

*Литология*  
*и* ПОЛЕЗНЫЕ  
ИСКОПАЕМЫЕ

1964

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»



Главный редактор Н. М. СТРАХОВ

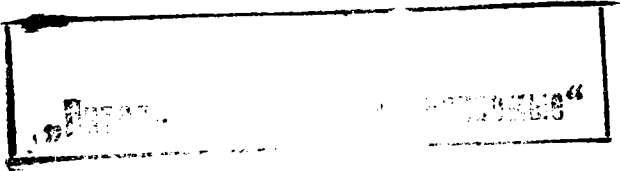
РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

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

Chief Editor N. M. STRAKHOV

EDITORIAL BOARD:

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



ЖУРНАЛ ВЫХОДИТ ШЕСТЬ РАЗ В ГОД

---

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

# ЛИТОЛОГИЯ и ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

№ 3 1964 г.  
МАЙ — ИЮНЬ

## СОДЕРЖАНИЕ

Передовая . . . . .	3
К. Б. Донченко. Геологическое строение и особенности генезиса калиеносных отложений Вортыщенской серии Предкарпатья . . . . .	5
С. М. Корневский, В. П. Бобров, И. В. Галицкий, Д. П. Хрущов. Калиеносность галогенных отложений Днепровско-Донецкой впадины и Донбасса . . . . .	20
✓ А. А. Оборин. Особенности осадконакопления кунгурских отложений в Уфимско-Соликамской впадине Предуралья . . . . .	43
М. Л. Левенштейн, В. П. Бобров. Калийные соли в галогенных отложениях нижней перми Донецкого бассейна . . . . .	53
А. П. Ясырев. Микроэлементы в пластовых и желваковых фосфоритах некоторых месторождений Центральных районов РСФСР . . . . .	66
✓ В. В. Могаровский. О возможном вадозно-гидротермальном происхождении целестиновых месторождений Южно-Таджикской депрессии . . . . .	77
✓ Н. Н. Бакун, Р. Н. Володин, Ф. П. Кренделев. О генезисе Удоканского месторождения медистых песчаников . . . . .	89
Б. С. Панов. Флюорит юго-западной окраины Донецкого бассейна . . . . .	104
✓ М. Н. Ильинская. О фосфатной минерализации в щелочном вулканическом комплексе свиты мтавари . . . . .	118
✓ А. К. Гладковская, М. Я. Руднова. Выветривание девонских бокситов на Южном Урале . . . . .	131
✓ Г. Н. Бровков. Рассеянные элементы в отложениях среднего палеозоя Тувинского межгорного прогиба . . . . .	140
А. Д. Додатко. К вопросу о парагенезисе титана и алюминия в коре выветривания ультрабазитов Среднего Приднепровья . . . . .	150

## КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

И. Э. Залкинд, А. А. Оборин. Самородная сера в нижнепермских отложениях Среднего Предуралья . . . . .	157
✓ В. С. Попов. Об аутигенном турмалине в галогенных отложениях . . . . .	158
✓ Ю. И. Гончаров. О минералогическом составе калийных солей в районе Святогорского поднятия (Донбасс) . . . . .	160
Е. Ф. Шнюков. О генетическом единстве псевдоолитовых руд и табачных глин Керченского пролива . . . . .	162

## КРИТИКА И ДИСКУССИИ

К. К. Зеленев. Замечания к критике хемогенной теории бокситообразования . . . . .	168
✓ Н. М. Страхов. Еще раз о так называемой вулканогенной гипотезе бокситообразования . . . . .	170
Библиография . . . . .	173

# LITHOLOGY and MINERAL RESOURCES

№ 3 1964 г.  
MAY — JUNE

## CONTENTS

Leader	3
K. B. Donchenko. Geological structure and specific features in the genesis of K-bearing deposits of Vorotyschensk series in Subcarpathians	5
S. M. Korenevsky, V. P. Bobrov, I. V. Galitzky, D. P. Khruschev. Presence of potassium in halogen deposits of Dnieper-Donetz depression and the Donetz Basin	20
A. A. Oborin. Specific features in the sedimentation of Kungur deposits in Ufa — Solikamsk depression of Suburalian foredeep	43
M. L. Levenshtein, V. P. Bobrov. Potash salts in Lower Permian halogen deposits of Donetz Basin	53
A. P. Yassyrev. Minor elements in land phosphate rock and concretionary phosphorites of some deposits in the central areas of RSFSR	66
V. V. Mogarovsky. On a possible vadose — hydrothermal origin of celestine deposits in South — Tadzhik depression	77
N. N. Bakun, R. N. Volodin, F. P. Krendelev. On the genesis of Udokansk deposit of cupreous sandstones	89
B. S. Panov. Fluorite in the south-western margin of Donetz Basin	104
M. N. Iliinskaya. On phosphate mineralization in the alkaline volcanic complex of Mtavary suite	118
A. K. Gladkovsky, M. Ya. Rudnova. Weathering of Devonian bauxites on Southern Urals	131
G. N. Brovko. Trace elements in Middle Paleozoic deposits of Tuva intermontane depression	140
A. D. Dodatkо. To the problem of titanium and aluminium paragenesis in the ultrabasic crust of weathering of Middle Pridneprovie	150

## SHORT NOTES

I. E. Zalkind, A. A. Oborin. Native sulphur in Lower Permian deposits of Middle Preduralie	157
V. S. Popov. On authigenous tourmaline in halogen deposits	158
Yu. I. Goncharov. On the mineralogical composition of potash salts in the vicinity of Sviatogorsk uplift (Donetz Basin)	160
E. F. Shnjukov. On genetic unity of the pseuvcollitic ors and tobachih clays of Kerchian basin	162

## CRITIQUE AND DISCUSSIONS

K. K. Zelenov. Remarks on the criticism of the chemogenic theory of bauxite formation	168
N. M. Strakhov. Once more on the so-called volcanic theory of bauxite formation	170
Bibliography	173

Технический редактор *Е. И. Гришина*

T-09782. Подписано к печати 17/VII-1964 г. Тираж 1025 экз. Зак. 5192  
Формат бумаги 70×108<sup>1</sup>/<sub>16</sub>. Бум. л. 5<sup>1</sup>/<sub>2</sub> Печ. л. 15,4+3 вкл. Уч-изд. л. 16,8



Решения декабрьского (1963 г.) Пленума ЦК КПСС определили роль химизации в развитии народного хозяйства страны. Огромное значение приобретает увеличение выпуска минеральных удобрений: за несколько лет их количество должно быть увеличено во много раз.

В соответствии с этим к 1970 г. требуется довести добычу: фосфорсодержащих руд — с 20 до 60 млн. т, калийных солей — с 12 до 50 млн. т, серусодержащих руд — с 5 до 20 млн. т. Но потребность в минеральных удобрениях этим не покрывается, и в перспективе, за пределами 1980 г., их количество должно быть удвоено. Это ставит перед советскими геологами огромную задачу — детально изучить уже известные месторождения, выявить новые ресурсы соответствующих полезных ископаемых в районах, дефицитных в отношении этого сырья.

Советский Союз обладает крупнейшими запасами фосфорных, калийных, серных руд, занимая по ним одно из первых мест в мире.

На территории нашей страны расположено уникальное месторождение апатитов в Хибинах, из руд которого получается самый высококачественный фосфатный концентрат.

В Южном Казахстане расположен кембрийский Каратауский фосфоритоносный бассейн, содержащий в своих недрах огромные запасы высококачественных пластовых фосфоритов.

На территории Русской платформы известны крупнейшие запасы мезозойских желваковых фосфоритов (Московская, Кировская, Брянская, Калужская и другие области), залегающих на доступной глубине и пригодных для переработки на фосфоритную муку — самое простое и дешевое фосфорное удобрение. Такие же фосфориты образуют многочисленные месторождения в Актюбинской области. В Прибалтике (Эстонская ССР и Ленинградская область) за последние годы выявлены большие запасы ордовичских ракушечниковых фосфоритов, из которых сейчас начинают вырабатывать значительные количества удобрений.

Калийные минеральные удобрения также имеют крупнейшую сырьевую базу, представленную хлоридами и в меньшей мере сульфатными солями. Значительная часть запасов сосредоточена в Верхне-Камском месторождении, составляющем часть огромного Верхне-Кунгурского калиеносного бассейна. Вторым крупным калиеносным районом является Старобинский в Белоруссии, где калийные залежи приурочены к мощной соленосной толще девонского возраста. Месторождение имеет также значительные запасы и тяготеет к зоне интенсивного потребления калийных удобрений.

Очень важный калиеносный бассейн расположен в западных областях УССР, в Предкарпатье. Калийные залежи приурочены к соленосной формации миоцена и, что особенно ценно, представлены не только хлоридами, но и главным образом сульфатными солями.

Помимо этих трех основных районов, калийные залежи известны еще в Средней Азии и Казахстане, а за последнее время обнаружены также в соленосной толще Донбасса и в некоторых других районах.

Выявлены на территории СССР и крупнейшие залежи самородной серы — в Предкарпатье, Средней Азии, Поволжье. За последнее десятилетие запасы этого полезного ископаемого резко увеличились, что позволяет использовать самородную серу во многих отраслях народного хозяйства.

Таким образом, общие запасы апатитов, фосфоритов, калийных солей, самородной серы и других видов горнохимического сырья в СССР огромны и они могут полностью обеспечить выполнение грандиозных задач, поставленных декабрьским Пленумом ЦК КПСС по химизации промышленности и сельского хозяйства. Но как видно из краткого перечня основных месторождений, все они сосредоточены главным образом в европейской части Советского Союза и Казахстана. До сих пор не открыто крупных месторождений этих полезных ископаемых в восточных районах страны. Поэтому весьма актуальной задачей настоящего периода является выявление новых месторождений химического сырья в районах, где освоение их было бы сейчас экономически наиболее выгодно и целесообразно.

Необходимо подчеркнуть также, что среди различных видов горнохимического сырья главнейшее значение имеют полезные ископаемые, связанные с осадочными толщами. Отсюда ясно, что решение основных задач, стоящих в этой области, требует сочетания углубленной работы по теории осадочного рудообразования с прогнозными исследованиями разных видов сырья в разных регионах.

Для успешного выполнения этих задач труд литологов и геохимиков, развивающих принципы и детали теории рудообразования, должен объединиться с трудом региональных геологов и разведчиков, хорошо знающих отдельные площади Советского Союза и способных применить к поискам принципы литологической и геохимической теории.

Журнал «Литология и полезные ископаемые» настоящим номером открывает печатание статей, посвященных указанным выше актуальным вопросам. Редакция надеется, что широкие круги литологов-теоретиков и практиков-разведчиков поддержат это начинание, и их трудом наши знания о закономерностях формирования природного химического сырья и о возможных регионах для их поисков существенно расширятся.

Печатание поступающего материала будет производиться, по мере его накопления, в виде специальных подборок в отдельных номерах журнала.

---

УДК 553.632 : 551.782.11 (477.8)

## ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И ОСОБЕННОСТИ ГЕНЕЗИСА КАЛИЕНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ВОРОТЫЩЕНСКОЙ СЕРИИ ПРЕДКАРПАТЬЯ

**К. Б. ДОНЧЕНКО**

В статье описываются особенности циклического строения разреза воротыщенской серии — главной калиеносной формации Предкарпатья. Характеризуется обстановка формирования различных элементов разреза соленосной толщи, особенности их пространственного размещения и генезиса. Выявляется комплекс природных факторов, обеспечивавших весьма интенсивное накопление калийных солей в небольших по площади солеродных бассейнах и в узких прогибах.

Из опыта геологических исследований нам хорошо известно, что наибольшей интенсивности и размаха древнее соленакопление, в частности накопление калийных солей, достигало в очень обширных водоемах морского типа, площади которых измерялись многими сотнями тысяч квадратных километров. Известно также, что именно с такими бассейнами связана основная масса промышленных запасов калийных солей. Понятно поэтому, что размеры площади соленакопления обычно рассматриваются как один из решающих факторов в оценке перспектив калиеносности того или иного района. Небольшие и незначительные по размерам солеродные бассейны а priori квалифицируются при этом как малоперспективные, не представляющие сколько-нибудь значительного интереса для промышленного освоения.

Площадь Предкарпатского солеродного бассейна в период максимального развития галогенеза, по-видимому, не превышала 12—13 тыс. км<sup>2</sup>. И это, несомненно, оказывало гипнотизирующее влияние на геологов, побуждало их предельно осторожно подходить к оценке перспектив калиеносности региона.

При геологоразведочных работах на территории Предкарпатья, проводившихся Главгеологией УССР в 1961—1963 гг., были выявлены многочисленные новые залежи калийных солей весьма значительные по размерам. Полученные данные полностью опровергают распространенное мнение о незначительной перспективности Предкарпатского калиеносного бассейна и обосновывают реальную возможность выявления в его недрах 30—40 млрд. т полиминеральных калийных руд (Донченко, 1964). Таким образом, по запасам сырья Предкарпатья выдвигается в один ряд с крупнейшими калиеносными бассейнами мира.

