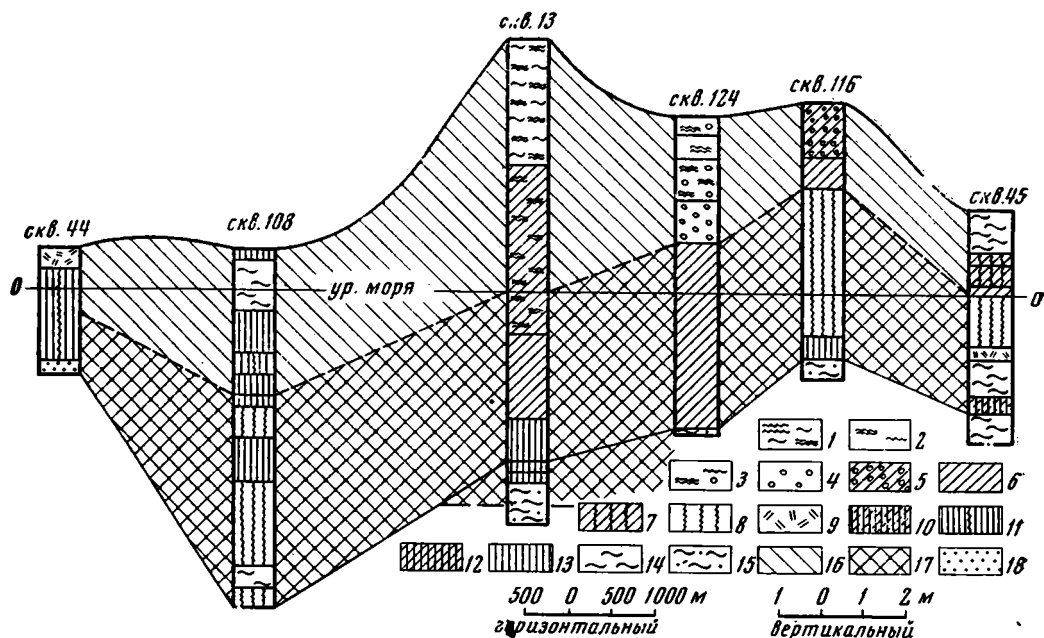
Надо также отметить, что в позднем голоцене начинается интенсивный процесс заиления торфяных болот и сокращения их площадей. Особенно этому были подвержены восточные окраины торфяных месторождений. Например, на приводимом профиле (фиг. 2) в скв. 45, расположенной на восточной окраине Имнатского месторождения, поверхностный слой сложен речной алевролитистой глиной мощностью до 1 м. Идентичную картину мы можем наблюдать и на других торфяных месторождениях.

Наряду с сокращением торфяных площадей в позднем голоцене наблюдается увеличение скорости нарастания торфа в вертикальном разрезе. Но этот процесс проходит с неодинаковой интенсивностью в различных частях области торфонакопления. Наибольшей она оказывается в центре Имнатского месторождения, расположение которого совпадает с осевой частью прогиба. В центре торфяника в течение позднего голоцена сформировался шестиметровый слой сфагнового торфа (прирост торфа — 3 мм в год). На восточной окраине этого же месторождения прирост торфа составляет только около 1 мм в год, в результате чего его мощность не превышает 1,5 м; на западных же участках, где прирост составляет 2 мм в год, мощность торфа возрастает до 3 м. Одновременно на этих же участках отмечается некоторое заиление торфяного болота, которое отчасти замедляло процесс торфонакопления.

На торфяниках, расположенных севернее Имнатского месторождения, наблюдается такая же картина: прирост торфа на западных окраинах также больше, чем на восточных, и незначителен по направлению к рекам. Здесь мощность слоя торфа существенно уменьшается, и в центре торфяников она равна 1,5—2,0 м. Следовательно, прирост торфа в этом случае уменьшается до 1 мм в год. Это хорошо видно на разрезе скв. 43, которая пробурена в центральной части Набадского торфяного месторождения (см. фиг. 1). Такое сильное уменьшение прироста торфа частично зависит от относительно большого удаления торфяных болот от осевой части Рионского межгорного прогиба и неодинакового прироста растительной массы, что было связано с малоинтенсивным опусканием прибортовых частей прогиба.

Что касается слоев торфа, сформировавшихся в течение среднего голоцена, то их идентификация для различных разрезов может быть сделана со значительно меньшей точностью, так как характер пыльцевых диаграмм на этом отрезке весьма разнообразен; тем не менее намечаются те же закономерности прироста торфа и изменения мощностей залежи, как и в позднем голоцене.

Наибольший прирост торфа в течение среднего голоцена определен для Имнатского месторождения — примерно 2 мм в год. При этом, чем больше прирост торфа, тем больше мощность залежи. Довольно часто последняя превышает 10 м, в то время как у континентальных торфяников ледниковых районов Евразии максимальные мощности торфа редко превышают 6 м. Это объясняется двумя причинами: во-первых, благоприятными условиями для развития растительности, которые создаются за счет улучшения водного и пищевого режимов на поверхности опускающихся торфяников; во-вторых, рыхлым сложением торфа, которое вызывается переувлажнением торфяников. Конечно, нужно учитывать и состав фитоценозов, дающий различный прирост растительной массы. При этом намечается зависимость скорости нарастания торфа от интенсивности седиментации на поверхности торфяников. Максимальные скорости прирост



Фиг. 2. Схематический профиль, проведенный с запада на восток через центр Имнатского месторождения

Торф: 1 — сфагновый смешанный; 2 — осоково-сфагновый; 3 — сфагново-молиниевый; 4 — молиниевый; 5 — осоково-молиниевый; 6 — осоковый; 7 — осоково-тростниковый; 8 — тростниковый; 9 — травяной; 10 — древесно-глинистый; 11 — древесно-тростниковый; 12 — древесно-осоковый; 13 — древесный; 14 — глина; 15 — алевролит; 16 — поздний голоцен; 17 — средний голоцен; 18 — песок

ченны к территориям с обедненным минеральным режимом, например центральная часть Имнатского месторождения. С увеличением поступления на поверхность торфяников минерального кластического материала скорость нарастания торфа падает. Если же его поступает большое количество, а скорость опускания превышает скорость нарастания торфа, то происходит процесс захоронения торфяников. Благодаря этому процессу отложения торфа переходят в ископаемое состояние и в дальнейшем могут превратиться в каменные угли.

Значительный интерес представляют данные определения возраста верхнего слоя погребенного торфа, залегающего под 9-метровой толщей аллювиальных отложений (разрез около с. Хорга). По данным пылецевого анализа, этот погребенный торф следует отнести к концу среднего голоцена. Таким образом, торф начал погребаться немногим более 2000 лет назад. За такой сравнительно небольшой отрезок времени на его поверхности накопился слой аллювиальных отложений мощностью около 9 м, что свидетельствует о большой интенсивности аллювиальных процессов осадконакопления, которое подтверждается и другими исследованиями. Например, согласно данным В. И. Кавришвили (1955), ежегодный прирост суши в г. Поти составляет примерно 3,5 м.

Таким образом, в результате проведенных исследований торфяных месторождений Рионской низменности можно сделать следующие выводы:

1. Детальное изучение пылецевых диаграмм дало возможность установить, что начало современного торфонакопления в Рионской низменности приходится на атлантический период среднего голоцена; причем наибольшее распространение торфяных болот наблюдается в конце среднего голоцена.

2. Торфяные отложения формировались в узкой прибрежной полосе — в зоне неравномерного активного погружения Рионского межгорного прогиба. Поэтому разные амплитуды прогибания отдельных участков низменности оказывали большое влияние на развитие торфяной залежи. С одной стороны, они повышали прирост торфа, т. е. увеличивали мощность залежи, с другой — более быстрое опускание прогиба иногда приводило к захоронению торфяников. Благодаря последней особенности изучение подобных торфяников имеет большое значение для познания генезиса ископаемых углей.

## ЛИТЕРАТУРА

- Боголюбова Л. И., Тимофеев П. П. Вещественный состав торфов и особенности его изменения в процессах углеобразования. В сб. Докл. сов. геол. на XXIII сессии МГК. М., «Наука», 1968.  
Доктуровский В. С. Материалы по изучению торфяников Закавказья. — Почвоведение, № 2, 1936.

- Кавришвили В. И. Ландшафтно-гидрологические зоны ГрузССР. Тбилиси, Изд-во АН ГрузССР, 1955.
- Нейштадт М. И. История лесов и палеогеография СССР в голоцене. М., «Наука», 1957.
- Нейштадт М. И., Хотинский И. А. и др. Имнатское болото (Грузинская ССР). В кн. Палеогеография и хронология верхнего плейстоцена и голоцена по данным радиоуглеродного метода. М., «Наука», 1965.
- Тимофеев П. П. Геология и фации юрской угленосной формации Южной Сибири. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 197, М., «Наука», 1969.

Геологический институт  
АН СССР  
Москва

Дата поступления  
29.IV.1969

УДК 549.32/33 : 553.982.233.3

## **О СВЯЗИ СУЛЬФИДНОГО ТЕЛЕТЕРМАЛЬНОГО ОРУДЕНЕНИЯ С БИТУМИНОЗНОСТЬЮ НА ПРИМЕРЕ КОРЯКСКО-КАМЧАТСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ СЕВЕРО-ВОСТОКА СССР**

**В. Е. ГЛОТОВ, Я. Г. МОСКВИН, Е. Н. КОСТЫЛЕВ**

Идея о связи сульфидного оруденения с очагами разгрузки подземных вод, обогащенных сероводородом биогенного происхождения, впервые была высказана А. И. Германовым (1953, 1961), обратившим внимание на приуроченность ряда известных сульфидных месторождений к крыльям нефтегазоносных бассейнов. Примером могут служить гидротермальные источники, расположенные в зоне разгрузки подземных вод Калифорнийского артезианского бассейна, с деятельностью которых связано образование известного ртутного месторождения Сульфур-Банк (Уайт, 1959). Установлена также связь скопленных киновари с битуминозными породами и в пределах Южно-Ферганского ртутного пояса (Каледа, 1960).

Изучая взаимосвязь между битуминозностью пород и развитием сульфидной минерализации, мы рассмотрели материалы по некоторым районам Северо-Востока СССР, в пределах которых отмечается широкая ртутная минерализация.

Рудопроявления в пределах Корякско-Камчатской складчатой области контролируются зонами разрывных нарушений (Бабкин, 1963, 1964). Киноварь встречается в виде вкрапленников, тонких прожилков и корочек в зонах дробления, а также в кварцевых и реже карбонатных жилах, секущих различные по составу и возрасту горные породы. Вместе с киноварью в жилах в подчиненном количестве наблюдаются пирит, халькопирит, антимонит и другие сульфиды.

В составе рудных тел сульфидных месторождений Корякско-Камчатской складчатой области часто присутствуют пятнистые смолисто-сажистые выделения антракосилита, который встречается и в месторождениях киновари на Чукотке и Верхне-Колымском районе (Бабкин, 1965). На территории с зафиксированными рудопроявлениями, как правило, отмечается повышенное содержание сульфидов в шлихах.

Для большинства сульфидных рудопроявлений Корякско-Камчатской складчатой области характерно их происхождение из низкотемпературных гидротерм и отсутствии генетической связи с комплексом магматических пород. В то же время можно заметить различие в интенсивности минерализации и связь последней со степенью битуминозности осадочных пород, распространенных в районе рудопроявлений. Так, на северном склоне Корякского нагорья И. С. Розенблюм и В. Г. Купrienko в 1965 г. установили только знаковые содержания киновари в шлихах, что позволяет сделать заключение о незначительности коренных рудопроявлений. Проведенное нами геохимическое изучение отложений, развитых на этой территории, показали, что они практически не битуминозны.

К северо-западу от этого района, в северной части хребта Рарыткин, теми же исследователями в 1966 г. зафиксированы коренные рудопроявления сульфидов ртuti, мышьяка, сурьмы, представленные точечными вкрапленниками в жилах скрытокристаллического кварца. Возраст рудопроявлений оценивается как палеогеновый. На этой площади значительно выше и общая битуминозность допалеогеновых терригенных пород, а отложения мелового возраста характеризуются содержанием битумоидов 0,01—0,625% (Иванов, Москвин, 1965).

На правобережье р. Великой, в верхнем ее течении, на площади развития отложений апт-альбского возраста, отличающихся относительно высокой битуминозностью (0,2—0,4%), О. П. Дундо в 1957 г. при шлиховом опробовании гидросети установлено широкое распространение киновари, присутствие галенита и сфалерита. На соседних участках, сложенных практически небитуминозными породами триасо-юрского и позднееюрского — раннемелового возраста, сульфиды в шлихах почти не встречаются.