Новые данные позволяют говорить, что диапазон условий, обеспечивавших мощное накопление калийных солей, отнюдь не ограничивался условиями обширных солеродных морей, а был значительно более широким. С этой точки зрения большой практический и научный интерес представляет анализ условий формирования главной калиеносной формации Предкарпатья — воротыщенской серии. Автору пред-

ставляется, что материалы, приводящиеся ниже, будут способствовать выявлению тех природных факторов, которые могли обеспечить интенсивное накопление калийных солей в узких прогибах и небольших по площади солеродных бассейнах.

## 1. СТРАТИГРАФИЯ ВОРОТЫЩЕНСКОЙ СЕРИИ

Отложения воротыщенской серии прослеживаются вдоль фронта флишевых Карпат на протяжении 250 км от г. Добромиль на северо-западе до района г. Косов на юго-востоке.

Название «воротыщенская серия» было предложено впервые в 1948 г. В. И. Берлявским для комплекса хемогенных и терригенных осадков, залегающих в основании разреза миоценовых моласс Предкарпатского прогиба. В том же году В. Г. Юркова расчленила воротыщенскую серию на нижневоротыщенскую, загорскую и верхневоротыщенскую свиты. Верхневоротыщенская свита характеризовалась В. Г. Юрковой как существовавшее галогенное образование. В составе нижневоротыщенской свиты ею выделялись нижняя — глинистая и верхняя — соленосная части. К загорской свите была отнесена промежуточная песчано-конгломератовая толща.

В 1958—1961 гг. при разведочных работах на Южном участке Стебникского месторождения, стратиграфически ниже загорской свиты и стратиграфически выше соленосных нижневоротыщенских отложений, буровыми скважинами была вскрыта мощная толща соленосных брекчий с двумя горизонтами калийных солей. В ее основании прослежена еще одна пачка песчаников с прослоями глин, конгломератов и брекчий (Корневский и др., 1962).

В соответствии с новыми данными разрез воротыщенской серии в районе Стебникского месторождения калийных солей подразделяется автором на шесть литологически разнородных элементов: нижневоротыщенскую терригенную (глинистую), нижневоротыщенскую соленосную, средневоротыщенскую терригенную, средневоротыщенскую соленосную, верхневоротыщенскую терригенную и верхневоротыщенскую соленосную подсвиты, группирующиеся попарно в нижнюю, среднюю и верхнюю воротыщенские свиты.

Терригенные подсвиты воротыщенской серии сложены в разной степени засоленными глинами, аргиллитами, алевролитами, песчаниками гравелитами и конгломератами; мощность их колеблется от 200 до 400 м. В терригенных подсвитах прослеживаются многочисленные прослой и линзы соленосных брекчий и каменной соли.

Соленосные подсвиты представлены брекчиями аргиллитов и песчаников, сцементированными галитом (тектонические соленосные брекчии), каменной солью и калийными солями. В виде линз и прослоев присутствуют также засоленные глины и песчаники. Мощность воротыщенской серии в Стебнике определена в 2000 м.

Калийные соли изученных отложений представлены хлоридами (сильвин, карналлит), хлоридо-сульфатами (каинит) и сульфатами (лангбейнит, кизерит, полигалит) калия, магния и кальция. Они прослеживаются в виде пластовых, пластово-линзообразных и линзообразных залежей в отложениях средней и верхней воротыщенских соленосных подсвит на пяти стратиграфических уровнях — калиеносных горизонтах.

За пределами Стебникского месторождения детальному изучению подверглись наиболее полно вскрытые буровыми скважинами при поисках нефти разрезы Добромиля, Старой Соли, Урожа, Ясеницы, Сольной, Борислава, Улично, Долголуки, Гирне, Болехова, Долины, Нижнего

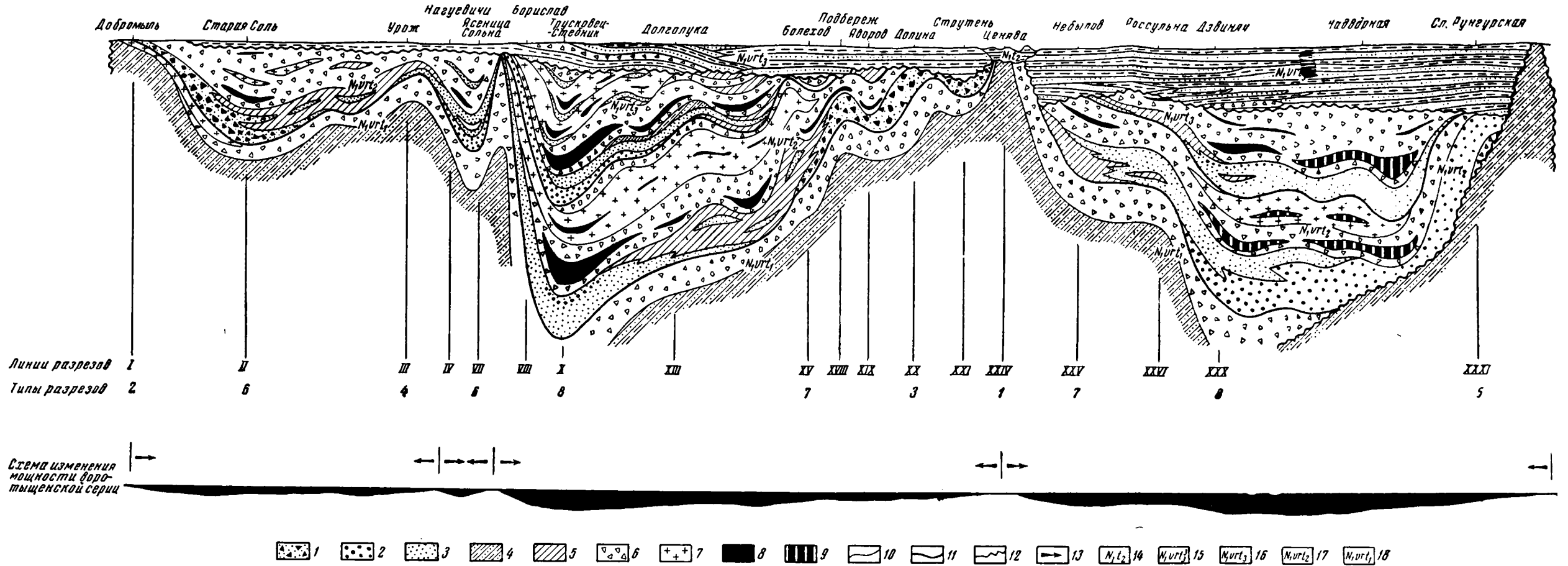


Схема изменения мощности бортыщенской серии

Фиг. 1. Продольный фацально-литологический разрез отложений воротыщенской серии  
 а — хемогенно-терригенные отложения: 1 — брекчии, сложенные преимущественно карпатскими породами; 2 — гравелиты и конгломераты, сложенные преимущественно или в значительной части породами палеозоя; 3 — песчаники; 4 — глины с песчаником или чередование глины у песчаников; 5 — глины; 6 — соленосные и соляные породы; 6 — соленосные брекчии; 7 — каменная соль и галитовая порода; 8 — залежи калийных солей установленные; 9 — залежи калийных солей предполагаемые; 10 — литологические контакты; 11 — границы между свитами; 12 — границы угловых несогласий; 13 — направления сноса; 14 — верхнетортонские отложения; 15 — добровтовская подсвита верхне-воротыщенской свиты; 16 — верхневоротыщенская свита; 17 — средневоротыщенская свита; 18 — нижневоротыщенская свита

Струтеня, Ценявы, Небылова, Дзвиняча, Старуни и Слободы Рунгурской. Этими разрезами относительно равномерно освещается полоса выходов воротыщенской соленосной толщи на всем ее простирании. Анализ названных разрезов позволяет выделить на изученной территории по крайней мере восемь типов разрезов воротыщенской серии, различающихся между собой по стратиграфии и фациально-литологическим особенностям (фиг. 1).

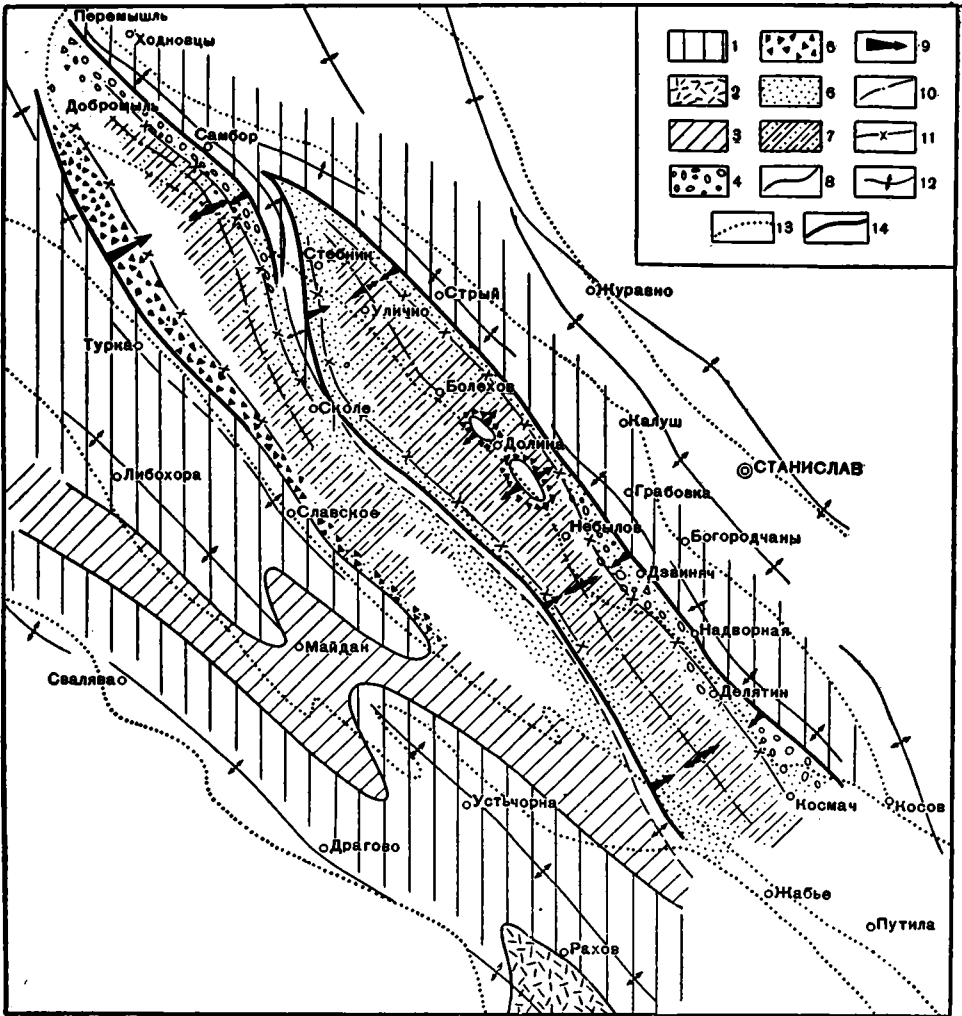
Разрезы первых пяти типов характеризуются отсутствием в их составе калиеносных элементов разреза соленосной толщи (Ценява, Добромиль, Урож, Долина, Слобода Рунгурская). Разрезы шестого и седьмого типов представлены нижней и средней воротыщенскими свитами, а иногда также терригенной и частью соленосной подсвитами верхней воротыщенской свиты. (Старая Соль, Ясеница Соляная, Долголука, Нинев, Небылов). Мощность воротыщенской серии не превышает 800—1500 м. Около 50% ее разреза слагают хемогенно-терригенные подсвиты. Калийные соли прослеживаются на одном, максимум на двух стратиграфических уровнях. Они представлены линзами и редкими пластово-линзообразными залежами, мощностью от нескольких до 20—30 м. Суммарная мощность калийных солей на рассматриваемых участках не превышает 3—5% мощности всей соленосной толщи. Разрезы шестого и седьмого типов различаются по литологическим особенностям хемогенно-терригенных подсвит. В разрезе Старой Соли и Ясеницы Соляной (шестой тип) последние сложены существенно обломочными осадками, состоящими из продуктов разрушения карпатского флиша и нижележащих метаморфических пород перми и триаса, слагающих фундамент прогиба (Алферьев 1949; Глушко 1956). В разрезах седьмого типа хемогенно-терригенные толщи представлены глинами, содержащими лишь отдельные линзы песчаников.

Разрезы восьмого типа, характеризующиеся наиболее полным развитием соленосных осадков, прослеживаются в районе Стебника и Дзвиняча—Старуни. Мощность воротыщенской серии достигает здесь 2000—2200 м. Пачки хемогенно-терригенных образований сложены так же, как и в разрезах шестого типа, преимущественно обломочными породами (песчаники, гравелиты, конгломераты, состоящие из карпатского и палеозойского материала). Однако на их долю приходится не более 20—30% мощности всего разреза. Калийные соли прослеживаются на пяти стратиграфических уровнях и представлены пластовыми, пластово-линзообразными и линзообразными залежами, слагающими до 10—12% мощности соленосной толщи. Мощность пластовых залежей достигает здесь 100—150 м (Донченко, 1964).

Отмеченные различия в строении разрезов воротыщенской серии позволяют говорить о различиях в обстановке их формирования, связанных с особенностями тектонического развития отдельных районов Предкарпатья.

## 2. ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ И ОСОБЕННОСТИ ГЕОТЕКТОНИЧЕСКОГО РЕЖИМА ПРЕДКАРПАТСКОГО ПРОГИБА В ПЕРИОД ВОРОТЫЩЕНСКОГО ГАЛОГЕНЕЗА

Реконструировать обстановку формирования воротыщенской серии позволяет схема глубинной тектоники Карпат, предложенная С. И. Субботиным (Субботин, 1955). Можно допустить, что поднятия фундамента карпатской геосинклинали, отображенные на этой схеме, служили естественными границами соленакопления воротыщенского времени (фиг. 2, 3). На всем его протяжении северо-восточной границей соле-

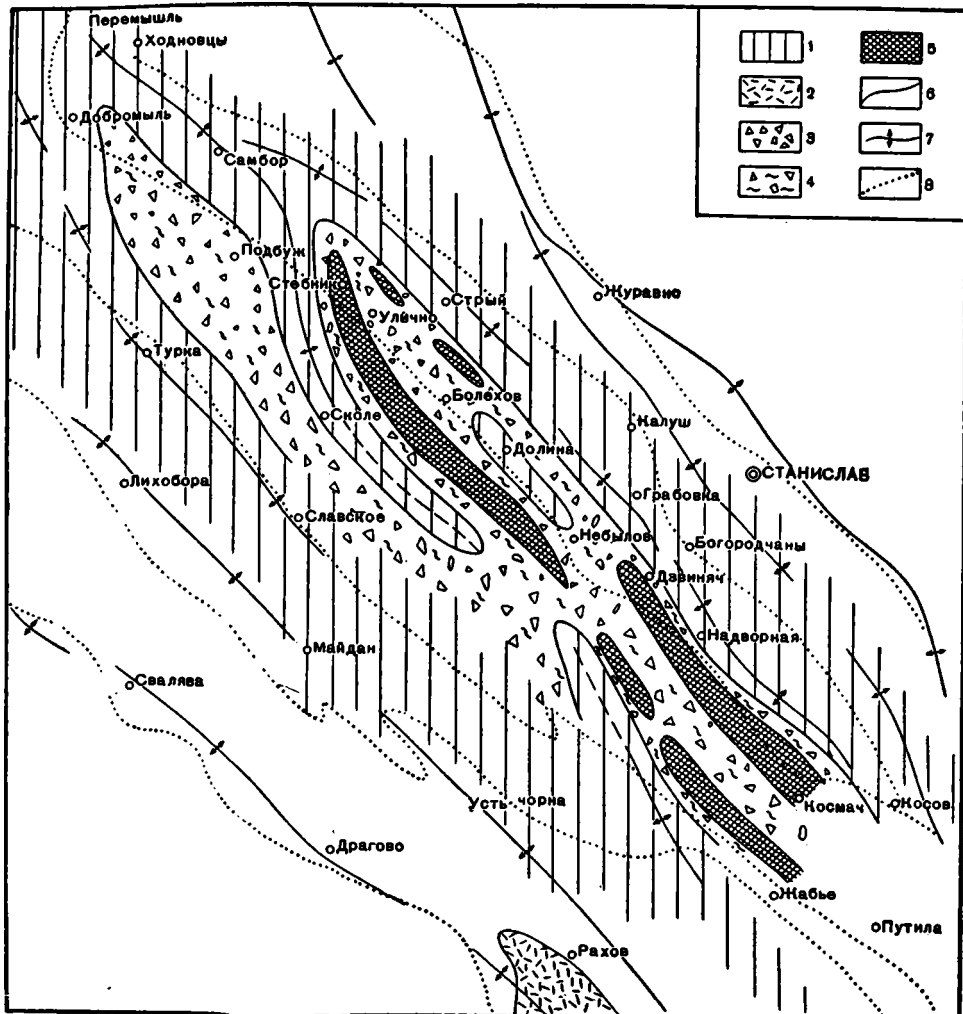


Фиг. 2. Схема палеогеографии и размещения литофаций во время формирования средневоротыщенской терригенной подситы

1 — области размыва: 1 — суша, сложенная отложениями палеозоя, мезозоя и третичной системы; 2 — Раховский массив изверженных пород. II — области накопления осадков: 3 — области предполагаемого эпизодического накопления осадков; 4—7 — области устойчивого осадконакопления: 4 — гравелиты и конгломераты, состоящие преимущественно из галек палеозойских пород; 5 — брекчии осадочные, сложенные преимущественно обломками карпатских пород; 6 — песчанники; 7 — песчано-глинистые породы. III — прочие условные обозначения: 8 — границы областей накопления осадков; 9 — направления сноса; 10 — осевые линии зон тектонической стабильности; 11 — осевые линии зон тектонической лабильности; 12 — осевые зоны максимумов силы тяжести; 13 — границы тектонических зон по А. А. Богданову; 14 — предполагаемые разломы, существовавшие в период формирования воротыщенской серни

родного бассейна являлось поднятие каледонид в зоне сочленения Предкарпатского прогиба с Русской платформой. Юго-западная граница мигрировала к северо-востоку по мере развития горообразования в Карпатах.

В нижневоротыщенское время границей солеродного бассейна на юго-западе служило поднятие герцинид в современной «зоне Утесов», (центральном антиклинальном ядре Карпат, по В. И. Славину). В средневоротыщенское время эта граница проходила примерно по линии сочленения современных кросненской и скибовой зон. Зарождавшееся новое поднятие герцинид делило средневоротыщенский бассейн на два



Фиг. 3. Схема палеогеографии и размещения литофаций во время формирования средневортыщенской соленосной подсыты

*I* — области размыта: *I* — суша, сложенная отложениями палеозоя, мезозоя и третичной системы; *2* — Раховский массив изверженных пород. *II* — области накопления осадков: *3* — соленосные песчано-глинистые отложения; *4* — соленосные песчано-глинистые отложения с линзами калийных солей; *5* — площади наиболее интенсивного соленакпления (соленосные песчано-глинистые отложения, пластовые залежи калийных солей, каменная соль с линзами калийных солей). *III* — прочие условные обозначения: *6* — границы области накопления осадков; *7* — осевые зоны максимумов силы тяжести (по С. И. Субботину); *8* — границы тектонических зон (по А. А. Богданову)

полуизолированных друг от друга («дочерних») бассейна — юго-западный и северо-восточный. Граница между ними в районе Борислава пересекала полосу выходов соленосной толщи, прослеживающуюся ныне вдоль фронта флишевых Карпат, и проходила далее примерно по оси скибовой зоны. Территорией устойчивого соленакпления в верхневортыщенское время являлся один лишь северо-восточный дочерний бассейн.

Отмеченные особенности палеогеографии воротыщенского времени исчерпывающе объясняют характерные черты распространения различных стратиграфических элементов соленосной толщи. Разрезы восьмого типа формировались в непосредственной близости от поднятий древнего



фундамента. Они локализовались в пределах полос шириной до 6—8 км, ориентированных вдоль этих поднятий. Большая мощность, насыщенность обломочным материалом, высокая степень соленосности и калиеносности разрезов восьмого типа дают основание считать, что их формирование происходило в результате активных просадок участков дна солеродного бассейна, которые осуществлялись по ослабленным зонам и разломам в местах сочленения поднятий фундамента и прилегающих к ним участков прогиба (тектонически лабильные зоны). В тектонически лабильных зонах юго-западного дочернего бассейна формировались разрезы шестого типа. Относительно пониженная засоленность этих разрезов (Старая Соль, Ясеница Соляная), объясняется интенсивным опреснением рапы карпатским стоком и, по-видимому, близостью этого бассейна к источникам водно-солевого питания.

Участки, удаленные от поднятий фундамента на 10—20 км, характеризовались пониженной тектонической активностью (тектонически стабильные зоны). В периферических частях зон тектонической стабильности формировались разрезы седьмого типа (северо-восточный дочерний бассейн). Значительная удаленность этих участков от источников сноса обусловила существенно глинистый характер терригенных компонентов соленосной толщи. Калийные соли накапливались здесь в остаточных водоемах и на локально прогибавшихся площадях. В осевых частях зон тектонической стабильности калиеносные элементы разреза воротыщенской серии отсутствуют (разрезы Ценявы и Урожа, первый и четвертый типы разрезов). В районе Слободы Рунгурской эти отложения были размыты (разрез пятого типа). Разрез Добромиля формировался в зоне устойчивого поднятия герцинского фундамента (второй тип разрезов).

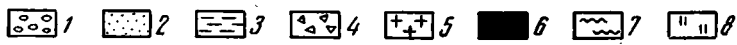
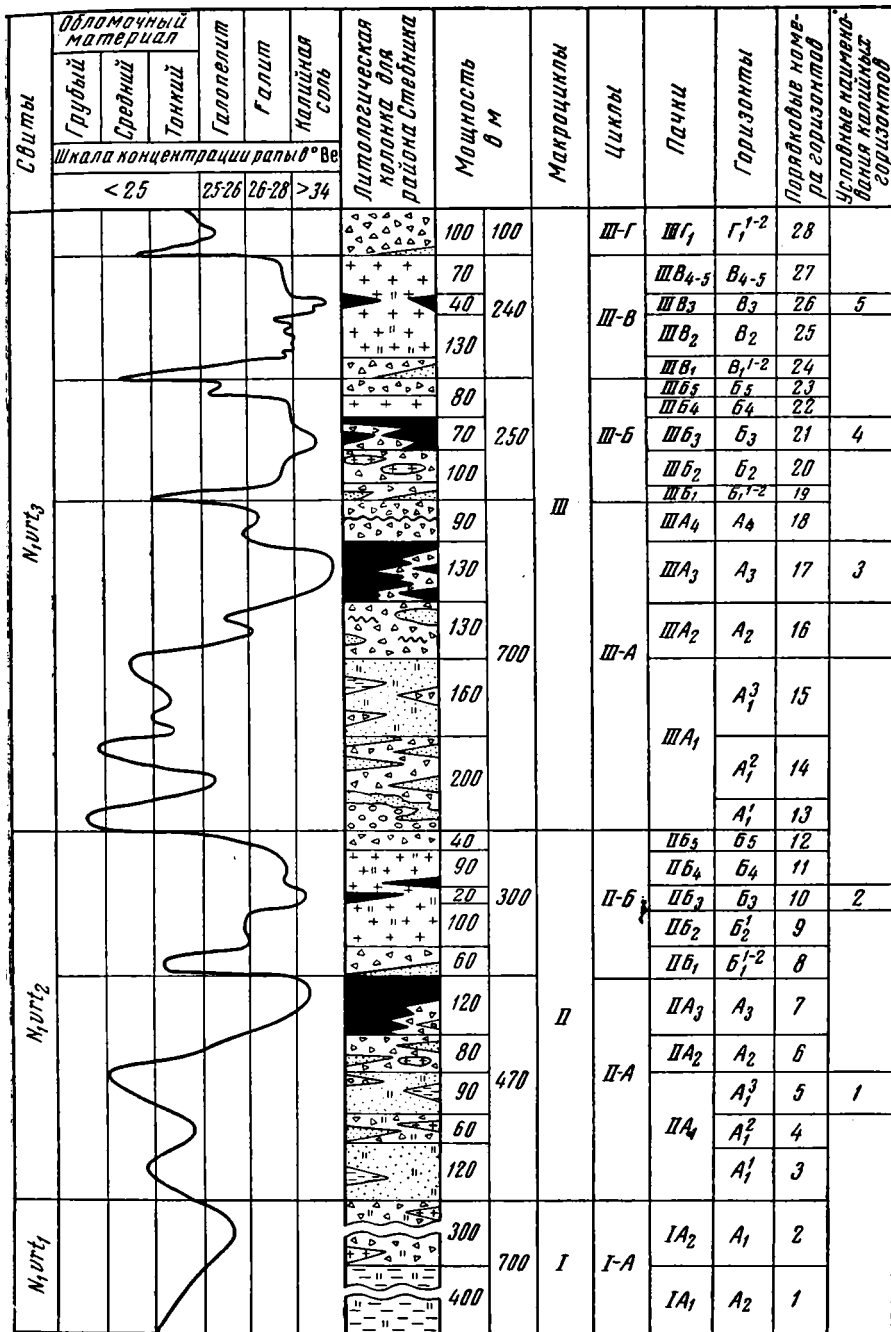
Приведенные сведения позволяют констатировать, что наиболее благоприятные условия для аккумуляции водно-солевых ресурсов, создававшей предпосылки для накопления мощных и пространственно устойчивых калийных залежей, существовали исключительно в зоне северо-восточного бассейна на участках развития разрезов восьмого типа. Детализировать обстановку формирования последних, а также сопряженных с ними разрезов седьмого типа позволяют данные буровых и горных работ, проведенных на территории Стебник-Болеховского калиеносного района.