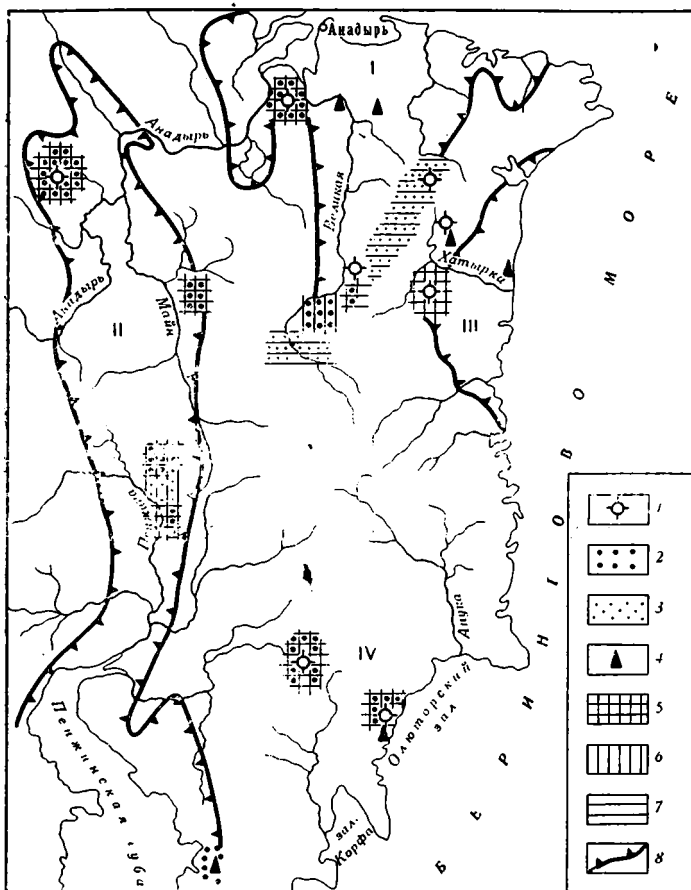


Иллюстрация связи степени сульфидного телетермального оруденения с характером битуминозности горных пород

1 — месторождения и проявления сульфидов; 2 — участки площадного развития аномального сульфидного оруденения; 3 — участки развития убогого сульфидного оруденения; 4 — нефте- и газопрооявления; 5 — участки развития повышеннобитуминозных пород (0,05%); 6 — участки развития среднебитуминозных пород (0,05—0,003%); 7 — участки развития слабобитуминозных пород (0,003%); 8 — границы нефтегазоносных бассейнов. Цифры на карте: Нефтегазоносные бассейны: I. Анадырский; II. Пенжинский; III. Хатырский; IV. Олюторский

Аналогичные материалы получены по району Пенжинского прогиба. Здесь, в пределах юго-восточного и северного обрамления прогиба, на участках широкого развития верхнемеловых отложений, характеризующихся повышенной битуминозностью, в зонах разрывных нарушений выявлены ртутные рудопроявления, а также высокие содержания киновари в шлихах. Между тем, на территории северо-западного обрамления Пенжинского прогиба, где битуминозные породы практически отсутствуют, сульфидное оруденение встречается очень редко.

Материалы, подтверждающие связь сульфидных оруденений с битуминозностью, получены при изучении Олюторского и Ляпганайского месторождений киновари, а также Хатырской впадины, расположенных в Коряко-Камчатской складчатой области.

На Олюторском ртутном месторождении рудные тела представлены зонами дробления или прожилкования, в которых цементирующим материалом является кварц, железистый доломит и каолинит, содержащие вкрапленности киновари. Методом холодной экстракции хлороформом мы установили, что содержащийся в количестве 0,001% аллотонный битум имеет маслянисто-смолистый состав. Капельно-люминесцентный анализ показывает, что битум неравномерно рассеян в жильном кварце, выполняет микротрещины и микропоры.

Туфогенные породы олигоцен-миоценового возраста, вмещающие рудные тела Олюторского месторождения, практически не битуминозны. Характер битумопроявлений и состав битумондов, содержащихся в рудных телах, дает основание считать, что битум мигрировал в составе рудоносных растворов и был вынесен из отложений ильпинской свиты (олигоцен), для которой типична повышенная битуминозность. Возможно, ильпинская свита, выполняющая Олюторскую впадину, содержит и залежи углеводо-

родов. На это указывают обнаруженные в ее составе Б. Ф. Дьяковым в 1938 г., З. А. Абдрахимовым в 1961 г. и Л. А. Анкудиновым в 1960—1961 гг. «керосиновые» песчаники, битуминозные конкреции, сероводородные источники и другие признаки нефтегазонасности. И. О. Брод (Брод и др., 1963) также считал Олюторскую впадину возможным нефтегазонасным бассейном.

В пределах горноскладчатого обрамления Хатырской впадины работами геологов ИИГА и СВГУ выявлено большое количество рудопроявлений киновари неогенового возраста. Известно также, что на территории Хатырской впадины и ее обрамления в водах источников, дренирующих зоны разрывных нарушений, содержание сульфатов 40—75 мг/л, что в 3—4 раза выше фонового. Установлено, что некоторые толщи, развитые в этом районе, обладают высокой битуминозностью, содержат включения твердого битума, прослои конгломератов, насыщенных битуминозным веществом. Примером может служить эльгининская свита позднемелового возраста, аргиллиты которой содержат до 0,3% битума. В пределах Хатырской впадины эта свита считается, возможно, нефтегазонасной (Бурлин и др., 1967).

Здесь же широко распространены битумопроявления и в зонах дробления. Нами в образцах жильного кварца, взятого из приразломного участка, были обнаружены тонкие прожилки битумов. В породах пекульнейской свиты позднеюрского раннемелового возраста встречены жилы калыцита с запахом керосина и пленками нефтеподобного вещества.

Таким образом, на достаточно большом фактическом материале устанавливается связь, так называемых, телетермальных проявлений сульфидного оруденения с битуминозными и, возможно, нефтеносными отложениями (фигура).

Нам представляется, что при интенсивных тектонических движениях, происходивших в рассматриваемых нами районах в неогеновом периоде, произошла смена застойного режима подземных вод активным. Началось разрушение скоплений углеводородов, особенно интенсивно идущее в зонах разломов, по которым циркулировали гидротермы.

Часть углеводородов была уничтожена в результате жизнедеятельности сульфатредуцирующих бактерий. Образующийся при этом сероводород вызвал осаждение тяжелых металлов. Физико-химическая сторона этого процесса рассматривалась ранее (Германов, 1953, 1961; Константинов, 1961).

По-видимому, в ряде случаев гидротермальное сульфидное оруденение — один из признаков нефтегазонасности недр, существующей или существовавшей, который может быть использован в комплексе с другими геохимическими и структурными методами при оценке перспектив нефтегазонасности отдельных территорий. Представляется, что на основании изложенных фактов можно ставить вопрос о пересмотре в сторону расширения перспективы нефтегазонасности ряда районов Северо-Востока СССР, в том числе территорий, перекрытых эффузивными образованиями, содержащими значительное количество низкотемпературных сульфидных рудопроявлений, например, северной части Пенжинского прогиба и Анадырской впадины, юго-восточной части Омолонского массива и Олейского прогиба, где позднемеловые и кайнозойские эффузивы, перекрывающие раннемеловые и более древние осадочные породы, несут значительное сульфидное оруденение.

## ЛИТЕРАТУРА

- П. В. Бабкин. Минералогия ртутных рудопроявлений Северо-Востока СССР. Матер. по геол. и полезн. ископ. Северо-Востока СССР, вып. 18, 1965.
- П. В. Бабкин, И. Е. Дробкин, В. А. Титов. Ртутное оруденение Северо-Востока СССР. Матер. по геол. и полезн. ископ. Северо-Востока СССР, вып. 18, 1963.
- П. В. Бабкин, Е. П. Ким. Поисквые признаки ртутного оруденения на территории Северо-Востока. Колыма, № 11, 1964.
- И. О. Брод и др. Известные и возможные нефтегазонасные бассейны Дальнего Востока, Северо-Востока СССР и сопредельных территорий Якутии и Аляски. В сб. Проблемы Сибирской нефти. Изд. АН СССР, 1963.
- Ю. К. Бурлин и др. Перспективы нефтегазонасности северо-восточной окраины СССР. 1967.
- А. И. Германов. О возможном участии подземных вод в гидротермальном рудопроявлении. Изд. АН СССР. Сер. геол., № 6, 1953.
- А. И. Германов. Роль органического вещества в образовании гидротермальных сульфидных месторождений. Изв. вузов, сер. геология и разведка, № 8, 1961.
- В. В. Иванов, Я. Г. Москвин. Характер распространения битумоидов в мезозойских и кайнозойских отложениях юго-западного участка и обрамления Анадырской впадины. Нефтегазовая геология и геофизика, № 10, 1965.
- Т. А. Каледа. Некоторые данные о литологическом контроле гидротермального ртутного оруденения. Изв. вузов, сер. геология и разведка, № 11, 1960.
- М. М. Константинов. О природе серы минеральных вод и гидротермальных месторождений. Геохимия, № 11, 1961.
- Д. Уайт. Термальные источники и эпитеермальные рудные месторождения. В сб. Проблемы рудных месторождений. Изд. иностр. лит., 1959.

Центральная комплексная  
тематическая экспедиция

Северо-Восточного геологического управления  
Магадан

Дата поступления  
14.XI.1967

## **МЕТОДИКА**

УДК 552.512(552.122)

### **ОБ ОПРЕДЕЛЕНИИ ОРИЕНТИРОВКИ ГАЛЕК В КОНГЛОМЕРАТАХ**

**И. Н. СЕМЕЙКИН**

Ориентировка галек в конгломератах — важный признак для выяснения положения древних областей питания и гидродинамического режима бассейна седиментации. В слабо сцементированных конгломератах ориентировка плоских галек определяется или прямо в обнажении, или в лабораторных условиях, на специальных приборах, после маркировки и удаления галек из пласта (Кинд, Кухаренко, 1948; Саркисян, Климова, 1955).

В плотно сцементированных конгломератах невозможно определить положение каждой отдельной гальки, поскольку ее порой нельзя даже отделить от цемента. В таких конгломератах, как правило, разбитых различными системами трещин, определяется преобладающая ориентировка галек по положению их сечений (точнее, видимых удлинений галек) на поверхностях трещин отдельностей.

Л. Б. Рухин для определения ориентировки галек в плотных конгломератах рекомендовал метод, основанный на изучении гальки на поверхности вертикальной трещины, перпендикулярной преобладающему простиранию длинных осей галек (Рухин, 1961).

По этому методу на поверхности трещины измеряются углы наклона удлинений галек влево и вправо от наблюдателя, стоящего лицом к поверхности трещины. После построения диаграммы углов наклона находят преобладающий угол и направление наклона удлинений. В зависимости от положения этого направления к плоскости напластования конгломератов определяют преобладающий азимут и угол наклона большинства галек.

Метод Л. Б. Рухина позволяет быстро и довольно точно определить главную ориентировку галек, но применение его практически ограничено одной системой трещин: вертикальной и нормальной к простиранию большинства длинных осей галек.

При работе с другими, иначе ориентированными трещинами, этот метод ненадежен, вследствие значительного искажения азимутов и углов наклона галек к поверхности напластования.

При исследовании протерозойских плотно сцементированных конгломератов Восточного Присаянья автор применил метод, позволяющий определять ориентировку галек по их сечениям на поверхностях произвольно залегающих трещин отдельностей. В принципе этот способ аналогичен определению истинных элементов залегания пласта по его двум произвольным сечениям и сводится к следующему.

На поверхностях трещин отдельностей рассеченные гальки (их удлинения) всегда обладают каким-то одним преобладающим направлением, отражающим основную ориентировку галек в пласте. Вполне очевидно, что линии этих преобладающих удлинений лежат в плоскости преобладающей ориентировки галек. Следовательно, если на плоскостях двух любых непараллельных трещин определить преобладающие залегания удлинений галек, то геометрически можно установить ориентировку плоскости, в которой лежат обе эти линии. Наиболее просто это сделать с помощью сетки Вульфа.

Техника определения ориентировки галек в используемом нами способе заключается в следующем.