### **3. ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ РАЗРЕЗА ВОРОТЫЩЕНСКОЙ СЕРИИ В СТЕБНИК-БОЛЕХОВСКОМ КАЛИЕНОСНОМ РАЙОНЕ**

Стебник-Болеховский калиеносный район расположен в центральной части украинского сектора Предкарпатъя между нефтепромыслами Борислав и Долина.

В наиболее полном и детально изученном разрезе Стебникского месторождения воротыщенская серия подразделена на 28 литологически разнородных зон и горизонтов (Донченко, 1963<sub>1</sub>). В последовательности чередования последних оказалось возможным подметить некоторые закономерности и выделить более крупные подразделения разреза, а именно пакки, циклы и макроциклы, или циклы второго порядка (фиг. 4).

Пять калиеносных горизонтов, выделенных в составе соленосной толщи, рассматриваются как конечные образования, завершающие самостоятельные этапы развития солеродного бассейна, воплощенные в пяти полных или завершенных циклах первого порядка (циклы IА, IБ, IIIА, IIIБ, IIIВ). В почве и кровле воротыщенской серии кроме того, выделяются соответственно один незавершенный (IА) и один неполный (IIIГ) циклы.



Фиг. 4. Сводный лито-циклический разрез воротыщенской серии в районе Стебнического месторождения калийных солей

1 — гравелит, 2 — песчаник, 3 — глина, 4 — брекчия соленосная, 5 — каменная соль, 6 — калийная соль, 7 — вкрапленность калийных солей и прослои поллигалита, 8 — известковистость

Строению всех завершенных циклов присущи некоторые общие черты. Устанавливается, что в основании каждого из них присутствуют пачки хемогенно-терригенных осадков (засолоненных глин, аргиллитов, песчаников, гравелитов, конгломератов), содержащих прослойки соленосных брекчий, а также вкрапленность, линзы и прослойки гипса, ангидрита и доломита (пачки  $IIA_1$ ,  $IIIA_1$ ,  $IIIB_1$ ,  $IIIV_1$ ,  $IIIG_1$ ).

Следующим элементом всех циклов являются пачки соленосных и соляных пород, включающих повсеместно вкрапленность и тонкие прослойки калийных солей (пачки  $IIA_2$ ,  $IIIV_2$ ,  $IIIB_2$ ,  $IIIC_2$ ,  $IIIV_2$ ). Выше залегают пласты калийных солей, мощностью от нескольких до ста—ста пятидесяти метров. В циклах  $II$ ,  $III$ ,  $IV$  и  $IV$  над залежами калийных солей прослеживаются пачки каменной соли либо соленосных брекчий, богатых галитом ( $IIIB_4$ ,  $IIIA_4$ ,  $IIIB_4$ ,  $IIIV_4$ ). Эти образования представляют собой обращенные элементы соответствующих циклов, формировавшиеся в условиях постепенного опреснения рапы.

Ряд осадков, в котором засолоненные терригенные породы сменяются соленосными брекчиями и каменной солью, а затем калийными солями, так как все его члены в определенной последовательности прослеживаются в каждом из циклов, рассматривается как нормальный генетический ряд отложений воротыщенской серии.

В строении отдельных завершенных циклов первого порядка, наблюдаются вместе с тем существенные черты различия, позволяющие разделить их на две группы. К первой группе относятся циклы  $II$  и  $III$ , названные нами основными. Во вторую группу входят «второстепенные», или «дочерние» циклы  $IV$ ,  $III$  и  $IV$ .

Основные и второстепенные циклы различаются по мощности, пространственной устойчивости и литологическим особенностям. Проведем их поэлементное сопоставление.

1. Пачки засолоненных терригенных пород основных и второстепенных циклов различаются по морфологическим и литологическим особенностям. В основных циклах они представлены пространственно-устойчивыми толщами глинистых, глинисто-песчаных пород, гравелитов и конгломератов, мощностью 250—400 м. Соответствующие элементы второстепенных циклов представлены линзами и пластовыми линзами песчаных и песчано-глинистых пород, залегающих среди соленосных брекчий. Мощность их не превышает первых десятков метров.

Высокая насыщенность соленосных осадков воротыщенской серии терригенными примесями отмечалась многими исследователями (Иванов, Левицкий, 1960; Валяшко, 1962; Страхов, 1962). Приведенные сведения позволяют говорить о неравномерности распределения терригенных осадков по разрезу соленосной толщи. В основных циклах хемогенно-терригенные образования слагают более 50, а во второстепенных — менее 20% мощности. Заранее отметим, что и калийные руды основных и второстепенных циклов по сопоставимым минералогическим разностям различаются по содержанию нерастворимых в воде примесей (табл. 1).

2. Соленосные и соляные пачки отличаются друг от друга главным образом по литологическим особенностям. В основных циклах эти элементы сложены соленосными брекчиями с линзами песчаников, каменной соли и полигалита. В них всегда присутствует также вкрапленность силвинита, реже каинита. Мощность обычно не превышает 50—60 м, в отдельных случаях достигает максимума 100—130 м. Во второстепенных циклах сравниваемые элементы представлены пачками галитовой породы, реже богатыми галитом соленосными брекчиями, с линзами каменной соли. Мощность этих образований колеблется от 100 до 150 м, иногда достигает 200 и 300 м.

3. Залежи калийных солей основных и второстепенных циклов отличаются по морфологическим и литолого-минералогическим особенностям. Калийные горизонты основных циклов представлены пластовыми, пластово-линзообразными и линзообразными залежами. Пластовые залежи прослеживаются на расстояние до 7—12 км, имеют мощность 100—150 м и характеризуются более или менее выдержанной минералогической зональностью (Корневский и др., 1963). Пластовые залежи распространены только в зоне Стебникского месторождения. Пластово-линзообразные и линзообразные рудные тела развиты в юго-восточной части изученной площади (разрезы седьмого типа). Они имеют мощность до 20—30 м, прослеживаются по простирацию на 2—3 км и сложены в основном сульфатными солями калия и магния.

Таблица 1

Циклы	Содержание нерастворимых остатков в калийных солях, %			Примечание
	каннит	лангбейнит	сильвинит	
Второстепенные (II, IV, V калиеносные горизонты)	12,5	5,5	25,5	По данным скважин: № 3, 10, 73, 77, 83, 396, 399, 400, 401, 402. Ст. 5, Ст. 9 (Стебник, Северо-Западный участок)
Основные (I и III калиеносные горизонты)	16,0	7,0	27,7	По данным скважин: № 75, 76, 86, 87, 407, 409, 412, 413, 415, 416, 420, 423 (Стебник, Северо-Западный и Южный участки)

В составе второстепенных циклов присутствуют исключительно линзы калийных солей, размеры которых не превышают 1,0—1,5 км, а мощность в местах максимального раздува — 20—40 м. Для них характерна отчетливая дифференцированность по минералогическому составу. Линзы второстепенных циклов распространены только в границах Стебникского месторождения, являясь как бы спутниками нижележащих пластовых залежей.

Таким образом, по морфологическим признакам, пространственному размещению, а также по особенностям минералогического состава и комплексу сопутствующих отложений в составе воротыщенской серии выделяются три группы калийных залежей. Эти же группы различаются по количеству связанных с ними запасов калийных солей. Более 90% всех калийных ресурсов района заключено в пластовых залежах основных подциклов (11 млрд. т). Разрозненные линзы и редкие пластово-линзообразные рудные тела основных циклов, расположенные в юго-восточной части района содержат около 500 млн. т кондиционных солей. Промышленная ценность их в настоящее время сомнительна. Многочисленные линзообразные залежи второстепенных циклов заключают 400—600 млн. т запасов калийных солей. Они могут представлять промышленную ценность как объекты развития фронта горных работ при обработке пластовых руд основных циклов.

Отмеченные черты сходства в строении завершенных циклов свидетельствуют об однотипности условий их формирования, связанных с общими особенностями галогенеза в Предгорном прогибе Карпат. Вместе с тем наблюдающиеся различия в строении основных и второстепенных циклов позволяют говорить, что в рамках этой однотипности

проявлялись существенные черты генетической индивидуальности. Познавание последней должно выявить комплекс природных факторов, способствующих мощному накоплению калийных солей в небольших по площади водоемах.

Циклы второго порядка, или макроциклы, соответствуют по объему свитам воротыщенской серии.

Первый макроцикл (нижневоротыщенская свита), совпадающий с циклом первого порядка, является незавершенным; изученность, его очень низка, особенности строения в деталях еще не выяснены.

Второй и третий макроциклы (соответствующие средней и верхней воротыщенским свитам) имеют по существу тождественное строение и могут рассматриваться как вполне равноценные части разреза соленосной толщи. Но и они различаются по мощности, некоторым особенностям строения, а главное по пространственной устойчивости. Во втором макроцикле выделяется один, а в третьем — два второстепенных цикла первого порядка. Мощность третьего макроцикла на 500 м больше мощности второго. Второй макроцикл устойчиво прослеживается в границах Стебник-Болеховского калиеносного района, сохраняя при этом все характерные элементы своего разреза. Полный разрез третьего макроцикла представлен только на Стебникском месторождении. В северо-западном направлении наблюдается выпадение из него ряда характерных элементов, в том числе всех горизонтов калийных солей, и резкое сокращение мощности (до 100 м у г. Борислав). В юго-восточном направлении прослеживается постепенное выпадение из разреза третьего макроцикла сначала верхних, а затем и более глубоких его горизонтов. В районе с. Нинев третий цикл почти полностью выклинивается.

#### 4. ОСОБЕННОСТИ ГЕНЕЗИСА ВОРОТЫЩЕНСКОЙ СЕРИИ И ЕЕ КАЛИЙНЫХ ГОРИЗОНТОВ

Обычно калийным месторождениям свойственна более или менее четкая вертикальная дифференцированность осадков, выраженная сменой карбонатов сульфатами, а затем хлоридами (доломит — ангидрит — галит — сильвинит — карналлит — бишофит). В разрезе воротыщенской серии четко дифференцированные толщи карбонатов и сульфатов не выделяются совсем. Галитовые зоны прослеживаются только в отложениях второстепенных циклов. В разрезах основных циклов их место занимают маломощные пачки соленосных брекчий и нижележащие толщи хемогенно-терригенных пород.

Нетрудно видеть, что второстепенные циклы содержат в себе главные элементы «нормального» ряда галогенных осадков, формирующихся по естественным законам химической дифференциации.

«Нормальный» путь формирования соленосных толщ наиболее распространен и приводит нередко к накоплению крупнейших запасов калийных солей, как это имело место, например, в верхнекамском солеродном бассейне, а также в бассейнах первого и второго циклов германского цехштейна.

Образование соленосных осадков в бассейнах рассматриваемого типа происходило в условиях длительного, но относительно медленного, равномерного прогибания. Поэтому аккумуляция значительных водно-солевых ресурсов, создающая предпосылки для возникновения крупных месторождений калийных солей, могла иметь место в данном случае только в очень обширных, площадью до нескольких сот тысяч квадратных километров, бассейнах с плоским рельефом дна. В узкой и неравномерно прогибавшейся Предкарпатской впадине условий для образования таких бассейнов, конечно, не существовало. Поэтому следует счи-

тать вполне закономерным отсутствие мощных и устойчивых калийных горизонтов в соответствующих циклах (IIБ, IIIБ, IIIВ).

Сложнее обстоит дело с основными циклами, в которых обнаруживаются признаки аномальности, выраженной тесной ассоциацией мощных залежей калийных солей с почти непосредственно подстилающими их толщами хемогенно-терригенных образований.

Само по себе это не ново — многими исследователями калийных месторождений Предкарпатья отмечалась характерная приуроченность большинства калийных линз к нижним частям соленосных толщ (Иванов, Левицкий, 1960; Валяшко, 1962; Страхов, 1962). Подобные наблюдения приводили обычно к выводу о крайней обедненности предкарпатских калийных месторождений галитом и побуждали искать какие-то более (Глушко, 1956) или менее (Иванов, Левицкий, 1960) удаленные бассейны, из которых подготовленная к садке калийных солей рапа могла бы мигрировать на территорию прогиба. Поскольку такое мнение существует, нам необходимо уделить некоторое внимание выяснению действительных генетических соотношений между отдельными элементами разрезов основных циклов.

Данные массового опробования пород соленосной толщи, выполнявшегося в процессе геологоразведочных работ, показывают, что хемогенно-терригенные пачки воротыщенской серии представлены интенсивно засоленными породами со средним содержанием растворимых солей порядка 40%. Так, по данным послойного опробования скв. 3-г, среднее содержание нерастворимого остатка по различным литологическим зонам средней и верхней воротыщенских свит составляет, как это видно из табл. 2:

Таблица 2

Пробы	Содержание солей, %	Содержание нерастворимых примесей, %	Литологические зоны
10—15	49	51	Соленосная брекчия (пачка IIIA <sub>1</sub> ) Песчаник, гравелит, соленосная брекчия (пачка IIIA <sub>1</sub> )
16—36	41	59	
В том числе			
песчаник	36	64	
брекчия	51	49	
37—50	51	49	Соленосная брекчия (пачка IIБ <sub>2</sub> ) Каменная соль (пачка IIБ <sub>2</sub> ) Калийная соль (пачка IIБ <sub>2</sub> )
51,52	90	10	
53—55	83	17	

Таким образом, по признаку засоленности хемогенно-терригенные породы не отличаются заметным образом от других пород соленосного комплекса. Поэтому всякое противопоставление их является искусственным и неправомерным. Скорее следует говорить о существовании тесной генетической связи между терригенными и соленосными элементами разреза воротыщенской серии. Эта мысль подтверждается анализом объемных соотношений калия и натрия в основном подцикле IIIA. Расчет, опубликованный автором в 1963 г., показывает, что это соотношение выражается дробью 1:25, т. е. почти точно отвечает составу нормальной морской воды (Донченко, 1963<sub>2</sub>). В 1948 г. аналогичный расчет был выполнен М. Г. Валяшко, получившим тот же самый результат (Валяшко, 1962).

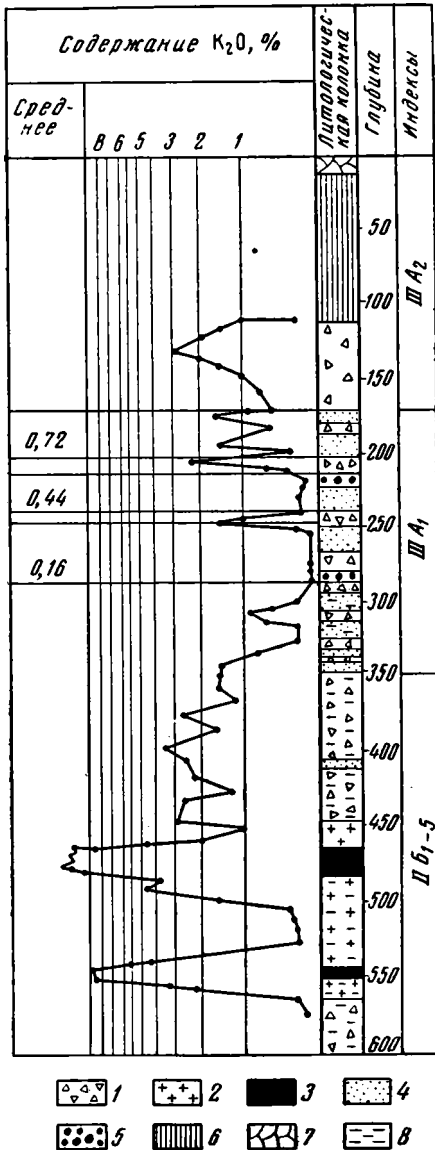
На существование тесной генетической связи между пачками терригенных пород основных циклов и вышележащими пластами калийных солей указывает также характер распределения калия по разрезу

скв. 3-г. На фиг. 5 можно видеть, как содержание калия, достигающее 8—10% в калийных солях второго горизонта, постепенно снижается вверх по разрезу, достигая минимума в зоне первого гравелитового прослоя пачки IIIA<sub>1</sub>. Выше отмечается ряд скачкообразных повышений содержания калия. Начало скачков приурочено к прослоям соленосных брекчий. В кровле пачки IIIA<sub>1</sub> содержание калия в отдельных пробах поднимается до 1,5—2% и более. Следовательно, тенденция к повышению концентрации калия в рапе солеродного бассейна зародилась отнюдь не в конце, а уже в начале формирования терригенной толщи цикла IIIA.

Таким образом, есть все основания считать, что хемогенно-терригенные пачки основных циклов являются по сути дела точными эквивалентами нормальных галитовых зон калийных месторождений. Этот важный вывод убеждает нас в том, что хемогенно-терригенные образования должны рассматриваться как неотъемлемые составные части пород соленосного комплекса, связанные с остальными его элементами генетическим единством и общностью условий формирования в одном и том же солеродном бассейне.

Вместе с тем возникает вопрос о существовании каких-то специфических особенностей процесса хемогенной дифференциации в условиях формирования основных циклов рассматриваемого разреза.

Накопление калия в рапе солеродных бассейнов происходит, как известно, в результате фазовой дифференциации более растворимых солей, накапливающихся в растворе, т. е. в жидкой фазе и менее растворимых солей, выходящих в осадок — твердую фазу. Для образования завершенных циклов галогенеза необходимым условием является поступательное развитие фазовой дифференциации, причем выпадающие в осадок соли закрепляются на дне и теряют способность вновь переходить в раствор, т. е. приобретают характер «постоянных фаз», по терминологии М. Г. Валяшко. В природных условиях поступательное развитие фазовой дифференциации обеспечивалось изохорическим или



Фиг. 5. График изменения содержания  $K_2O$  по скв. 3-г (Стебник).

1 — соленосная брекчия, 2 — галит, 3 — калийная соль, 4 — песчаник, 5 — гравелит, 6 — зона выщелачивания, 7 — четвертичные отложения, 8 — вкрапленность калийных солей. Шкала логарифмическая

хемогенной дифференциации обеспечивалось изохорическим или

близким к нему течением испарительного процесса, при котором осуществляется строгий баланс между массой воды, ежегодно поступающей в бассейн, и скоростью ее испарения.

В Предкарпатском прогибе в период формирования основных циклов разреза воротыщенской серии условий для описанного течения процесса, по-видимому, не существовало. Чтобы понять это, необходимо вспомнить характерные черты строения хемогенно-терригенных пачек соленосной толщи. Последние, как было показано, представлены чередующимися слоями засоленных терригенных осадков и соленосных брекчий. Реконструируя обстановку формирования этих генетически разнородных элементов разреза, следует допустить, что слои засоленных терригенных пород отлагались в периоды интенсивных просадок дна солеродного бассейна, когда на берегах воротыщенского моря активизировалась эрозионная деятельность. Судя по мощности литологически однородных слоев хемогенно-терригенных пород, однократная амплитуда просадок достигала 10—15, иногда даже 30—40 м.

Формирование слоев соленосных осадков осуществлялось в периоды относительного тектонического покоя, характеризовавшиеся пульсирующими колебаниями дна солеродного бассейна и отложением чередующихся прослоев глин, песчаников и галита. В процессе последующих тектонических подвижек из этих пород формировались слои соленосных брекчий. Механизм соответствующих превращений описан А. А. Ивановым, С. М. Корневским и О. П. Горкун. По справедливому замечанию О. П. Горкун (1959), размеры обломков аргиллитов и песчаников в соленосных брекчиях, колеблющиеся от нескольких миллиметров до 10—12 см в поперечнике, указывают на первоначальную мощность прослоев этих пород. Мощность галитовых прослоев была на 15—20% меньше.

Таким образом, начальные стадии формирования основных циклов воротыщенской серии протекали в обстановке значительного непостоянства тектонического режима. Например, за время формирования хемогенно-терригенной пачки IIIA<sub>1</sub> имела место по крайней мере 10—12-кратная смена периодов резкого повышения и резкого понижения активности тектонических движений в зоне солеродного бассейна.

Непостоянным был и режим водно-солевого питания. Просадки дна сопровождались притоками больших масс пресных и слабоминерализованных морских вод, которые имели характер катастрофических паводков, опреснявших бассейн. В периоды понижения активности тектонических движений, при ограниченном притоке питающих вод, бассейн быстро мелел и осолонялся. Затем следовало новое опреснение.

Казалось бы, что в условиях интенсивных деформаций дна водсема, обусловленных тектоническими причинами, опреснение рапы должно было немедленно привести к полному растворению только что выпавших солей и возратить начавшийся процесс хемогенной дифференциации в исходную точку. Однако этого не происходило; процесс «закрепился» на той стадии, где он был прерван, и продолжал нормально развиваться при восстановлении обстановки солеродного бассейна. Автор склонен считать, что поступательное развитие галогенеза в рассматриваемом случае обеспечивалось захоронением твердых солевых фаз в массе терригенного материала, предохранявшего осадок от полного растворения при катастрофических затоплениях бассейна пресными и слабоминерализованными водами.

Таким образом, процесс хемогенной дифференциации, вообще говоря очень чувствительный к малейшим изменениям тектонического режима и характера водно-солевого питания области соленакопления, в опреде-



ленных условиях мог становиться весьма инертным. Такие условия могли создаваться в тех случаях, когда наиболее лабильная часть водоема располагалась в непосредственной близости от гористой суши, способной поставлять необходимое количество продуктов эрозии.

Ничтожное содержание калия в отложениях терригенных пачек основных циклов (фиг. 5) свидетельствует о том, что состав солей, переходивших в осадок при их формировании, был существенно галитовым. Следовательно, в жидкой фазе должны были накапливаться компоненты калийных солей. При многократном чередовании опреснений и осолонений бассейна, которое фиксируется в разрезах терригенных пачек, относительное содержание калия в поверхностной рапе прогрессирующе нарастало. Это хорошо иллюстрируется только что упомянутым рисунком, отображающим изменение содержания калия по разрезу пачки III<sub>1</sub>. Скачкообразный характер наблюдающихся изменений является вполне закономерным, вытекает из существа природы реальных процессов и указывает на них.

С установлением более спокойной тектонической обстановки, в условиях ограниченного притока питающих вод и привноса терригенного материала, рапа бассейна, обогащенная калием, быстро «созревала» для садки калийных солей. В это время формировались пачки соленосных пород, подстилающие калийные горизонты основных циклов (IIA<sub>2</sub>, IIIA<sub>2</sub>). Их следует рассматривать как образования переходного периода от обстановки периодически осолонявшегося бассейна к условиям соленосного бассейна с предельно высокой концентрацией рапы, подготовленной к садке калийных солей. Эти пачки отлагались из рассолов, весьма богатых калием, и поэтому всегда содержат вкрапленность калийных минералов и прослой полигалита. Переходный период не был длительным. На это указывает небольшая мощность соответствующих пачек соленосных пород, сменяющихся пластами калийных солей.

Обстановка формирования основных циклов разреза создавала условия для возникновения рудных залежей исключительно высокой продуктивности. По данным буровых работ, проведенных в районе Стебника, на уровне первого калиеносного горизонта на площади 1 км<sup>2</sup> накапливалось до 500 млн. т калийных солей. Продуктивность третьего горизонта достигает 200 млн. т/км<sup>2</sup>. Экстраполируя эти данные на всю территорию лабильных зон, можно прийти к выводу, что общие седиментационные запасы калийных солей в воротыщенском бассейне значительно превышали 300 млрд. т. При последующих тектонических преобразованиях большая их часть была уничтожена.

Сопоставляя особенности генезиса основных и второстепенных циклов воротыщенской серии, не трудно заметить, что в процессе формирования основных циклов масса калия, накопленного в рапе, определялась в основном одной лишь длительностью времени, в течение которого сохранялся баланс притока и испарения, необходимый для удержания калия в растворе. В обстановке напряженной тектонической жизни региона необходимые для этого условия могли осуществляться с достаточной легкостью. В данном случае создавались потенциальные условия для неограниченного по масштабам накопления калийных солей, поскольку в этом процессе решающую роль играл фактор времени.

Калийные залежи второстепенных циклов формировались в периоды общего понижения тектонической активности региона, когда требовалось соблюдение жестких условий изохорического течения испарительного процесса, реализация которых в бассейнах, подобных Предкарпатскому, сообщавшихся с морем через сложную систему узких проливов, была крайне затруднена. В этих случаях масштабы накопле-

ния калия ограничивались главным образом размерами водоема, способностью его «переработать» большую или меньшую массу рапы, т. е. определенной и небольшой для Предкарпатского прогиба конечной величиной.