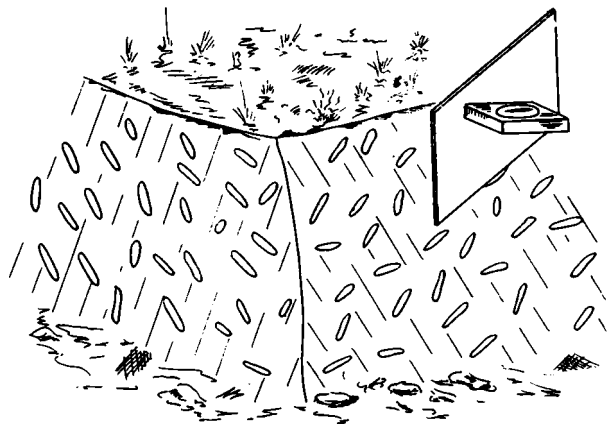
1. В обнажении конгломератов выбираем две любые непараллельные поверхности трещин отдельностей, на которых хорошо видны сечения галек (фиг. 1).

2. Измеряем залегание обеих трещин. Предположим, что плоскость первой трещины имеет азимут падения СВ  $30^\circ$ ,  $\angle 70^\circ$ , второй — СЗ  $300^\circ$ ,  $\angle 55^\circ$ .

3. Определяем положение удлинений сечений галек на каждой трещине. Если залегание трещин наклонно (а это бывает чаще всего), определяем азимуты падения удлинений галек. Для этого, пользуясь записной книжкой или листом картона, воссоздаем

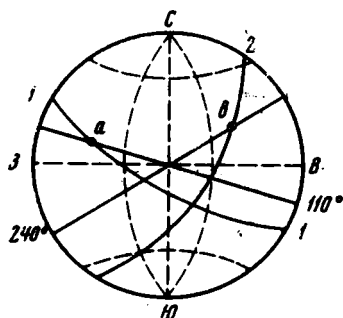
искусственную плоскость. Устанавливаем ее отвесно, строго по видимому удлинению галек, и измеряем азимуты падения этих удлинений. Количество таких замеров на каждой трещине 50—150 и зависит от выдержанности ориентировки галек, определяемой фациальным типом конгломератов.

4. По полученным данным строим розы-диаграммы азимутов падений удлинений и находим преобладающий азимут на каждой из поверхностей трещин. Допустим, что для первой трещины преобладающий азимут равен  $110^\circ$ , для второй  $240^\circ$ . Дальнейшие построения проводим с помощью сетки Вульфа (Разумовский, 1932).



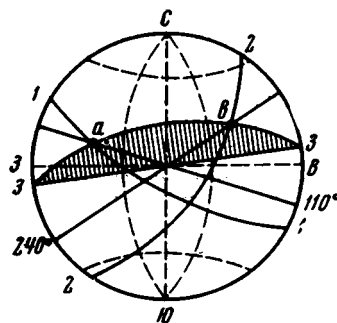
Фиг. 1. Определение азимутов падения удлинений галек, выходящих на трещинах отдельных

5. Накладываем на сетку Вульфа восковку, ориентируем ее и наносим проекцию плоскости первой трещины. Для этого находим на внешнем круге сетки азимут падения трещины (СВ  $30^\circ$ ) и совмещаем его с экватором сетки. От противоположного конца экватора в сторону центра сетки отсчитываем угол падения трещины ( $70^\circ$ ) и через эту отметку проводим дугу меридиана. Полученный таким образом след 1—1 является проекцией плоскости первой трещины (фиг. 2).



Фиг. 2. Проекция на сетку Вульфа

1—1 — трещины с азимутом падения СВ  $30^\circ$ ,  $\angle 70^\circ$ ; 2—2 — трещины с азимутом падения СВ  $300^\circ$ ,  $\angle 55^\circ$ ; а — линии преобладающей ориентировки ( $110^\circ$ ) удлинений галек, выходящих на трещине с азимутом падения СВ  $30^\circ$ ,  $\angle 70^\circ$ ; в — линии преобладающей ориентировки ( $240^\circ$ ) удлинений галек, выходящих на трещине с азимутом падения СВ  $300^\circ$ ,  $\angle 55^\circ$

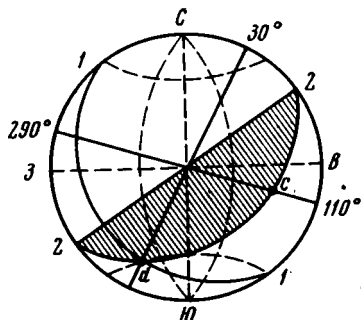


Фиг. 3. Определение плоскости главной ориентировки галек (проекция 3—3 заштрихована) по преобладающим направлениям удлинений галек (точка а, в), выходящих на наклонных трещинах с азимутом падения СВ  $30^\circ$ ,  $\angle 70^\circ$  (проекция 1—1) и СВ  $300^\circ$ ,  $\angle 55^\circ$  (проекция 2—2)

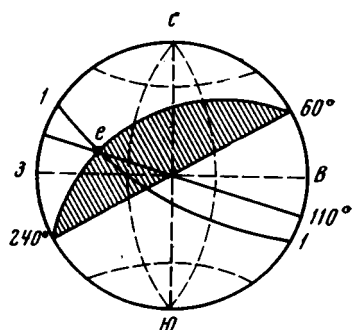
6. Находим на сетке проекцию линии преобладающего падения удлинений галек, выходящих на первой трещине. С этой целью, сориентировав восковку, проводим проекцию вертикальной плоскости, определяющей преобладающий азимут падения удлинений галек. Это будет прямая, проходящая через центр сетки и отметку  $110^\circ$  на ее внешнем круге. Пересечение этой прямой с проекцией трещины даст точку а, которая является проекцией линии преобладающего направления удлинений галек, лежащей одновременно в плоскости первой трещины и в плоскости преобладающей ориентировки галек.

7. Аналогичным образом изображаем на сетке залегание второй трещины (след 2—2) и находим проекцию линии преобладающего падения удлинений галек на второй трещине. Проекция этой линии выразится точкой *в* и тоже будет находиться как в плоскости второй трещины, так и в плоскости преобладающей ориентировки галек (см. фиг. 2).

8. В итоге всех построений мы получили на сетке Вульфа проекции двух линий (точки *а* и *в*) — линий преобладающих положений удлинений рассеченных галек на плоскостях трещин. Вполне очевидно, что на обнажении эти линии располагаются в плоскости преобладающей ориентировки галек.



Фиг. 4. Определение плоскости главной ориентировки галек (проекция 2—2) по преобладающим направлениям удлинений галек (точки *с*, *д*), выходящих на вертикальной трещине с простираем 110—290° (проекция в виде прямой 110—290°) и наклонной трещине с азимутом падения СВ 50°,  $\angle 12^\circ$  (проекция 1—1)



Фиг. 5. Определение плоскости главной ориентировки галек (дуга 60—240°) по преобладающим направлениям удлинений галек (прямая 60—240° и точка *е*), выходящих на горизонтальной и наклонной (азимут падения СВ 30°,  $\angle 70^\circ$  — проекция 1—1) трещинах

9. Для построения такой плоскости поворачиваем восковку до совмещения обеих точек с одним меридианом. Проведя его, мы получим след 3—3 — проекцию плоскости преобладающей ориентировки галек в пласте конгломератов (фиг. 3). Азимут падения этой плоскости в нашем случае — ЮВ 170°,  $\angle 62^\circ$ .

10. В случае, если пласт конгломератов залегает наклонно, необходимо провести редукцию главной ориентировки галек, т. е. определить первоначальную преобладающую ориентировку галек при горизонтальном положении пласта. Техника редукции описана Н. Б. Васовичем и В. А. Гроссегеймом (1951).

Таким образом, преобладающую ориентировку галек в конгломератах можно определять по выходам рассеченных галек на плоскостях трещин отдельностей с любым залеганием.

Иногда в обнажении конгломератов могут быть встречены трещины с таким залеганием, по которым определение ориентировки галек будет несколько отличаться от разобранный выше примера. Рассмотрим эти частные случаи.

1. Одна из двух систем трещин вертикальна, вторая наклонна. Определяем простираение вертикальной трещины (допустим 110—290°) и затем вместо азимутов падения удлинений галек измеряем на ней углы и румбы падения удлинений. С помощью розы-диаграммы находим угол и направление преобладающего падения удлинений (предположим 30° на СЗ). Построения на сетке Вульфа проводятся следующим образом.

Наносим проекцию вертикальной трещины. Она выразится прямой, проходящей через центр сетки и отсчеты на внешнем круге 110 и 290° (фиг. 4). Совмещаем проекцию трещины с нулевым меридианом сетки и от края сетки, противоположного румбу преобладающего падения галек, в сторону центра отсчитываем угол преобладающего наклона. Положение углов падения удлинений на трещине от 0 до 90° в проекции будет соответственно изменяться от полюса (0°) к экватору (90°) сетки. В данном случае проекция линии преобладающего падения удлинений будет находиться в юго-восточном румбе на отметке 30° — точка *с*. Проекция этой линии располагается одновременно на плоскости вертикальной трещины и плоскости преобладающей ориентировки галек. Для второй наклонной трещины (азимут падения СВ 50°,  $\angle 12^\circ$ , след 1—1) преобладающее положение удлинений галек (СВ 30°) определяем способом, описанным выше. Положение главной ориентировки галек (след 2—2) определяется по двум прямым (в проекции точки *с*, *д*), лежащим в искомой плоскости, путем совмещения этих точек с меридианом, как описано выше.

2. Одна из двух систем трещин горизонтальна, вторая вертикальна или наклонна.

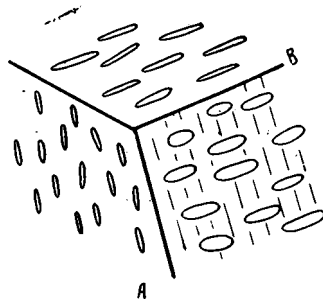
В данном случае по горизонтальной трещине определяется простирание видимых удлинений галек. Преобладающее простирание удлинений (допустим  $60-240^\circ$ ) будет соответствовать простиранию плоскости преобладающей ориентировки галек. Если вторая трещина перпендикулярна к этому простиранию, то главная ориентировка галек определяется по методу Л. Б. Рухина. В остальных же случаях по второй (вертикальной или наклонной) трещине определение преобладающего положения гальки производится согласно описанным выше приемам. Залегание плоскости главной ориентировки определится по преобладающему простиранию удлинений галек на горизонтальной трещине (прямая  $60-240^\circ$  на фиг. 5) и преобладающему положению удлинений на второй трещине (точка  $e$ , азимут падения трещины СВ  $30^\circ$ ,  $\angle 70^\circ$ , азимут падения преобладающего удлинения ЮВ  $110^\circ$ ). Для построения проекции плоскости главной ориентировки совмещаем линию  $60-240^\circ$  с нулевым меридианом сетки и через точку  $e$  проводим дугу меридиана. Полученный след будет проекцией плоскости главной ориентировки галек.

3. Одна из поверхностей трещин совпадает с направлением преобладающего падения галек и сечет их в плоскости осей АВ (фиг. 6). В таком случае ориентировка трещины соответствует преобладающей ориентировке галек в пласте и поэтому для определения последней достаточно выявить залегание трещины и провести его редукцию.

В то же время вследствие выхода на поверхности трещины осей галек АВ можно определить также азимуты падений их длинных осей и построить диаграмму их ориентировки. В этом случае помимо основного будут получены также второстепенные направления сноса обломочного материала. Углы падения галек определяются по выходам галек на второй трещине.

В заключение отметим, что по наклонным трещинам ориентировку галек можно определять несколько иным способом, измеряя не только азимуты, но и углы падения их удлинений. В этом случае залегание самих трещин определять не нужно. Замеры ориентировки удлинений галек наносят на сетку Шмидта в виде точек (граммпроекции линий) и проводят изолинии равных плотностей этих точек так, как это делается при составлении круговых диаграмм трещин. Выявляющиеся в результате максимумы плотностей расположены в проекции главной ориентировки галек. Последняя определяется после совмещения максимумов с меридианом и проведения его.

Этот довольно трудоемкий способ имеет неоценимое преимущество: позволяет определять ориентировку галек по их сечениям в случаях, когда все остальные методы неприменимы. В самом деле, требуемые для последних протяженные трещины, содержащие несколько десятков сечений галек, встречаются далеко не часто. Для последнего же случая достаточно многочисленных мелких трещин, каждая из которых содержит лишь несколько сечений галек.