Подобные же особенности образования с некоторыми модификациями были присущи, вероятно, галогенным толщам ряда других месторождений и вообще тем районам, где накопление солей осуществлялось в узких прогибах (Рейнский бассейн, Припятская и Днепровско-Донецкая впадины, межгорные впадины Тянь-Шаня). В межгорных впадинах Тянь-Шаня галогенные толщи формировались за счет континентального стока, относительно бедного калием. Поэтому калийные соли в промышленных масштабах здесь не отлагались.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Алферьев Г. П. К вопросу о тектоническом и стратиграфическом положении трускавецких конгломератов района Борислава. Тр. Карпатск. н.-и. геол. ин-та, вып. 1, 1949.
- Валяшко М. Г. Геохимические закономерности формирования месторождений калийных солей. Изд. Моск. ун-та, 1962.
- Глушко В. В. Очерк геологической истории Предкарпатского краевого прогиба. Тр. Всес. н.-и. ин-та галургии, вып. 32, 1956.
- Горкун О. П. К стратиграфическому положению и литологии калийных линз в разрезе верхневоротыщенской свиты Стебникского района. Тр. Всес. н.-и. ин-та галургии, вып. 35, 1959.
- Донченко К. Б. К стратиграфии воротыщенской серии предкарпатского миоцена в междуречьи Тысменицы и Сукели. Тр. Укр. н.-и. геол.-развед. ин-та, вып. VI, 1963.
- Донченко К. Б. Некоторые закономерности размещения месторождений калийных солей в отложениях воротыщенской серии Предкарпатья (на укр. яз.). Геологич. ж., т. 23, вып. 3, 1963.
- Донченко К. Б. Перспективы поисков промышленных месторождений калийных солей в Предкарпатье. Разведка и охрана недр, № 4, 1964.
- Иванов А. А., Левицкий Ю. Ф. Геология галогенных формаций СССР. Госгеол. издат, 1960.
- Корневский С. М., Донченко К. Б., Климов М. А., Унковский А. А. Новые данные о структуре и калиеносности Стебникского месторождения. Тр. Всес. н.-и. геол. ин-та, нов. сер., т. 83, 1962.
- Ладыженский Н. Р., Антипов В. И. Геологическое строение и газонефтеносность советского Предкарпатья. Гостоптехиздат, 1961.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. III. Изд. АН СССР, 1962.
- Субботин С. И. Глубинное строение Советских Карпат. Изд. АН УССР, 1955.

Львовская  
геологическая экспедиция

Дата поступления.  
27.III.1964

## **КАЛИЕНОСТЬ ГАЛОГЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ДНЕПРОВСКО-ДОНЕЦКОЙ ВПАДИНЫ И ДОНБАССА**

**С. М. КОРЕНЕВСКИЙ, В. П. БОБРОВ,  
И. В. ГАЛИЦКИЙ, Д. П. ХРУЩОВ**

В верхней части разреза нижнепермских галогенных отложений на территории Западного Донбасса и Днепровско-Донецкой впадины обнаружены горизонты калийных и калийно-магниевых солей, имеющие широкое распространение. Кроме площадей, на которых они уже встречены, намечается еще ряд площадей, перспективных с точки зрения поисков калийных солей.

### **1. К ИСТОРИИ ИЗУЧЕНИЯ ГАЛОГЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ**

Галогенные отложения в северо-западной части Донбасса известны уже более ста лет, а каменная соль здесь интенсивно эксплуатируется более восьмидесяти лет. В Днепровско-Донецкой впадине галогенные отложения обнаружены лишь тридцать лет тому назад, причем вначале только девонские соли. В последнее десятилетие здесь так же, как и в Бахмутской котловине, выделяется и нижнепермская галогенная толща. Длительное время считалось, что как девонская, так и нижнепермская галогенные формации этих регионов имеют однообразный литологический состав и сложены преимущественно каменной солью.

Первые данные о наличии в каменной соли этой территории небольших количеств калия относятся к 1934 г., когда в образце керна скв. 1, пройденной на Роменской структуре, с глубины 354,57—364,74 м было обнаружено 1,08—1,66% калия (Лысенко, 1935). За последнее пятилетие рядом геологов высказывались самые общие предположения о возможном присутствии калийных солей среди галогенных отложений региона. Однако даже в капитальном труде А. А. Иванова и Ю. Ф. Левицкого, посвященном геологии галогенных формаций СССР и опубликованном в 1960 г., данные о калиености галогенных формаций Днепровско-Донецкой впадины и Донбасса также ограничиваются указанием на присутствие только «микроскопических проявлений» калийных солей в каменной соли Роменского диапирового соляного купола.

Бурением, проведенным в 1959 г., более значительные проявления и даже пласты калийных солей были вначале обнаружены близ г. Славянска в Бахмутской котловине М. Л. Левенштейном и В. П. Бобровым (Левенштейн, 1961) затем на Машевской структуре близ г. Полтавы И. В. Санаровым и, наконец, в последние два-три года еще на целом ряде соляных структур как в Бахмутской котловине, так и в Днепровско-Донецкой впадине. Геофизическими исследованиями (Чирвинская, 1961) и бурением (тресты Главгеологии УССР) за последнее десятилетие доказано более широкое развитие нижнепермских соленосных отложений в пределах почти всей Днепровско-Донецкой впадины, как

и наличие девонских соляных штоков на некоторых структурах Бахмутской котловины. На многочисленных солянокупольных структурах Днепровско-Донецкой впадины установлено совместное сонахождение девонской и нижнепермской соляных толщ, причем девонская слагает ядра диапировых структур местами с характерными карнизам в виде грибов, глетчерообразно растекающимися в сторону крыльев, где девонские соли приходят в соприкосновение с пластовой нижнепермской соляной толщей.

## 2. КАЛИЕНОСНОСТЬ ДЕВОНСКОЙ ГАЛОГЕННОЙ ТОЛЩИ

Стратиграфия и литология девонской соляной толщи на территории Днепровско-Донецкой впадины и тем более в пределах Бахмутской котловины изучены слабо. Эта толща здесь доступна для изучения лишь в ядрах солянокупольных структур, где первоначальное залегание ее пластов сильно нарушено и реконструкции на основании только бурения не поддается. Выделение здесь двух соленосных толщ, относящихся к франскому и верхам фаменского ярусов, в значительной степени обосновывается аналогиями с геологической обстановкой Припятского прогиба (Баранов, Мартынов, Самборский, 1959).

Основная масса девонских соленосных отложений представлена каменной солью, включающей пачки известковистых аргиллитов, глинистых известняков, аргиллитов, диабазов и туфобрекчий. Калийные соли заведомо девонских соленосных отложений были до сих пор обнаружены лишь в Роменской структуре, где в довоенные и послевоенные годы было пройдено значительное количество глубоких скважин.

Роменская структура расположена в 10 км к юго-востоку от г. Ромны. К ее юго-западному крылу приурочен соляной шток, имеющий в плане вид эллипса (с длинной осью около 5 и короткой около 2 км), вытянутого в северо-западном направлении. Диапировый соляной шток прорывает весь комплекс коренных надсолевых пород, включая и третичные. Форма его грибообразная с шириной карнизов до 300 м. Пласты каменной соли падают круто, местами почти вертикально. В сводовой части структуры соляная толща встречалась скважинами на глубинах от 42,2 до 230 м. Одна из глубоких скважин глубиной 3500 м из соляной толщи не вышла. Над солью залегают породы кепрока, представленные внизу гипсо-ангидритовой толщей мощностью около 30—50 м и сверху — мергелисто-глинистой тектонической брекчией с глыбами диабазов (до 20 м).

Более значительные калиепроявления на Роменской структуре обнаружены при проходке трестом «Полтаванефтегазразведка» в 1961 г. восьми глубоких скважин (Хрущов, Слутый, 1963). Скважинами 4 и 6 в восточной части соляного купола, где мощность кепрока превышает 100 м и кровля соляной толщи находится на глубине около 160 м, в каменной соли на ряде интервалов были обнаружены включения, прослойки и даже пропластки сильвинита. Каменная соль здесь включает прослой и обломки аргиллитов, известковистых глин, глинистых известняков и ангидрита. Текстура породы массивная, иногда неяснослоистая. Между кристаллами галита и по трещинам встречаются мелкие ограненные кристаллики ангидрита и ромбоэдры доломита. Содержание в каменной соли галита обычно составляет 98—99%.

Скв. 4 встретила пропласток сильвинсодержащей каменной соли в интервале 487,95—492,95 м, керн с которого был частично размыт. В образце керна с этого интервала определено содержание (в %): К — 2,8, Na — 29,45, Mg — 0,18, Ca — 2,09, Cl — 46,09, SO<sub>4</sub> — 4,98 и

нерастворимого остатка — 14,80. Таким образом, в породе содержится 72,48% галита и 5,34% сильвина, а также ангидрит и, возможно, небольшая примесь полигалита.

Скв. 6, пройденная в 450 м к северо-западу от предыдущей, встретила уже два пласта сильвинсодержащей породы на глубинах 528—534 и 606,3—702,0 м (забой). Сильвин представлен в каменной соли в виде мелких киноварно-красных, реже светло-розовых и бесцветных кристаллов либо прослоек мощностью от 1—2 см и более. При почти вертикальном падении соляных слоев сильвинитовые прослои имеют порой толщину, превышающую диаметр зерна (85 мм).

Структура сильвино-галитовой породы гранобластовая, идиоморфнозернистая. Галит преимущественно среднезернистый, а сильвин — мелкозернистый. Зерна сильвина изометричные или слегка вытянутые. В виде включений присутствуют ангидрит и пелитовые частицы. Светло-розовая окраска сильвина в виде облакоподобных пятен обусловлена включениями тонкодисперсных частиц, розово-желтая — присутствием мелких игольчатых кристаллов железистых минералов, а красновато-оранжевая — концентрацией табличек гематита и иголочек гидрогетита (?).

В верхнем пласте сильвинсодержащей породы по образцу с интервала 533—538 м содержание калия достигает 13,66%. В этом же образце содержится (в %): Na — 27,59, Mg — 0,09, Ca — 0,63, Cl — 54,93, SO<sub>4</sub> — 0,93 и нерастворимого остатка — 1,46. В образце более богатого сильвинита с этого же интервала содержание калия увеличивается до 22,73%, а остальных компонентов (особенно натрия и нерастворимого остатка) уменьшается.

В нижнем пласте сильвино-галитовой породы содержание калия изменяется в широком диапазоне от 0,32 до 18,76% (Хрущов, 1962). При сплошном опробовании 4—6-метровых интервалов зерна среднее содержание в пробе калия не превышает 3,90% (Павленко, 1961), тогда как в образцах, отобранных с интервалов 611,3—616,6, 647,3—652,3, 657,3—662,3, 662,3—667,3, 672,3—677,3, 680—685 и 690—695 м, соответственно составляет 12,31, 8,2, 14,56, 6,71, 15,33, 18,76 и 7,87 (Хрущов, Слуцкий, 1963). Содержание в породе магния не превышает 0,20%, а кальция составляет от 0,25 до 1,71%, при содержании SO<sub>4</sub> от 0,60 до 2,90%. Количество нерастворимого остатка изменяется от 0,15 до 6,06%. Содержание галита в породе изменяется от 63 до 92,4%.

Следует дополнительно отметить, что в 1962 г. при проведении Харьковской ГРЭС геохимической съемки на Роменской структуре (по водным вытяжкам из двухметровых скважин) были зафиксированы низкие отношения N : K в районе скв. 3 и 6 (ниже единицы), что также может рассматриваться как указание на присутствие калийных солей в недрах. Опробование промысловых жидкостей тоже показало повышенное содержание в них калия: по скв. 4 с интервала 520—650 м — 17—20 мг·экв/л, а по скв. 6 с интервала 611—620 м — 11—13 мг·экв/л и с глубины 633 м — 50 мг·экв/л (Павленко, 1961).

Таким образом, на наличие в верхнедевонских соленосных отложениях Роменской структуры калийных солей указывают данные опробования зерна и промысловых жидкостей по скв. 4 и 6, а также данные геохимической съемки.

### 3. СТРАТИГРАФИЯ НИЖНЕПЕРМСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ

Значительно больше данных получено к настоящему времени о стратиграфии и литологии (в том числе и о жалиеносности) нижнепермской соленосной формации региона. Стратиграфическая схема нижнеперм-

ских отложений Бахмутской котловины Л. П. Нестеренко (1956), разработанная и дополненная геологами треста «Артемгеология», ныне все более и более распространяется и на пермские отложения Днепровско-Донецкой впадины. По этой схеме (с дополнениями) в нижнепермском комплексе региона выделяются (снизу) картамышская, никитовская, славянская и краматорская свиты.

Л. П. Нестеренко выделил двенадцать (от  $Q_1$  до  $Q_{12}$ ) маркирующих карбонатных горизонтов и шесть так называемых «серых зон» среди пестроцветных отложений картамышской свиты, четыре (от  $R_1$  до  $R_4$ ) маркирующих карбонатных горизонта в разрезе никитовской свиты и четыре (от  $S_1$  до  $S_4$ ) — в разрезе славянской свиты. В разрезе славянской свиты, по данным артемовских геологов, наиболее устойчивы горизонты  $S_2$  и  $S_3$ . Горизонт  $S_1$  не прослеживается даже по всей территории Бахмутской котловины и не является маркирующим. Иное положение в разрезе горизонта  $S_4$  (пеллециподового), который залегает не в подошве, а в кровле надбрянцевского пласта; кроме того, выделены два его спутника — горизонты  $S_4'$  и  $S_4''$ . Установлены два новых маркирующих горизонта  $S_1'$  (группа прослоев известняка) и  $S_2'$  (карбонатный горизонт в ангидритовой «рубашке»). Новой в этой схеме является краматорская свита, выделенная в 1960 г. М. Л. Левенштейном.

Наиболее древними галогенными отложениями нижнепермского разреза являются пласты ангидрита, мощностью от 1 до 4 м, обнаруженные в 1962 г. на Спеваковском поднятии выше маркирующего горизонта  $Q_8$ . Таким образом, почвой нижнепермской галогенной формации следует считать указанный маркирующий горизонт, и к ней, следовательно, должна быть отнесена вышележащая верхняя часть разреза картамышской свиты. Пласты ангидрита в этой части разреза картамышской свиты встречены также на Каменной (скв. 32) и ряде других структур. В северо-западном направлении картамышская свита, по данным И. В. Галицкого (1963), прослеживается примерно до г. Полтавы. Наиболее значительную мощность до 900—1200 м она имеет в районе Славянск — Никитовка.

Никитовская свита сложена серыми аргиллитами, алевролитами, песчаниками, ангидритами, доломитами и доломитовыми известняками. В разрезе этой свиты имеются два мощных горизонта каменной соли (снизу) — спеваковский и славянский. Эти горизонты отчетливо выделяются в разрезах Шебелинской, Спеваковской (Павленко, 1961), а верхний из них в разрезах Славянской, Шандриголовской и других площадей центральной части Бахмутской котловины. Таким образом, в разрезе никитовской свиты можно выделить два крупных ритма соленакпления, завершившихся формированием мощных пластов каменной соли. Мощность спеваковского горизонта каменной соли до 50—60 м, а славянского — до 45 м в районе Славянска и до 100 м на Шебелинской площади. На сводах поднятий каменная соль замещается галопелитами. В Бахмутской котловине в разрезе никитовской свиты преобладают терригенные породы (70—90%) и особенно аргиллиты и алевролиты (60—80%). Роль галогенных отложений возрастает в ней с юго-востока на северо-запад. Мощность свиты местами достигает 250—300 м.

Славянская свита сложена ритмично чередующимися пластами аргиллитов, ангидритов и каменной соли, реже алевролитов, известняков и доломитов. В северо-западном направлении количество терригенных пород в разрезе свиты уменьшается, а карбонатных пород — увеличивается. В разрезе славянской свиты выделяются пять крупных ритмов

соленакпления, заканчивающихся в Бахмутской котловине мощными горизонтами каменной соли (снизу) — карфагенским, подбрянцевским, брянцевским, надбрянцевским и красносельским. На соляных структурах юго-восточной части Днепровско-Донецкой впадины И. В. Галицким также выделяется пять ритмов (циклов) соленакпления, наиболее полно представленных в разрезе Коломакской структуры. В некоторых ритмах, например на Колонтаевской, Октябрьской и Машевской структурах, некоторые горизонты каменной соли замещаются галопелитовыми или глинистыми породами.

Для славянской свиты характерен следующий средний литологический состав пород: каменной соли 40—60% и ангидрита 20—30%; иногда в Бахмутской котловине довольно много аргиллита и алевролита — до 20—30%, а на юго-востоке Днепровско-Донецкой впадины до 15—20% карбонатных пород. Мощность свиты изменяется от 100 до 650 м. Местами в краевых частях бассейна отмечается несогласное залегание пород славянской свиты на отложениях никитовской свиты, а местами (например, на Октябрьской площади) и на картамышской. В этих случаях разрез славянской свиты начинается гравелитами и песчаниками. Породы свиты развиты на значительной площади Днепровско-Донецкой впадины и прослеживаются далеко на северо-запад, где их мощность, однако, сокращается до 100—150 м.

Краматорская свита, видимо, местами залегает с некоторым перерывом на славянской, так как начинается горизонтом красочетных песчаников и алевролитов с зеленовато-серыми пятнами, мощность которого значительно меняется от нескольких до 54 м. В породах этого горизонта, получившего название пятнистого или белбасовского, наблюдаются включения и даже прослои каменной соли со значительной примесью красно-бурого алевролита. Интересно, что «глетчерообразное растекание» карнизов девонской соли, как это показано на Машевской структуре И. В. Галицким (1963), происходило по контакту славянской и краматорской свит.

Остальная часть разреза краматорской свиты (выше белбасовского горизонта) сложена преимущественно каменной солью (80—90%) с прослоями ангидрита, алевролитов, реже глины и доломитов. Каменная соль белая и оранжевая, терригенные породы, а местами даже ангидриты, — красновато-бурые. Свита представляет собой единый ритм соленакпления — восьмой и завершающий ритм нижнепермской галогенной формации региона. С ней и связаны в основном обнаруженные ныне калие проявления. Они представлены не только сильвином и карналлитом, но и сульфатными солями, такими как кизерит, лангбейнит, шенит и эпсомит. Краматорская свита также прослеживается далеко на северо-запад до района Ични и Нежина. На юго-востоке Бахмутской котловины площадь распространения этой свиты меньше, чем ниже лежащей славянской свиты. Максимальная мощность краматорской свиты в Бахмутской котловине до 500 м, а на Машевской структуре до 600 м. На различных горизонтах краматорской свиты залегает пачка ангидрита, переслаивающегося с загипсованным алевролитом, которая завершает разрез нижнепермской галогенной формации региона либо является гипергенным ее образованием.

#### 4. КАЛИЕНОСТЬ НИЖНЕПЕРМСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ

На северо-западе Днепровско-Донецкой впадины калийные соли встречены на Вертиевской, Кошелевской, Ичнянской и Озерянской структурах, на юго-востоке — на Машевской, Октябрьской и Коломак-





в верхней части нижнепермских соленосных отложений, так и в интервале 1755—1770 м.

Интересно, что в керне нижнепермских галогенных отложений скв. 203 обнаружены незначительные минералогического характера проявления сульфоборита.

На Кошелевской площади, расположенной в 10 км к северо-востоку от предыдущей, калийно-магниево-соли встречены скв. 204. Кошелевская структура является симметричной брахиантиклинальной складкой северо-западного простирания размером  $5 \times 3$  км. Галогенную нижнепермскую толщу в сводовой части структуры скв. 204 вскрыла на глубине 1660—1908 м под пестроцветными верхнепермскими песчаниками и алевролитами. В верхней части разреза нижнепермской галогенной толщи, представленной каменной солью с прослоями ангидритов, известняков и глин, в интервале 1712—1718 м Д. П. Хрущовым и Б. Ф. Исаченко обнаружена карналлитовая порода. Содержание в образце этой породы  $MgCl_2$  достигает 25,41%, а  $KCl$ —29,26%. Содержание в породе карналлита не менее 83%. По скв. 204 с интервала 1712—1718 м в нерастворимом остатке соляной породы, содержание которого достигает 4%. Во вмещающей каменной соли отмечено присутствие сульфата магния, местами до 29,27% (видимо, за счет кизерита).

По этой скважине на интервале карналлитового пласта гамма-каротажем отмечена незначительная радиоактивность, тогда как ниже, в интервале 1720—1733 м, она повышена и составляет 18 гамм. На аномальном интервале одновременно отмечены резкие понижения на диаграмме нейтронного каротажа.

На Ичнянской площади, находящейся в зоне центрального грабе-на Днепровско-Донецкой впадины, выделяются несколько соляных поднятий (Ичнянское, Буромское, Ивангородское и другие). Более высоко к дневной поверхности галогенные отложения приподняты на Ивангородском поднятии. В сводовой части структуры соленосные породы перекрыты лишь палеогеновыми отложениями, которые залегают на размытой поверхности пермских, триасовых, юрских и меловых пород, приподнятых соляным штоком.

На крыльях Ивангородского поднятия присутствует мощная толща нижнепермских солей, а в ядре предполагается присутствие верхнедевонских солей. Мощность соляного массива у свода структуры, видимо, более 2000 м. На западном крыле Ивангородского купола скважинами 7-р и 11-р, встретившими нижнепермские подсолевые отложения на глубинах несколько более 2500 м, была пройдена соляная толща мощностью более 1000 м, где, очевидно, имеется смешение девонских и пермских солей. В присводовой части восточного крыла скв. 1-р и 6-р под верхнепермскими отложениями на глубинах 1200—1600 м также были вскрыты мощные соленосные отложения (Смелянский, Бирбраер, 1963).

В Гужовской межкупольной зоне, заключенной между Ичнянским, Буромским, Парафиевским и Гмырянским соляными куполами и ограниченной зонами нарушений, при проходке скв. 3-р с глубины 1930 м был вынесен в шламме образец богатого сильвинита с содержанием (в %):  $KCl$ —90,3,  $NaCl$ —6,23,  $CaSO_4$ —0,91 и нерастворимого остатка—1,78 (Исаченко, Хрущов, 1963). Сильвинит пестроокрашенный мелкозернистый, на красном фоне наблюдаются бесцветные или серовато-рыжеватые кристаллы. Рентгеноструктурным анализом (выполнен А. О. Карпенко) также было подтверждено, что порода представлена чистым сильвином.

Галогенная толща, пройденная скв. 3-р на интервале 1899—1975 м, подстилается каменноугольными отложениями (до глубины 3100 м) и перекрывается верхнепермскими аргиллитами. В межкупольной зоне галогенные отложения, таким образом, являются нижнепермскими. Здесь также, видимо, развита краматорская свита.

На Озерянской структуре, расположенной к востоку от г. Прилуки, также в пределах центрального грабена встречена довольно мощная нижнепермская хемогенная толща. В верхней половине разреза она представлена преимущественно бесцветной каменной солью, чередующейся с серыми и пестроцветными ангидритами и известняками и содержащей тончайшие прослойки ангидрита и включения красной глины. Имеются подчиненные прослойки алевролитов, пестроцветных глин и серых доломитов. Здесь также выделяется краматорская свита. Мощность галогенной толщи более 300 м.

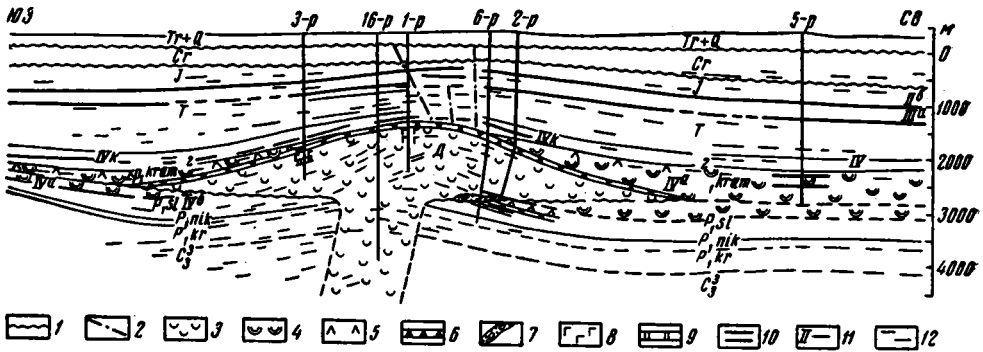
Скв. 1-р под верхнепермскими песчаниками, глинами и алевролитами на глубине 1808—2116 м шла по нижнепермской галогенной толще, а еще глубже — по каменноугольным отложениям. Галогенная толща по скважине представлена каменной солью с подчиненными прослоями ангидритов. В каменной соли из керна скв. 1-р. с интервала 1931—1939 м обнаружено присутствие 1,48% калия. Гамма-каротажем на интервале 1913—1943 м отмечается аномальная радиоактивность.

На соседней Гнединцевской брахиантиклинальной структуре, расположенной несколько юго-восточнее и имеющей длину около 10 и ширину 4—5 км, мощность нижнепермских отложений невелика. На своде они представлены в основном карбонатами, а в сводовой части еще и ангидритами. По скв. 5 они встречены на глубине 1777 м (Литвинов, 1961). Ниже скв. 2 в нижнекаменноугольных отложениях на глубине 3388—3396 м были встречены рассолы с минерализацией 256,7 г/л, высоким содержанием брома 2,2 г/л и значением хлор-бромного коэффициента, равным 160 (Швай, 1963). Это может свидетельствовать о формировании солевого состава этих рассолов за счет растворения калийных солей на соседней периферийной части нижнепермского солеродного бассейна, представлявшей, возможно, в пред-верхнепермское время своеобразный «край выщелачивания».

На юго-востоке Днепровско-Донецкой впадины наиболее значительные калиепроявления до сих пор обнаружены на Машевской структуре. Здесь встречен довольно пестрый комплекс калийно-магниевого солей, тогда как на других соляных структурах этой части региона до сих пор встречен только полигалит (Октябрьская, Коломакская) или калиеносность предполагается по данным гамма-каротажа (Крестинская, Красно-Павловская) или данным геохимии и гидрохимии.