Фиг. 6. Положение трещины отдельности, совпадающей с плоскостью главной ориентировки галек

## ЛИТЕРАТУРА

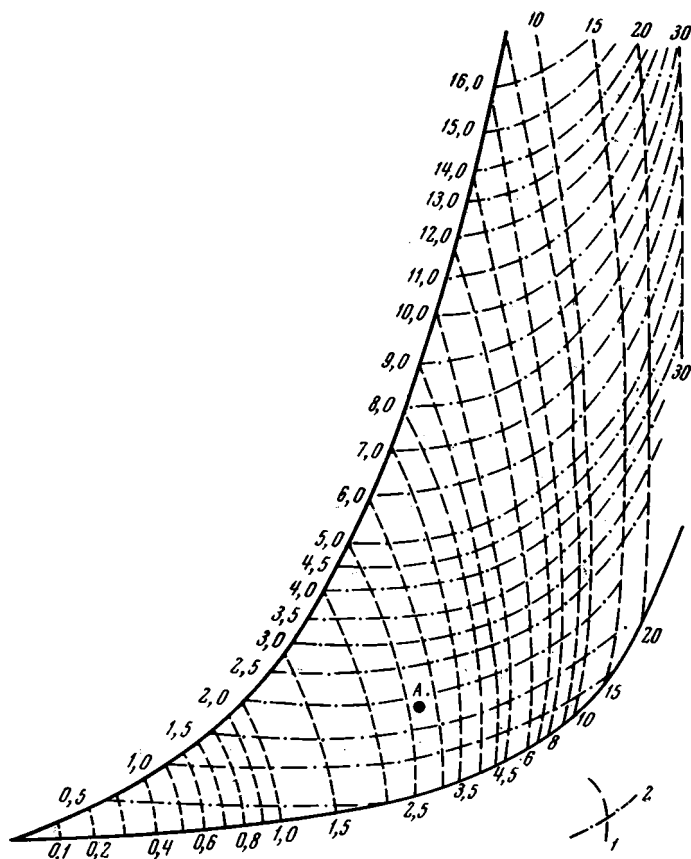
- Вассоевич Н. Б., Гроссгейм В. Л. Метод определения первичной ориентировки наклона косых слоев. Геол. сб. ВНИГРИ, 1(4), 1951.  
Кинд Н. В., Кухаренко А. А. К вопросу об ориентировке галек в речном потоке. Зап. Всерос. минералог. о-ва, № 1, 1948.  
Разумовский Н. К. Стереографические проекции. Изд-во Ленингр. горн. ин-та, 1932.  
Рухин Л. Б. Основы литологии. Гостоптехиздат, 1961.  
Саркисян С. Г., Климова Л. Г. Ориентировка галек и методы их изучения для палеогеографических построений. Изд-во АН СССР, 1955.

Восточно-Сибирский научно-исследовательский  
институт геологии, геофизики  
и минерального сырья  
Иркутск

Дата поступления  
30.XII.1968



Удобной основой для построения интересных нас графиков может служить предложенная Е. И. Паталахой (1962) номограмма, исчерпывающим образом описывающая трехмерную, идеально однородную деформацию сферы (плотность материала остается постоянной). Она дает четкую количественную зависимость между тремя осями  $a > b > c$  любой эллипсоидальной фигуры, приравниваемой к деформируемой сфере единичного диаметра. Поэтому расчеты различных коэффициентов могут быть отображены числовым значением осей  $a, b, c$ , суммированным на ней. Зная эти значения для каждой точки номограммы легко найти любые коэффициенты, характеризующие морфологические особенности обломков пород. Такие вычисления приведены ниже: результаты их обобщены в виде специальных номограмм (фиг. 1—3). Коротко прокомментируем каждую из них.



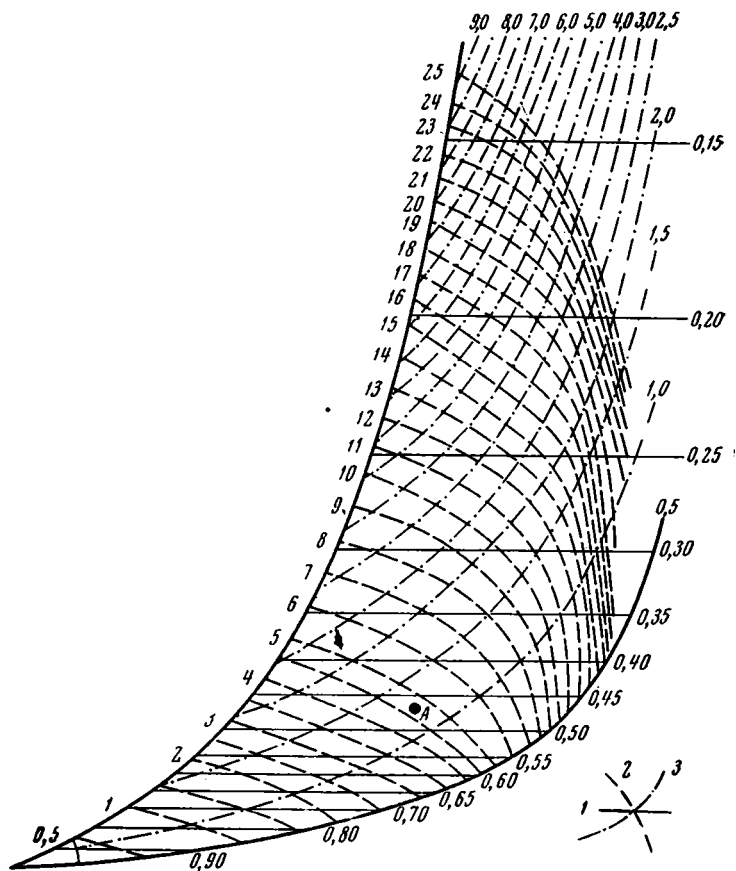
Фиг. 2. Номограммы для определения коэффициентов уплощенности (1) и удлиненности (2)

1. Так как наиболее распространенными параметрами морфологии обломков пород являются отношения  $c : b$  и  $b : a$ , мы сочли целесообразным совместить номограмму указанных параметров и на этой базе с учетом данных ряда исследователей (Цинг, 1935; Пэйн, 1942)<sup>1</sup> предложить морфологическую классификацию обломочного материала (см. фиг. 1). Выделяется 9 групп (классов) окающих (гале) пород:

I — сфероидальные (изометричные); II — продолговато-сфероидальные; III — стержневидно-вытянутые; IV — сплюсненно-сфероидальные; V — плоско-вытянутые сфероидальные; VI — плоско-вытянутые стержневидные; VII — дисковидные; VIII — плоско-вытянутые дисковидные; IX — плоско-вытянутые.

На фиг. 1 в целях наглядности нанесены для каждой из групп типовые примеры в трех ортогональных проекциях.

<sup>1</sup> Цитируем по С. Г. Саркисяну и Л. Т. Климовой (1955).



Фиг. 3. Номограммы для определения сферичности (1), анизометричности (2) и изометричности (3)

2. Коэффициент уплощенности (см. фиг. 2) рассчитан по уравнению Н. Б. Вассоевича (1958):

$$K_n = \frac{a+b}{2c} - 1$$

3. Коэффициент удлиненности (см. фиг. 2) вычислен по формуле Н. Б. Вассоевича:

$$K_y = \frac{2a}{b+c} - 1$$

4. Степень анизометричности (см. фиг. 3) найдена по формуле Н. Б. Вассоевича:

$$K_a = K_n + K_y$$

5. Коэффициент сферичности (см. фиг. 3) определен по уравнению У. Крумбеина:

$$\psi = \sqrt[3]{\frac{b \cdot c}{a^2}}$$

Поскольку в основу анализа положена идеально эллипсоидальная форма обломков, критическое замечание Н. Б. Вассоевича (1958), касающееся коэффициента сферичности, по У. Крумбеину, утрачивает свое значение.

6. Коэффициент изометричности (см. фиг. 3) вычислен по формуле А. В. Хабакова:

$$K_{\text{и}} = \frac{a+c}{2b}$$

В заключение приводим ряд методических рекомендаций. Основную номограмму (см. фиг. 1) целесообразно иметь на плотной чертежной или фотографической бумаге, тогда как остальные (см. фиг. 2, 3) удобно сделать на прозрачной кальке, поскольку по своему характеру последние являются накладками на основную номограмму. Техника работы сводится к следующему.

Вычисляют значения отношений осей  $b:a$  и  $c:b$ , по которым, как по координатам, находят соответствующую точку на основной номограмме (см. фиг. 1). Положение точки определяет принадлежность обломка к той или иной морфологической группе (классу). Затем нанесенные на кальку номограммы накладывают одна на другую (фиг. 2, 3) и снимают соответствующие коэффициенты. Если точно через полученную точку ни одна из линий равных значений определенных коэффициентов не проходит, то прибегают к интерполяции: берут среднее между значениями двух ближайших кривых.

Пример: точка  $A$  отвечает гальке с осями  $a=10$  см,  $b=5$  см,  $c=2$  см. Отношение длины осей  $b:a=0,5$  и  $c:b=0,4$ . По этим данным наносим на основную номограмму точку  $A$  (см. фиг. 1). Она отвечает V группе по классификации авторов. Затем накладываем на основную номограмму соответствующие палетки (см. фиг. 2, 3) для определения тех или иных коэффициентов. В частности, для точки  $A$ : коэффициент уплощенности ( $K_n$ )=2,7; коэффициент удлиненности ( $K_y$ )=1,9; коэффициент анизотрии ( $K_a$ )=4,6; коэффициент сферичности ( $\psi$ )=0,47; коэффициент изометричности ( $K_m$ )=1,2.

## ЛИТЕРАТУРА

- Вассоевич Н. Б. Крупнообломочные породы. В кн. Справочное руководство по петрографии осадочных пород, т. II. Гостоптехиздат, 1958.
- Паталаха Е. И. Анализ однородной пластической деформации в связи с изучением внутренних тектонических деформаций горных пород. Изв. АН КазССР. Сер. геол., № 6, 1962.
- Саркисян С. Г. и Климова Л. Т. Ориентировка галек и методы их изучения для палеогеографических построений. Изд-во АН СССР, 1955.

Институт геологических наук  
АН КазССР  
Алма-Ата

Дата поступления .  
23.VII.1968

## **КРИТИКА И ДИСКУССИЯ**

УДК 552.4

### **К ВОПРОСУ ОБ УСТАНОВЛЕНИИ ОСАДОЧНЫХ АНАЛОГОВ СЛАНЦЕВ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ ПО ХИМИЧЕСКОМУ СОСТАВУ**

(письмо в редакцию \*)

**И. В. КИРИЛЛОВА**

Восстановление первичного состава осадочных пород — «перевод» метаморфических пород в их первичные осадочные аналоги — одна из первоочередных задач геологии докембрия (Сидоренко, 1963). Несомненно, в этом отношении очень много может дать сравнительное изучение химического состава древних сланцевых толщ и неметаморфизованных глинистых отложений. Многие исследователи подчеркивают, что сохранение в ходе метаморфизма основных соотношений между главными химическими компонентами глинистых пород определяет возможность установления первичных осадочных эквивалентов метаморфических пород по их химическому составу. Однако иногда авторы сопоставляют имеющиеся у них данные со средними анализами, полученными на основании статистического осреднения многих анализов глинистых пород. На возникающие в связи с этим ошибки в заключениях вполне справедливо указывает В. П. Головенко (1966).

К сожалению, утверждая, что ошибки исследователей, говоривших об изменении химического состава глинистых пород при метаморфизме, были следствием анализа усредненных данных, этот автор берет для сопоставления с анализами сланцев пурпольской свиты оредного протерозоя Байкальской горной области усредненные анализы из работы А. Б. Ронова и З. В. Хлебниковой (1957), где при суммарной статистической обработке глины разделялись на генетические типы: жаркого влажного климата, континентальные холодного и умеренного климата, морские вообще и морские засоленных лагун и озер аридной зоны.

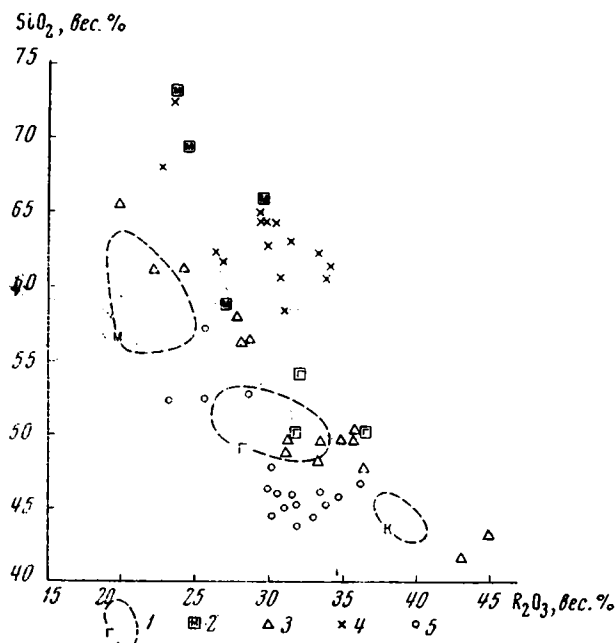
Вероятно, такое обобщенное генетическое разделение имеет свои преимущества для суждения о составе того или иного сегмента земной коры в целом или для общих геохимических подсчетов по литологическим или палеогеографическим картам. Обсуждение этого вопроса явно выходит за рамки данной заметки. Несомненно, однако, что для установления первичного аналога тех или иных пород нужны не средние данные по нескольким тысячам анализов, где один генетический тип объединяет несколько минералогических, а цифры по определенным минералогическим типам.

Как известно, разные минералогические типы глины характеризуются определенными соотношениями основных компонентов химического анализа (Грим, 1956). Если нанести данные химических анализов сланцев пурпольской свиты, приведенных в статье В. П. Головенки, на график (фиг. 1), отложив на оси ординат количества  $\text{SiO}_2$ , а на оси абсцисс  $\text{R}_2\text{O}_3$ , то оказывается, что все точки, за исключением двух, ложатся значительно влево и вверх по отношению к полю точек эталонных анализов каолиновых глин, хотя последние приняты автором за эквивалент этих сланцев. В основном точки сланцев пурпольской свиты тяготеют к полю гидрослюдистых глин, а несколько точек приближается к полю монтмориллонитовых глин. Там же, вблизи поля монтмориллонитовых глин, оказываются все точки химических анализов ксанитовых сланцев кейвской свиты, которые В. П. Головенко считает аналогами сланцев пурпольской свиты, несмотря на их явные минералогические различия.

Если же построить другой график (фиг. 2), откладывая по оси ординат в логарифмическом масштабе содержание основных компонентов химического анализа, отличия фактических данных от предполагаемого эквивалента выявляются еще более резко. Ни

\* По поводу статьи В. П. Головенки «Литология и палеогеография глинистых и обломочных толщ среднего протерозоя Байкальской горной области в связи с задачами прогноза распространения глиноземного сырья и древних «россыпей» в сб. «Проблемы осадочной геологии докембрия», вып. 1, «Недра», 1966.

один из анализов не характеризуется соотношением  $\text{SiO}_2$  и  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , типичным для каолинитовых глин. Отрезки получившегося семейства ломаных линий в случае каолинитового состава были бы на участке  $\text{SiO}_2$ — $\text{Al}_2\text{O}_3$  очень слабо наклонены слева направо. Наблюдающийся наклон большинства линий соответствует «гидрослюдистому» соотноше-



Фиг. 1. График, показывающий соотношение  $\text{SiO}_2$  и  $\text{R}_2\text{O}_3$  в породах глинистого ряда

1 — поля эталонных анализов глин (К — каолинитовых, Г — гидрослюдистых, М — монтмориллонитовых), по данным М. В. Видуловой; 2 — точки анализов гидрослюдистых и монтмориллонитовых глин, пересчитанных на потерю воды; 3 — точки анализов сланцев пурпальной свиты, по данным В. П. Головенко; 4 — точки анализов кванитовых сланцев кейвской свиты, по данным И. В. Белькова; 5 — точки анализов гидрослюдистых аргиллитов таврической свиты, по данным Н. В. Логвиненко и др.

нию  $\text{SiO}_2 : \text{Al}_2\text{O}_3$ . Одна прямая очень резко наклонена на этом участке, отражая соотношения, характерные для монтмориллонитовых глин, а две обнаруживают обратный наклон (справа налево). Вероятно, эти последние представляют анализы бокситоподобных пород, имеющих в толще (Головенко, 1966). Это, кстати, те анализы, точки которых на предшествующем графике были вблизи поля каолинитовых глин.

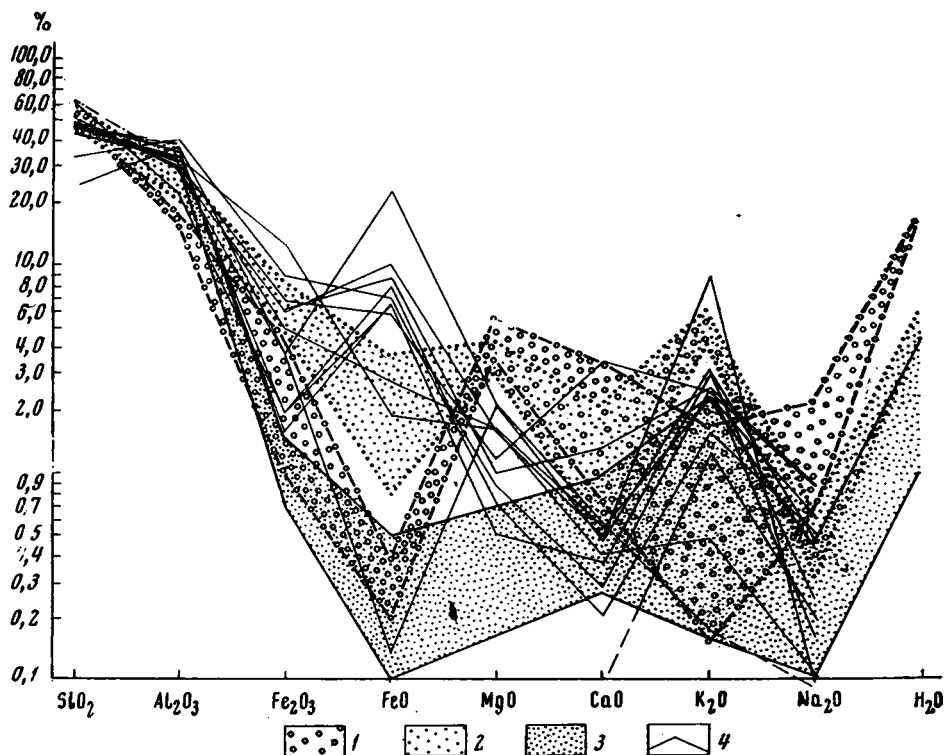
Не дают характерного для каолинитовых глин наклона прямых и приведенные в статье осредненные анализы сланцев харгатульской свиты Прибайкалья, кейвской свиты Кольского полуострова и мамской толщи. Все они на участке  $\text{SiO}_2$  —  $\text{Al}_2\text{O}_3$  обнаруживают наклон значительно больший, чем основная масса анализов сланцев пурпальной свиты, и, таким образом, еще больше отличающийся от наклонов, типичных для каолинитовых глин.

Анализ кейвских кванитовых сланцев, взятые из монографии И. В. Белькова (1963), нанесены нами на отдельный график (фиг. 3), где это отклонение вырисовывается еще более наглядно.

Заметим, кстати, что сомнение в первично каолинитовом составе кванитовых сланцев высказывал также Б. И. Горошников, докладывавший на совещании по литолого-стратиграфическому изучению докембрия и метаморфическому рудообразованию Украинского щита о сопоставлении древних докембрийских толщ в связи с вопросами поисков силлиманитовых руд.

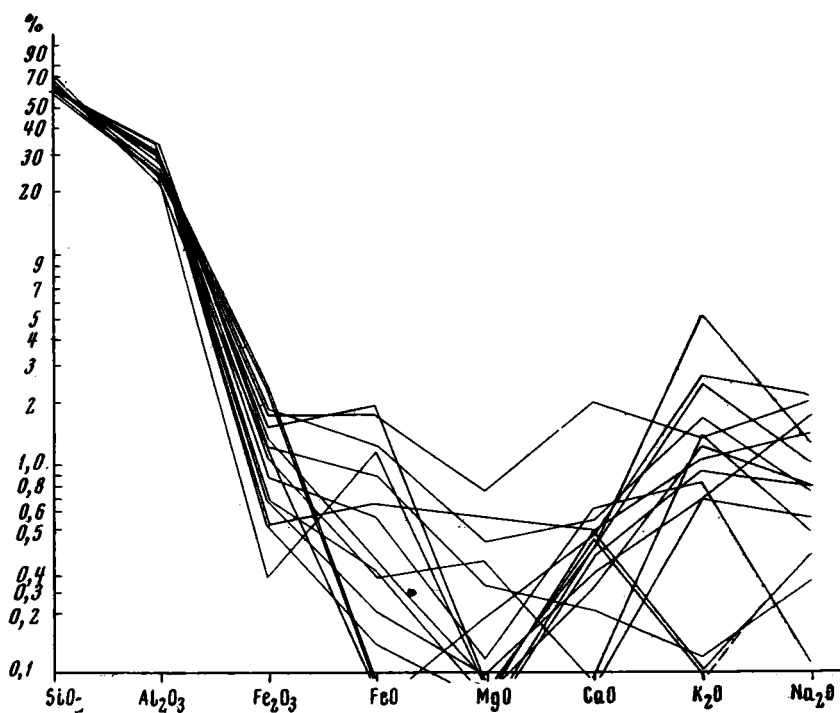
Таким образом, возникает дилемма — либо осадочный эквивалент сланцев пурпальной свиты был выбран правильно, но соотношение основных компонентов сильно изменилось, либо в ходе метаморфизма соотношения не менялись, а в определении исходного эквивалента произошла ошибка.

Если нет достаточных оснований отрицать справедливость исходных позиций и опаривать возможность сопоставления химических составов сланцев и глин по основным компонентам, то следует считать, что при выборе осадочного эквивалента возникло искажение результатов за счет сравнения данных с осредненными анализами. Возможно, более подходящим эквивалентом для основной массы сланцев пурпальной свиты должны быть не каолинитовые глины, а гидрослюдистые.



Фиг. 2. Графики химического состава глин и глинистых пород в полулогарифмическом масштабе. Поля эталонных анализов глин:

1 — монтмориллонитовых; 2 — гидрослюдистых; 3 — каолинитовых; 4 — анализы сланцев пурпольской свиты, по данным В. П. Головенка



Фиг. 3. Графики химического состава каолинитовых сланцев кейвской свиты, по данным И. В. Белькова. Масштаб полулогарифмический

Все изложенное, кажется, достаточно ясно показывает, что нельзя так просто «производить» все высокоглиноземистые сланцы от каолинистых глин. Вероятно, вообще трудно ориентироваться при этом только на химические анализы, но составление приведенных выше графиков (см. также Кириллова, 1966) представляется наглядным способом для контроля теоретических построений.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Бельков И. В. Кизанитовые сланцы свиты кейв. Изд. АН СССР, 1963.  
Головенок В. П. Литология и палеогеография глинистых и обломочных толщ среднего протерозоя Байкальской горной области в связи с задачами прогноза распространения глиноземного сырья и древних россыпей. В сб. Проблемы осадочной геологии докембрия, вып. 1, «Недра», 1966.  
Грим Р. Минералогия глин. Изд-во иностр. лит., 1956.  
Кириллова И. В. Происхождение аспидных сланцев в свете данных об их химическом составе. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Нов. серия, т. 71, отд. геол., т. 41 (3), 1966.  
Логвиненко Н. В., Карпова Г. В., Шапошников Л. П. Литология и генезис таурической формации Крыма. Изд-во Харьковск. ун-та, 1962.  
Ронов А. Б., Хлебникова З. В. Химический состав важнейших генетических типов глин. Геохимия, № 6, 1957.  
Сидоренко А. В. Проблемы осадочной геологии докембрия. Сов. геология, № 4, 1963.

Институт физики Земли  
АН СССР  
Москва

Дата поступления  
10.IV/1968

#### О СТАТЬЕ [В. И. МАЛЮГИ], М. И. ПРОСКУРЯКОВА, Т. Н. СОКОЛОВОЙ «К ВОПРОСУ О РАСПРЕДЕЛЕНИИ ЭКЗОГЕННЫХ КОНЦЕНТРАЦИЙ МЕДИ В ПРИУРАЛЬЕ»\*

Ю. А. НЕЧАЕВ

В статье содержится ряд положений, искажающих действительную картину распределения меди в верхнепермской толще Западного Приуралья, поэтому мы считаем необходимым обратить на них внимание.

Авторы статьи, хотя и говорят о верхнепермских отложениях в целом, но общие для них закономерности выводят, оперируя материалами в основном по нижнеказанскому подъярсу. Всю территорию развития меденосности в верхнепермских отложениях они по «географическому положению и геолого-металлогеническим особенностям» подразделяют на Пермско-Вятское, Башкиро-Татарское и Оренбургско-Актюбинское Приуралье. Площадь развития оруденения в Пермской области совершенно не соседствует с оруденением бассейна р. Вятки—между ними расположена безрудная площадь Удмуртии. Значительная часть меденосной площади в бассейне р. Вятки находится в пределах Татарии. Медное оруденение в Пермской области подчинено в основном уфимскому ярусу, а в Вятской зоне — верхнеказанскому подъярсу. Объединение их поэтому совершенно нелогично. Это чувствуют сами авторы, так как при дальнейшем изложении они говорят отдельно о Пермском Приуралье и Казанско-Вятской территории или Камско-Вятской (стр. 92).

Говоря о фациальном контроле, авторы пишут, что «наблюдается строгая приуроченность как медепроявлений, так и промышленных месторождений меди к вполне определенным фациальным типам пород. Все литогенетические типы, с которыми связано медепроявление, относятся к трем группам фаций: морской, континентальной и переходной от морской к континентальной». Поскольку названные три группы фаций охватывают все фации верхней перми, меденосность встречается во всех них без исключения. И непонятно, где тут строгая приуроченность к вполне определенным фациальным типам пород. Попутно следует отметить, что промышленных месторождений меди-стых песчаников в Оренбургской области нет. Если имеется в виду Каргалинское месторождение, на котором подсчитаны запасы в несколько десятков тысяч тонн, то оно находится не среди нижнеказанских отложений, которые авторы считают наиболее перспективными, а в татарских.

На стр. 90 указывается, что меденосность шешминских (континентальных) отложений в Пермской области незначительна, что «ничтожная промышленная ценность» ее «твердо установлена в различных частях Приуралья детальными поисково-разведочными работами». Оруденение в шешминских отложениях имеется лишь в пределах Пермской области. В других областях Приуралья — Башкирии, Кировской области, Татарии шешминские отложения имеют однотонно бурый разрез и оруденение, естественно, в них отсутствует. В пределах Оренбургской области шешминские отложения залегают

\* Литология и полезные ископаемые, № 6, 1966.

на большой глубине и изучены крайне слабо. Поэтому возникает вопрос, в каких «различных частях Приуралья» доказана «ничтожная промышленная ценность» оруденения в шешминских породах, да еще и «детальными поисково-разведочными работами».

В пределах Пермской области пока не проведено детальных работ, а выполнен большой объем исследований регионального характера для выделения в первую очередь наиболее перспективных площадей. При бурении профилей в шешминских отложениях здесь пересечены рудные слои мощностью до 6—7 м со средними содержаниями меди 2—3%. Эти величины значительно выше, чем те, которые приводят авторы для нижнеказанских отложений Оренбургского Приуралья, и которые, по их мнению, содержат оптимальные для всего Приуралья количества меди.

В статье правильно указывается, что при движении с севера на юг медное оруденение смещается во все более молодые отложения. Такая же закономерность наблюдается и при движении с востока на запад. В Пермской области основное оруденение несут шешминские отложения, в Кировской области — верхнеказанские. На территории последней имеются значительные проявления и в татарских отложениях.

Описанные смещения меденосности в верхнепермской толще Приуралья в статье объясняются «перемещением области умеренно аридного климата в течение верхнепермской эпохи и в последующее время в южном, точнее в юго-юго-западном направлении».

Приведенное объяснение недостаточно. От климата зависит фациальный план. Но даже в благоприятной для накопления меди фации этого накопления может не произойти, если в нее не поступали металлоносные растворы. Следовательно, наряду с климатом области седиментации большое влияние имеет и характер развития питающей провинции. Подъем Среднего Урала и усиленная денудация его и вызвали появление (в уфимское время) оруденения в осадках на территории, где теперь располагается Пермская область. Дальнейший подъем Среднего Урала вызвал подъем и прилегающей области Приуралья. Восточная часть меденосной соликамской и шешминской полосы при этом подверглась размыву. Материал от размыва и медь были унесены потоками дальше на запад и переотложены. При литологических исследованиях было установлено, что в любой из верхнепермских толщ присутствует переотложенный материал предшествующей толщи.

Таким образом, перемещение медного оруденения в верхнепермской толще при движении от Урала во все более молодые отложения связано с последующими размывами ранее отложившихся меденосных осадков, а такое же смещение вдоль Урала связано с одновременностью начала восходящих движений его отдельных частей — средней и южной. Несомненно, что степень аридности климата в различных областях Приуралья в разное время была неодинаковой и что она определяла характер фациальной обстановки и способность ее накапливать медь в осадках.

Недостаточно объяснение перемещения оруденения в более молодые осадки при движении от Урала перемещением береговой полосы моря, как это делают авторы. В шешминское время накопление меденосных осадков происходило на площадях, удаленных от моря.

Авторы считают, что на основании закономерностей перемещения климатических областей и миграции береговой полосы бассейнов «можно определять те стратиграфические и литологические члены разреза, которые представляют наибольший интерес с точки зрения их возможной промышленной меденосности». В качестве примера таких членов разреза авторы приводят для Оренбургского Приуралья морские терригенные отложения нижне- и верхнеказанского подъярусов. Далее авторы доказывают, что наибольшие массы меди в Приуралье сконцентрированы в нижнеказанских отложениях Оренбургской области и что, следовательно, только они могут представлять промышленный интерес. Авторы при этом ссылаются на устаревшие работы Н. К. Разумовского по подсчету запасов меди в верхнепермской толще Приуралья. Н. К. Разумовский подсчитал запасы только для площадей, охваченных прежними эксплуатационными работами. Истинная же площадь развития медного оруденения в верхнепермской толще Приуралья намного шире полосы, занятой старыми рудниками. Это установлено полевыми исследованиями.

Вывод Н. К. Разумовского о том, что в целом вся верхнепермская толща в Оренбургской области содержит максимальные для Приуралья запасы меди, авторы подкрепляют оригинальным приемом. Они это делают на частном примере нижнеказанских отложений. Из приведенной на стр. 95 таблицы, в которой даны показатели меденосности нижнеказанских отложений по отдельным областям Приуралья, вытекает, что максимальные значения содержания меди и мощности рудных горизонтов данные отложения имеют в Оренбургской области. Этот вывод вполне объективен, но он правлен только для нижнеказанских отложений. Попутно следует заметить, что в Пермской области нижнеказанские отложения не выделяются и нельзя говорить в этом отношении о Пермско-Вятской территории, как это делают авторы.

Но если нижнеказанские отложения имеют максимальную рудоносность в пределах Оренбургской области, то другие подразделения характеризуются тем же самым в других частях Приуралья. Так, максимальная рудоносность шешминских отложений приурочена пространственно к территории Пермской области, а верхнеказанских — к Кировской области и Татарской АССР. Поэтому можно говорить об относительной меденосности различных областей Приуралья только в объеме одного конкретного стратиграфического подразделения.

Говоря о влиянии степени удаленности области аккумуляции от питающей провинции, авторы считают, что максимально приближенные к Уралу отложения обладают самой высокой меденосностью. Такими, по их мнению, являются континентальные верхнеказанские и татарские отложения Оренбургского Приуралья.

Формально представляется вполне логичным, что чем ближе источник сноса, тем значительней будут концентрации меди в осадках области аккумуляции. Фактически же наблюдаются значительно более сложные закономерности.

В пределах Пермской области к Уралу максимально приближены меденосные осадки соликамского горизонта уфимского яруса. Однако по интенсивности оруденения они резко уступают шешминским отложениям, меденосная полоса которых расположена от Урала дальше, чем соликамская. Такая же картина и в Вятской зоне, где ближе расположенная к Уралу меденосная полоса нижнеказанских отложений содержит лишь более или менее интенсивную минерализацию, а дальше расположенная меденосная полоса верхнеказанских отложений несет значительное оруденение. Это вполне понятно — предыдущие отложения при перемыве их являлись дополнительным источником меди для последующих отложений. Затем, если в области аккумуляции, расположенной вблизи источника сноса, не было благоприятных для накопления меди фациальных условий, то, вполне естественно, никаких крупных накоплений здесь не происходило.

Разбирая вопрос о связи «фактора расстояния», как авторы именуют степень удаленности, они считают, что в Оренбургском Приуралье в верхнепермское время происходили отрицательные тектонические движения и создававшиеся депрессии способствовали образованию крупных накоплений меди в осадках. В Пермском Приуралье, по их мнению, происходили положительные движения, поэтому здесь и нет крупных накоплений меди. В действительности это далеко не так.

В пределах Пермского Приуралья к верхнепермскому времени была ярко выражена соликамская депрессия, которая заполнена меденосными осадками уфимского времени. Причем интенсивность оруденения здесь ниже, чем в разновозрастных с ними отложениях юга Пермской области, накопившихся в пределах Пермского и Башкирского сводов. Наиболее интенсивное оруденение верхнеказанские отложения в Вятской зоне имеют как раз в пределах центральной части Татарского свода.

Нельзя полностью согласиться с авторами и в том, что основным источником меди для многих месторождений медистых песчаников являются образования спилито-кератофировой формации. Урал в этом отношении скорее исключение, чем правило. Исходя из современного площадного развития спилито-кератофировой формации на Урале, авторы считают, что наиболее богаты медью верхнепермские отложения в Оренбургской области, так как данная формация залегает здесь на западном склоне Урала. В Пермском Приуралье, пишут они далее, на Западном склоне Урала спилито-кератофировой формации нет. Но ведь из этого можно сделать и обратный вывод, т. е. что в пределах Западного склона в Пермском Приуралье вся эта формация уничтожена и заключенная в ней масса меди отложена в верхнепермских осадках. А в Оренбургском Приуралье, поскольку спилито-кератофировая формация сохранилась, из нее, следовательно, вынесено только небольшое количество меди в верхнепермский бассейн седиментации.

Детальное изучение литологии меденосных отложений в Пермском Приуралье показало, что обломочная часть их на 50—60% состоит из обломков пород, среди которых преобладают эффузивы, кремнистые образования и окварцованные известняки. Эффузивы представлены почти в равных долях основными и кислыми разностями. В обломках кремнистых пород присутствуют радиолярии. Все это свидетельствует о том, что материалом для верхнепермских меденосных пород послужили продукты разрушения спилито-кератофировой формации. Так что и последний довод в пользу максимальной для Приуралья перспективности верхнепермских отложений Оренбургской области при внимательном рассмотрении оказывается неубедительным.

Авторы разбираемой статьи отмечают, что по остальным районам Приуралья, помимо Оренбургской области, они использовали литературные материалы. Но ни список литературы в их статье, ни содержание ее не показывают знакомства авторов с новыми материалами по Пермскому Приуралью и Камско-Вятской зоне. Именно в этом кроется причина многих неверных выводов авторов об общих закономерностях размещения медного оруденения.

В заключение необходимо коснуться утверждения, что принадлежность нижнеказанских меденосных отложений к прибрежно-морской фации увеличивает их перспективность вследствие хорошей выдержанности слоев. Сейчас известно, что в условиях плоских прибрежных впадин накапливаются выдержанные меденосные слои, но последние, как правило, имеют незначительные мощности и убогие содержания металла. Это хорошо продемонстрировано на примере Удокана группой геологов ВСЕГЕИ (Богданов и др., 1966). Это также наглядно показано и самими авторами статьи на рисунках, иллюстрирующих меденосные слои нижнеказанского подъяруса в Оренбургской области.

## ЛИТЕРАТУРА

Богданов Ю. В. и др. Медистые отложения Олёкмо-Витимской горной страны. «Недра», 1966.

Геологоразведочный трест  
Пермь

Дата поступления  
12.V.1968

## **ХРОНИКА**

### **IV СОВЕЩАНИЕ СИБИРСКОГО ОТДЕЛЕНИЯ КОМИССИИ ПО ОСАДОЧНЫМ ПОРОДАМ ПРИ ОНЗ АН СССР**

(тема «Литология и геохимия нефтегазоносных толщ  
Сибири и Дальнего Востока»)

**В. П. КАЗАРИНОВ, Г. А. КАЛЕДА, Г. Э. ПРОЗОРОВИЧ**

Это совещание проходило в Тюмени с 9 по 12 апреля 1968 г. В нем принимали участие представители 16 научно-исследовательских институтов и вузов Тюмени, Новосибирска, Томска, Иркутска, Южного Сахалина, Москвы, Ленинграда, Баку и 8 геологических управлений Сибири и Дальнего Востока. Было заслушано 33 доклада, 25 человек выступили в прениях. Общий список докладов приводится в решении совещания, разосланном заинтересованным организациям. Труды совещания публикуются, поэтому здесь мы не будем перечислять все заслушанные доклады, большинство из которых вызвало значительный интерес.

В первый день совещания В. П. Казаринов сделал отчет о деятельности Сибирского отделения Комиссии по осадочным породам, одобренный собравшимися; затем были заслушаны доклады, посвященные общим и методическим вопросам изучения литологии и геохимии нефтегазоносных толщ.

В докладе И. И. Нестерова, Г. Э. Прозоровича, Н. Н. Ростовцева и М. Я. Руксевича (ЗапСибНИГНИ, Тюмень) «Нефтегазоносные комплексы мезозойских отложений Западно-Сибирской низменности, их литологическая и геохимическая характеристика» был поставлен вопрос о выделении нефтегазоносных комплексов различных порядков, разобраны на основании новых данных особенности соотношения объемов различных пород, литология коллекторов и покрышек, их минералогия, геохимия органического вещества по указанным комплексам Западно-Сибирской низменности.

В докладе Т. И. Гуровой, Е. Г. Сорокиной, Т. Ф. Антоновой, К. С. Кондриной, Г. В. Масленниковой, М. М. Потловой и А. Г. Пода (СНИИГГИМС, Новосибирск) показано, что пласты-резервуары нефти и газа формировались на различных участках мелкого шельфа морей, в лагунах и авандельтах. Авторы особое внимание уделяют минералогии глин в связи с экраняющими свойствами их по отношению к нефти и газу.

Сходные вопросы были освещены и в сообщении А. Э. Конторовича, Е. Г. Сорокиной, Т. Ф. Антоновой, В. В. Казаринова и Е. А. Киселева — «Литолого-геохимические факторы формирования и размещения залежей нефти и газа в мезозойских отложениях Вилюйской синеклизы» и на основании степени метаморфизма органического вещества утверждалось, что ряд залежей нефти и газа в юрских отложениях мог сформироваться лишь за счет углеводородов, мигрировавших из триасовых и пермских осадочных образований.

Г. Э. Прозорович в докладе «Литология в решении вопросов нефтяной геологии» показал, что в результате процессов эпигенеза резкое снижение фильтрационных свойств граувакковых и аркозовых песчаников и алевролитов происходит с глубин 2300—2400 м. Изучение глинистых покрышек и некоторые расчеты свидетельствуют о том, что при образовании и перестроении залежей нефти и газа основными путями миграции углеводородов были трещины. По данным эпигенетических преобразований, устанавливается, что формирование залежей нефти и газа в отложениях неокана началось в третичное время и происходит, очевидно, и поныне. По мнению автора, источником углеводородов для этих залежей послужили юрские отложения.

В сообщении А. Э. Конторовича (СНИИГГИМС, Новосибирск) «Методика геохимических исследований при оценке перспектив нефтегазоносности крупных тер-

риторий» излагались исследования по разработке геофизических методов оценки потенциальных ресурсов нефти и газа, методы прогноза качества нефтей.

М. Я. Рудкевич (ЗапСибНИГНИ) в своем докладе показал большую роль тектонического фактора в образовании наилучших коллекторов при конседиментационно-росте тектонических структур различного порядка.

В докладе Г. Н. Перозо (СНИИГГИМС, Новосибирск) «Механизм формирования вторичных цементов в нефтеносных горизонтах» содержались интересные данные по эпигенетическому преобразованию песчано-алевролитовых пород и условиям образования в них различного рода цементов.

Т. Д. Базанова (ВНИГРИ, Ленинград) сообщила о тех методических разработках, которые ведутся по изучению минералогии и гранулометрии нефтегазоносных толщ для прогнозирования зон выклинивания гранулярных коллекторов. Автор продемонстрировал карты терригенно-минералогических провинций юрских меловых отложений Западной Сибири.

По мнению К. И. Микулenco (СНИИГГИМС, Новосибирск), отложения суспензионных потоков хорошо развиты в терригенных нефтегазоносных толщах мезозоя Западной, Восточной Сибири и других регионов.

Н. Н. Бакун (ВНИГНИ, Москва) показал, что в присбросовых участках коллекторские свойства песчаных пластов претерпевают незначительные изменения, тогда как в случае надвигов фильтрационные свойства песчаников у плоскости нарушения заметно ухудшаются, в результате чего в одном случае образуются нефтепроводящие каналы, в другом — дизъюнктивные экраны.

Второй день совещания был посвящен докладам по литологии и геохимии нефтегазоносных толщ восточных районов СССР и Сибирской платформы.

В третий день освещались вопросы литологии нефтеносности Западной Сибири.

В четвертый день развернулись оживленные прения.

Совещание показало, что за последние годы в Сибири и других восточных районах СССР проведен огромный объем литологических исследований, в результате чего на этой территории разрабатываются многие теоретические и методические вопросы литологии.

Комиссия по осадочным породам  
при ОНЗ АН СССР  
Москва  
Новосибирск, Тюмень

Дата поступления  
19.VI.1968

**СОДЕРЖАНИЕ ЖУРНАЛА «ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ»  
ЗА 1969 год (№№ 1, 2, 3, 4, 5, 6)**

|                                                                                                                                                               |     |
|---------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| Н. М. Арутюнова, С. Г. Саркисян. О некоторых способах обработки данных гранулометрического анализа                                                            | № 4 |
| М. Г. Бергер. К характеристике каолинита полтавской серии Днепровско-Донецкой впадины                                                                         | № 2 |
| В. Я. Бессонова, Н. М. Чумаков. Верхнедокембрийские ледниковые отложения западных районов СССР                                                                | № 2 |
| Г. Н. Бровков. Вулканизм и осадкообразование Кузнецкого Алатау и Восточного Саяна в позднем докембрии и кембрии                                               | № 6 |
| В. А. Броневой. К вопросу об условиях образования железных руд Северного Приаралья                                                                            | № 2 |
| М. В. Бунина. Литология и фации нижнемезозойских угленосных отложений Тургайского прогиба                                                                     | № 3 |
| Е. З. Бурьянова, Л. Е. Крамаренко. Биогенный синтез сульфидов из карбонатов Cu, Pb, Cd                                                                        | № 5 |
| Г. Ю. Бутузова. К минералогии и геохимии сульфидов железа в осадках Черного моря                                                                              | № 4 |
| В. И. Виноградов. Изотопный состав серы и вопросы генезиса стратиформных месторождений свинца и цинка                                                         | № 5 |
| <u>Б. М. Гиммельфарб</u> , О. П. Егорова. К геологии Хубсугульского месторождения фосфоритов в Монгольской Народной Республике                                | № 2 |
| А. И. Гинзбург. Органическое вещество петрографических типов горючих сланцев (на примере некоторых месторождений СССР)                                        | № 4 |
| А. В. Глебов. Осадочные железные руды в докембрии Мали (Западная Африка)                                                                                      | № 2 |
| В. А. Головки. Закономерности распределения фосфора в окисленных рудах восточного Приаяния                                                                    | № 5 |
| В. Я. Горьковец. Некоторые особенности распределения элементов в докембрийских вулканогенных железисто-кремнистых формациях Карелии                           | № 1 |
| В. А. Гроссгейм, Н. С. Окнова. Распространение дистена в осадках палеозоя Европейской части СССР                                                              | № 4 |
| В. И. Данчев, Н. П. Стрелянов, Г. Л. Васильева, Л. П. Некрасова. Бериллий в угленосных отложениях и сидеритовых конкрециях третичного возраста                | № 5 |
| А. Д. Додатко, Г. Н. Романенко. Глинистые минералы из коры выветривания ультраосновных пород среднего Приднепровья                                            | № 1 |
| Е. М. Емельянов, Ю. М. Сенин. Особенности вещественного состава осадков шельфа Юго-Западной Африки                                                            | № 2 |
| В. В. Еремеев. Вещественный состав и постседиментационные преобразования песчаных пород угленосной формации карбона восточного склона Урала                   | № 1 |
| В. В. Еремеев. Диксит из песчаников Кизеловского каменноугольного бассейна                                                                                    | № 4 |
| И. К. Зайцев, Е. А. Басков. Основные черты гидрохимической зональности платформенных областей и ее значение для изучения вторичного изменения осадочных пород | № 6 |
| А. А. Иванов. Месторождения и проявления калийных солей в Африке                                                                                              | № 2 |
| Л. А. Игнатьева. Литолого-геохимические особенности вулканогенно-осадочной кисатибской свиты Малого Кавказа                                                   | № 6 |
| К. И. Иносова. Остатки органов спороношения в карбоновых углях Донецкого бассейна и значение их для выяснения генезиса типов углей                            | № 3 |
| Р. С. Казаков. Находки барита в южной части западного склона Южного Урала и их положение в разрезе древних отложений                                          | № 5 |
| А. Кайе, Е. В. Девяткин. Морфоскульптурные исследования кварцевых зерен из песков мезокайнозойских отложений                                                  | № 5 |

|                                                                                                                                                                                         |     |
|-----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| Г. А. Калед а. О влиянии конседиментационных структур на формирование гранулометрического и минерального составов отложений (на примере антиклинали Гальча—Баши, Южная Фергана)         | № 1 |
| Г. А. Калед а. Об эпигенетических изменениях палеозойских отложений Русской платформы                                                                                                   | № 6 |
| Г. В. Карпова, А. Е. Лукин, Э. П. Шевякова. Катагенез каменноугольных отложений Днепровско-Донецкой впадины                                                                             | № 1 |
| М. Я. Кац, М. М. Кац. О динамике изменения статистических характеристик плотности терригенного кварца в процессе седиментации                                                           | №   |
| В. Н. Клекль. Древние коры выветривания КМА и перспективы поисковых работ на бокситы                                                                                                    | № 5 |
| И. Т. Козлов. Кора выветривания на одной из кимберлитовых трубок в Гвинее                                                                                                               | № 2 |
| В. И. Копорулин, А. И. Вознесенский. Некоторые черты литологии верхнемеловых отложений побережья Пенжинской губы                                                                        | № 6 |
| П. Н. Куприн, В. И. Багиров. Глинистые минералы донных отложений Каспийского моря                                                                                                       | № 4 |
| Э. И. Кутырев. Закономерности размещения медного оруденения в средневерхнекембрийских отложениях юга Сибирской платформы (фашии палеогеография, формации)                               | № 3 |
| А. К. Лисицин, И. А. Кондратьева, Г. В. Комарова. О методах генетической интерпретации эпигенетических изменений осадочных пород                                                        | № 3 |
| А. К. Лисицин. Об условиях осаждения молибдена и селена в экзогенных эпигенетических урановых месторождениях                                                                            | № 5 |
| Н. В. Логвиненко, Э. В. Осипова. Цеолиты в осадочных породах                                                                                                                            | № 3 |
| Д. Д. Мазанов. Литолого-минералогическая характеристика глинистых сланцев юры Большого Кавказа (Азерб. ССР)                                                                             | № 3 |
| В. Н. Макаров, Л. С. Белокрыс. Хлорито-глауконитовые новообразования на кремневых гальках                                                                                               | № 5 |
| Л. Д. Мирошников, И. В. Бурый. Условия накопления докембрийских сланцев триаса в Южном Приморье                                                                                         | № 5 |
| А. А. Оборин. Межрифтовые и пририфтовые фашии в нижнепермских отложениях Уфимского структурного выступа                                                                                 | № 4 |
| Н. А. Озерова, П. В. Зарицкий, И. П. Лапутина. К вопросу о диагенетической миграции ртути                                                                                               | № 4 |
| В. В. Олейник. Условия формирования сузакских (нижний эоцен) фосфоритов Таджикской депрессии                                                                                            | № 3 |
| В. Д. Отрощенко, А. Г. Шмелев, А. Б. Габелко. Бор в породах юго-западных отрогов Гиссарского хребта                                                                                     | № 1 |
| Ю. П. Писцов. Сидериты березовского типа и условия их образования                                                                                                                       | № 1 |
| Б. К. Прошляков, Ю. М. Васильев. Некоторые результаты обработки материалов сверхглубокой Аралсорской скважины                                                                           | № 6 |
| Г. Ф. Рожков, Т. Д. Базанова, Н. М. Мозина. К вопросу о формировании некоторых типов косослойчатых текстур по данным дробных гранулометрических анализов                                | № 1 |
| А. Б. Ронов, А. А. Мигдисов, Н. В. Барская. Закономерности развития осадочных пород и палеогеографических условий седиментации на Русской платформе (опыт количественного исследования) | № 6 |
| В. И. Седлецкий. Калийные соли Средней Азии                                                                                                                                             | № 5 |
| Н. С. Скрипченко. Фоссилизированные сульфатредуцирующие микроорганизмы в колчеданных рудах                                                                                              | № 5 |
| Г. А. Смирнов, Г. Г. Федорова, А. М. Пумпянский. Условия образования кремнистых тел в карбонатных породах                                                                               | № 3 |
| Н. А. Созинов. О геохимических особенностях углеродисто-кремнистой формации (на примере одного района)                                                                                  | № 1 |
| Н. А. Соловьева. Литология вулканогенно-осадочных комплексов Малой Курильской гряды                                                                                                     | № 6 |
| Б. И. Сребродольский. Новые данные о форме и времени выделения генетических разновидностей серы в рудах                                                                                 | № 1 |
| Г. И. Теодорович, Д. Д. Котельников, В. П. Акаева. О генезисе бентонитов и смешаннослойных образований в меловых отложениях Малого Кавказа                                              | № 4 |
| П. П. Тимофеев, Л. И. Боголюбова, В. А. Котов. Типы торфонакопления юрской угленосной формации Южной Сибири                                                                             | № 4 |
| И. В. Хворова, А. Л. Дмитрик. Электронномикроскопическое изучение кремнистых пород и вопросы их постседиментационного формирования                                                      | № 1 |
| И. В. Хворова, А. А. Гаврилов. Яшмово-терригенный комплекс ордовика Ишимской Луки и условия образования кремнистых осадков                                                              | № 4 |
| А. Я. Хлебников. О верхнемеловых — палеогеновых угленосных отложениях Чадобецкого поднятия                                                                                              | № 4 |
| В. Н. Холодов. К вопросу о вторичных изменениях пластовых фосфоритов Малого Каратау в зоне гипергенеза                                                                                  | № 3 |

|                                                                                                                                                       |     |
|-------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| Д. П. Хорошева. Байерит, бемит, диаспор и корунд в бокситах Среднего Приднепровья                                                                     | № 2 |
| Ю. Г. Цеховский, В. С. Ерофеев. Горизонты выветривания континентальных мел-палеогеновых отложений Северо-Восточного Казахстана                        | № 2 |
| В. М. Чайка. Вторичные изменения минералов древних россыпей и проблема эволюции рудного вещества при метаморфизме                                     | № 5 |
| К. Р. Чепиков, Е. П. Ермолова, Н. А. Орлова. О постседиментационных процессах в терригенных породах-коллекторах нефтяных месторождений Урало-Поволжья | № 6 |
| Г. А. Чихрадзе. Об источниках питания раннеюрской геосинклинали южного склона Большого Кавказа (в пределах Сванети)                                   | № 3 |
| Г. А. Чихрадзе. Карбонатные конкреции в ааленских отложениях южного склона Большого Кавказа (в пределах Сванети)                                      | № 4 |
| Д. Ф. Шамоу. Существовал ли непрерывный барьерный риф в артинском бассейне Предуралья?                                                                | № 5 |
| Э. А. Штрём. Минеральная зональность в залежах месторождения Джезказган                                                                               | № 3 |
| Я. Э. Юдович. О распределении зольности в каменных углях Алмазно-Марьевского района Донецкого бассейна                                                | № 2 |
| А. Л. Юревич, А. Л. Соколова. К вопросу о минеральном составе и происхождении отбеливающих глин Азкамарского месторождения Узбекской ССР              | № 1 |
| Р. М. Юркова. Опыт изучения постседиментационных изменений песчаников нефтегазоносных горизонтов Северного Сахалина                                   | № 3 |
| Я. Я. Яржемский. К условиям формирования стронциохильгардита и данбурита в нижнекембрийских соленосных отложениях Восточной Сибири                    | № 5 |

### Краткие сообщения

|                                                                                                                                                                                                                |     |
|----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| Б. Алексиев, Г. Киров. Клиноптилолит в олигоценовых марганцеворудных отложениях из Северо-Восточной Болгарии                                                                                                   | № 3 |
| Л. И. Боголюбова, П. П. Тимофеев. О постседиментационных изменениях глинистых минералов и органического вещества в торфяниках Колхиды                                                                          | № 5 |
| Н. М. Великий, И. И. Гладков, Б. Е. Милецкий. Новые данные по титаноносности Северного Приаралья                                                                                                               | № 1 |
| В. И. Виноградов, Л. Я. Кизильштейн. Об изотопном составе сульфидной серы в углях Донецкого бассейна                                                                                                           | № 5 |
| В. Е. Глотов, Я. Г. Москвин, Е. Н. Костылев. О связи сульфидного телетермального оруденения с битуминозностью на примере Корякско-Камчатской складчатой области Северо-Востока СССР                            | № 6 |
| В. Ф. Долгополов, О. И. Бент. Новые данные о корях выветривания Тенизской и Прииртышской впадин (Центральный Казахстан)                                                                                        | № 1 |
| П. А. Карпов, М. Л. Левенштейн, Н. В. Лопатин, Н. В. Соловьева, Н. А. Прокофьев, А. В. Шилин. Сопоставление степени измененности терригенных отложений Донбасса и Нижней Волги из зон равной углефикации углей | № 4 |
| А. Д. Петровский, В. А. Шитов. Электронномикроскопические структуры некоторых палеозойских силицитов Южного Урала                                                                                              | № 4 |
| В. П. Потапов, Ш. В. Абашев. О влиянии эпигенетических преобразований на коллекторские свойства терригенных пород яснополянского надгоризонта пермского Прикамья                                               | № 3 |
| А. М. Пустыльников. О пестрых силвинитах кембрийских соляных отложений Канско-Тасеевской впадины                                                                                                               | № 3 |
| Г. Т. Саксеев. О генезисе самородной серы на примере Загайшольского месторождения                                                                                                                              | № 6 |
| В. П. Слукa. О формировании торфяных отложений Рионской низменности по данным шельфового анализа                                                                                                               | № 6 |
| Л. С. Смирнов. К вопросу о классификации косослойчатых текстур и методики их интерпретации                                                                                                                     | № 3 |
| В. Н. Шванов. Стержневые экзотлифы в верхнекаменноугольном терригенном флише Ферганского хребта                                                                                                                | № 3 |

### Методика

|                                                                                                                 |     |
|-----------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| З. Н. Горбунова. Рентген-дифрактометрический метод определения карбонатов, кварца и других минералов осадков    | № 2 |
| М. Я. Кац, В. В. Баранов. К методике точного разделения минералов по плотности                                  | № 5 |
| В. Д. Коган, М. Б. Куцыкович. О выборе фракции при рентгенометрическом определении глинистых минералов в породе | № 4 |
| Т. Н. Красавина, И. С. Оношко. Применение термического анализа для диагностики твердых битумов                  | № 3 |
| И. А. Одесский. Морфометрический анализ нижнемеловых конгломератов Крыма                                        | № 1 |

|                                                                                                           |     |
|-----------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| И. Н. Семейкин. Об определении ориентировки галек в конгломератах . . .                                   | № 6 |
| Б. У. Урумбаев, Е. И. Паталаха. Палетки для классификации и характеристики обломков по их форме . . . . . | № 6 |

### Критика и дискуссии

|                                                                                                                                                                                |     |
|--------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| Ю. П. Казанский. О книге «Карбонатные породы» . . . . .                                                                                                                        | № 3 |
| Г. В. Карпова. О региональных постседиментационных изменениях нижнепермских отложений Донецкого бассейна (по поводу статьи И. М. Беспалова, Л. И. Федоровской и др.) . . . . . | № 5 |
| И. В. Кириллова. К вопросу об установлении осадочных аналогов сланцев метаморфических комплексов по химическому составу . . . . .                                              | № 6 |
| Ю. А. Нечаев. О статье [В. И. Малюги], М. И. Проскурякова, Т. Н. Соколовой «К вопросу о распределении экзогенных концентраций меди в Приуралье» . . . . .                      | № 6 |
| В. А. Покровский, М. П. Толстой. О книге А. В. Щербакова «Геохимия термальных вод» . . . . .                                                                                   | № 4 |
| Н. М. Страхов. О действительном балансе осадконакопления в современном океане . . . . .                                                                                        | № 2 |
| Л. Н. Формозова. Письмо в редакцию . . . . .                                                                                                                                   | № 2 |
| С. И. Чайкин. О генетической и возрастной общности богатых железных руд и бокситов КМА (ответ на статью А. Н. Цибизова) . . . . .                                              | № 1 |

### Хроника

|                                                                                                                                                      |     |
|------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| В. П. Казаринов, Г. А. Каледа, Г. Э. Прозорович. IV заседание Сибирского отделения Комиссии по осадочным породам при ОНЗ АН СССР . . . . .           | № 6 |
| Г. А. Каледа, С. Г. Саркисян, В. С. Яблоков. VIII Всесоюзное литологическое совещание . . . . .                                                      | № 1 |
| П. П. Тимофеев, Л. И. Боголюбова. Заседания Международных комиссий по углепетрографической номенклатуре и углепетрографическому анализу . . . . .    | № 3 |
| В. С. Яблоков. VII Международный седиментологический конгресс . . . . .                                                                              | № 3 |
| [В. П. Маслов] . . . . .                                                                                                                             | № 2 |
| Библиография литологических статей, опубликованных в зарубежных журналах, поступивших в библиотеку Отделения геологии, геофизики, геохимии . . . . . | № 5 |
| Содержание журнала «Литология и полезные ископаемые» за 1969 год . . . . .                                                                           | № 6 |

**РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:**

Г. И. БУШИНСКИЙ (Главный редактор), Е. А. ГОЛОВИН, Т. Н. ДАВЫДОВА,  
Г. А. КАЛЕДА, А. Г. КОССОВСКАЯ, Г. Ф. КРАШЕНИННИКОВ, А. П. ЛИСИЦЫН,  
О. И. ЛУНЕВА, Б. М. МИХАЙЛОВ, А. Б. РОНОВ, А. С. СОКОЛОВ, В. А. ТЕНЯКОВ,  
П. П. ТИМОФЕЕВ, И. В. ХВОРОВА, В. Н. ХОЛОДОВ (Зам. главного редактора),  
В. С. ЯБЛОКОВ.

**EDITORIAL BOARD:**

G. I. BUSHINSKY, (Chief Editor), E. A. GOLOVIN, T. N. DAVYDOVA,  
G. A. KALEDA, A. G. KOSOVSKAJA, G. F. KRASHENINNIKOV,  
A. P. LISITZIN, O. I. LUNEVA, B. M. MICHAILOV, A. B. RONOY,  
A. S. SOKOLOV, V. A. TENIAKOV, P. P. TIMOFEEV, I. V. KHVOROVA,  
V. N. KHOLODOV (Assistant Editor-in-chief), V. S. JABLOKOV

**Адрес редакции:**

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

**ОТ РЕДАКЦИИ**

В пятом номере нашего журнала было пропущено примечание к статье Н. С. Скрипченко «Фоссилизированные сульфатредуцирующие микроорганизмы в колчеданных рудах»:

«Редакция не разделяет выводов автора относительно роли сульфатредуцирующих бактерий в процессах рудогенеза, но публикует статью, поскольку в ней содержится заслуживающий внимания фактический материал».

Технический редактор *Е. И. Гришина*

---

Сдано в набор 1/X-1969 г. Т-16464 Подписано к печати 10/XII 1969 г. Тираж 1315 экз.  
Зак. 5851 Формат бумаги 70×108<sup>1</sup>/<sub>16</sub>. Бум. л. 4<sup>1</sup>/<sub>2</sub> Усл. печ. л. 12,6+2 вкл. Уч.-изд. листов 15,3

---

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

Цена 1 р. 25 к.

Индекс 70493

**Принимается подписка  
на журналы издательства «НАУКА»  
на 1970 год**

| Название журнала                                                        | К-во<br>номеров<br>в год | Подписная<br>цена<br>(годовая) |
|-------------------------------------------------------------------------|--------------------------|--------------------------------|
| <b>ОБЩЕАКАДЕМИЧЕСКИЕ<br/>ЖУРНАЛЫ</b>                                    |                          |                                |
| Вестник Академии наук СССР                                              | 12                       | 9 р. 60 к.                     |
| Доклады Академии наук СССР (без папок)                                  | 36                       | 51 р. 84 к.                    |
| Доклады Академии наук СССР (с 6-ю<br>коленкоровыми папками с тиснением) | 36                       | 54 р. 24 к.                    |
| Доклады Академии наук СССР                                              |                          |                                |
| Серия — Математика. Физика                                              | 12                       | 18 руб.                        |
| Серия — Химия                                                           | 12                       | 14 р. 40 к.                    |
| Серия — Геология                                                        | 12                       | 9 р. 72 к.                     |
| Серия — Биология                                                        | 12                       | 9 р. 72 к.                     |
| <b>НАУЧНО-ПОПУЛЯРНЫЕ<br/>ЖУРНАЛЫ</b>                                    |                          |                                |
| Земля и Вселенная                                                       | 6                        | 1 р. 80 к.                     |
| Природа                                                                 | 12                       | 6 руб.                         |
| Русская речь                                                            | 6                        | 3 руб.                         |
| Химия и жизнь                                                           | 12                       | 3 р. 60 к.                     |

Подробные сведения о журналах издательства «Наука» публикуются в каталогах «Академкниги».

Подписка принимается общественными распространителями печати по месту работы и учебы, в пунктах подписки «Союзпечати», а также в любом почтамте и в отделениях связи.



**ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»**