Машевское поднятие, тяготеющее к южной части центрального грабена (юго-восточнее г. Полтавы), представляет собой брахиантиклинальную структуру северо-западного простирания, длиной до 12,5 и шириной 10,5 км. Структура является скрытодиапировой, так как девонская соляная толща в сводовой ее части поднимается дайкообразно, приподнимает надсолевой комплекс и глетчeroобразно внедряется в толщу нижнепермской каменной соли. Сводовую часть соляной структуры, как предполагается, слагает девонская каменная соль. На крыльях глетчeroобразные навесы девонской каменной соли мощностью до 900 м имеют горизонтальное распространение до 2—3 км. Нижнепермские соленосные отложения в сводовой части структуры отсутствуют, на северо-восточном крыле их мощность составляет около 1000 м.

В разрезе соленосных отложений Машевской структуры И. В. Галицкий (1963) выделяет три толщи. Нижняя соленосная толща сложена белой каменной солью, ангидритами, доломитами и глинами. Она имеет нижнепермский возраст и сопоставляется по наличию известняка  $S_3$  (скв. 7-р) со славянской свитой. В районе сводовой части структуры верхняя часть разреза нижней соленосной толщи, очевидно, размыта. Об этом свидетельствует наличие по скв. 6-р в ее кровле (глубина 2862—2863 м) конгломерата с крупными обломками пелитоморфных пород, кварцитовидных алевролитов и песчаников, доломитов и альбитизированных диабазов. Местами мощность славянской свиты достигает 300—400 м.



Фиг. 2. Схематический сейсмогеологический разрез через Машевскую структуру (составил И. В. Галицкий по сейсмическим материалам О. Т. Шуфлата, М. Г. Турчаненко и О. Э. Кононенко).

1 — линии перерывов и несогласий, 2 — разрывные нарушения, 3 — девонская каменная соль, 4 — нижнепермская каменная соль, 5 — ангидрит, 6 — брекчия, 7 — конгломерат, 8 — диабаз, 9 — доломит, 10 — калийные соли, 11 — сейсмический отражающий горизонт, 12 — отражающие площадки

Средняя соленосная толща развита преимущественно в сводовой части соляной структуры, где ее мощность превышает 1000 м. В глетчерообразных навесах она, постепенно выклиниваясь, распространяется в направлении крыльев на протяжении 2—3 км и как бы перекрывает отложения славянской свиты. Сложена средняя соленосная толща каменной солью с глыбами диабазов, обломками ангидрита, аргиллитов и известняков. В аргиллитах обнаружены девонские споры. Соль эта имеет девонский возраст (фиг. 2).

Верхняя соленосная толща, параллелизуемая с краматорской свитой, сложена преимущественно белой полупрозрачной и красновато-коричневой каменной солью с пропластками глин и ангидрита. Местами в каменной соли отмечаются значительные количества магнезита, ангидрита и растительные органические остатки. В ней имеется значительное количество зерен кварца, реже полевого шпата и обломки эффузивов.

Среди соленосных отложений краматорской свиты по керну скв. 5-р, пройденной на северо-восточном крыле Машевского поднятия, на значительном расстоянии от ее свода (за пределами навеса девонской соли) были обнаружены два горизонта калийных солей.

Скв. 5-р вошла в нижнепермские соленосные отложения на глубине 2304 м и шла по ним до забоя (3000 м). По данным сейморазведки, белбасовский горизонт, начинающий разрез краматорской свиты, был отбит в интервале 2850—2880 м. Таким образом, мощность краматорской свиты по скв. 5-р составляет 576 м. Примерно 120 м ниже бел-

басовского горизонта скважина прошла по отложениям славянской свиты. Около 90% разреза краматорской свиты сложено каменной солью, остальную составляют прослои красновато-коричневых глин и ангидритов. Более значительные количества магнезита, доломита и терригенной примеси отмечаются в верхних горизонтах каменной соли.

Нижний горизонт калийно-магниевых солей скв. 5-р встретила в краматорской свите в интервале 2802—2808 м. Керн здесь представлен кроме белой каменной соли, кизеритом и карналлитом. По данным С. В. Ходьковой, изучившей под микроскопом три образца керна с этого интервала, среди каменной соли кизерит представлен вверху в виде значительной примеси, внизу — в виде примеси и прослоев. Зерна галита размером до 2,5 мм, нередко удлинённые. В некоторых зернах имеются остатки структурного рисунка — цепочкообразно ориентированных кубических микропустоток, заполненных рапой с пузырьками газа.

Кизерит мелко- и микрозернистый встречается в виде примеси или скоплений округлых сгустков между галитовыми зёрнами. В средней и нижней частях разреза калиеносного интервала, где кизерита значительно больше, он слагает прослои. Эта часть керна кавернозна, в невыщелоченном керне обнаруживается карналлит. В верхней части разреза калиеносной зоны радиально-лучистый ангидрит образует веерообразные внедрения в зёрна галита.

При длительном хранении керна последний, по наблюдениям И. В. Галицкого, в некоторых пропластах этого же интервала покрылся рыхлой пушистой коркой, а галит пронизали кристаллы эпсомита с четкой огранкой, имеющие явно вторичное происхождение. В выветрелой породе наблюдаются отдельные сферолиты колеманита. Химическим анализом штафа был определен следующий состав этой выветрелой породы (в %): Na — 32,38, K — 3,32, Ca — 0,90; Mg — 2,14, Cl — 52,32, SO<sub>4</sub> — 9,40, CO<sub>2</sub> — 0,90, R<sub>2</sub>O<sub>3</sub> — 0,15, нерастворимого остатка — 0,23. И. В. Галицкий считает, что указанные пропластки быстро выветривавшейся породы могли быть сложены галитом, каинитом и лангбейнитом.

По данным Е. А. Крюнер и др., горькая на вкус белоснежная матовая мелкокристаллическая соль была встречена на более значительном интервале от 2770 до 2810 м.

Верхний калийный горизонт скв. 5-р встретила на глубине 2655—2665 м (обнаружен И. В. Санаровым). С этого интервала подняты образцы сильвинита. Следует отметить, что непосредственно выше в интервале 2620—2650 м гамма-каротажем установлены повышенные значения радиоактивности (10—20 гамм), что свидетельствует о более значительной мощности сильвинитсодержащего горизонта.

Образцы с интервала 2655—2665 м сложены белой и беловато-розовой мелкозернистой каменной солью с хорошо ограненными (часто кубическими) отдельными крупными кристаллами и гнездами сильвина темно- и светло-коричневого полупрозрачного. Под микроскопом, по И. В. Галицкому, порода идиоморфнозернистая. Сильвин розоватый с многочисленными тончайшими иголочками гематита, образующими решетку. Нередко в сильвине наблюдались мелкие кристаллики галита. Это свидетельствует об одновременной кристаллизации сильвина и галита. По данным анализа, проведенного Е. А. Крюнер, различных образцов, в сильвинитах указанного интервала содержится калия от 7,74 до 31,3%. Полный химический анализ одного из образцов, выполненный в «Полтаванфтегазразведке», показал содержание в нем (в %):

Na — 29,37, K — 7,74, Mg — 0,02, CaO — 2,17, Cl — 53,94, SO<sub>4</sub> — 3,05. В другом образце с этого интервала было обнаружено (в %): Na — 22,60, K — 20,69, Ca — 1,56, Cl — 52,30, SO<sub>4</sub> — 3,54, CO<sub>2</sub> — 0,90, нерастворимого остатка — 0,09. Таким образом, по этим анализам содержание в породе сильвина составляет 15,7 и 36,7%.

В средней и нижней частях разреза краматорской свиты в керне скв. 5-р редкие включения калийных солей встречались почти повсеместно.

Следует отметить, что, кроме скв. 5-р, по данным гамма-каротажа отмечается повышенная радиоактивность соленосных отложений по скв. 1-р (1990—1998 м) и скв. 2-р (1965—1970 м), пройденным в сводовой части структуры. Эти калиепроявления связаны либо с поднимающимися сюда и выклинивающимися соленосными отложениями краматорской свиты, либо с самой верхней частью девонского соляного штока. В последнем случае проявления калийных солей могли быть связаны с последующей кристаллизацией их из остаточных маточных бассейнов краматорского солеродного бассейна, которые могли пропитывать верхнюю часть девонского соляного штока, являвшуюся дном бассейна или слабо возвышавшуюся над его уровнем.

Октябрьская площадь, расположенная юго-восточнее Машевской, близ г. Краснограда (в южной краевой зоне грабена), представляет собой брахиантиклиналь северо-западного простирания и с несколько дугообразно изогнутой осью. По кровле подсолевых отложений свод структуры по сравнению со структурой подошвы отложений оксфорда смещается к юго-западу на 2 км. По кровле карбона в пределах изогипсы 2050 м размеры брахиантиклинали — 12,3 × 3 км, а амплитуда около 120 м. В пределах антиклинали выделяются два купола — Федоровский и Верхне-Ланновский.

Разрез нижнепермских отложений начинается однообразная пестроцветная толща песчано-глинистых пород с очень редкими прослоями доломитов, имеющая незначительную мощность. В ней выделяются картамышская и никитовские свиты. На пестроцветных отложениях с перерывом залегают гравелиты и ангидритовые брекчии (скв. 1-р и 7-р), а выше — переслаивающиеся песчаники, алевролиты, глины, доломиты, ангидриты и каменная соль славянской свиты, общей мощностью до 200—280 м. В двух нижних ритмах соленакопления в разрезе славянской свиты пласты каменной соли замещены гидрослюдистыми карбонатными глинами с примесью доломита.

Вышележащие отложения краматорской свиты местами, видимо, залегают на размытой поверхности пород славянской свиты. Разрез краматорской свиты начинается горизонтом красноцветных песчаников и алевролитов с кристаллами галита, аналогичных породам белбасовского горизонта. Мощность этого горизонта менее 5 м. Выше лежит сравнительно мощная толща каменной соли с редкими маломощными прослоями доломита и ангидрита. В прослоях коричнево-красной каменной соли отмечаются скопления магнезита и ангидрита. Около 80—90% разреза этой толщи сложено белой крупнозернистой каменной солью с прослоями и рассеянной примесью терригенного материала. В ней имеется примесь зерен длиннопризматического ангидрита, а иногда и полигалита (по скв. 2-р до 0,15% калия). Содержание галита в каменной соли обычно превышает 95%.

В средней части разреза краматорской свиты скв. 6-р в интервале 1584—1592 м вскрыла оранжевую и оранжево-белую полигалито-галитовую породу крупнозернистую неравномернослоистой текстуры. Порода слагают чередующиеся прослои галита, мощностью 3—5 мм, и по-

лигалита, толщиной до 2 мм. В пяти образцах жерна длиной 2,9 м, поднятого с этого интервала и изученного в шлифах И. В. Галицким, отмечается значительное изменение в породе содержания полигалита. В табл. 1 приводятся полные анализы трех образцов полигалито-галитовой породы и полигалитсодержащей каменной соли, отобранных из жерна скв. 2-р и 6-р и выполненных «Полтаванефтегазразведкой». По этим анализам минералогический состав полигалито-галитовой породы по скв. 6-р представляется таким (в %): галита — 88,8, полигалита — 10,8, кальцита — 0,4.

Текстура полигалито-галитовой породы слоистая, структура изогнуто-волоконистая. Полигалит радиально-лучистый, часто узловатый, иногда петельчатый. Часто он образует участки со спутанно-волоконистым,

Таблица 1

## Химические анализы образцов полигалитсодержащих пород (скв. 2-р и 6-р), %

№ скважины	Глубина, м	Na	K	Mg	CaO	Cl	SO <sub>4</sub>	CO <sub>2</sub>	R <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Нерас- творимый ос- таток	Сумма
2-р	1563—1660	37,26	0,15	0,05	0,90	57,50	1,51	—	—	—	—
6-р	1584—1592	34,48	1,04	0,37	2,25	52,17	7,41	—	—	—	—
	1622—1630	34,13	1,7	0,87*	2,84	53,05	6,99	0,16	0,10	0,15	100,43
		37,70	0,10	0,16	0,97	58,36	1,65	—	—	—	—

\* Приведено содержание MgO.

реже с мелкоагрегатным строением. Иногда встречаются таблитчатые и призматические кристаллы полигалита. Часть полигалита приурочена к микротрещинам в галите, по которым также проникают гидроокислы железа, обычно окрашивающие полигалит в оранжевый цвет.

В одном из образцов с этого интервала С. В. Ходькова в каменной соли обнаружила примесь кизерита мелко- и микрозернистого. Кизерит встречен как в зернах галита, так и между ними. В этой породе отмечены редкие мелкие белые включения ангидрита.

В верхней части разреза краматорской свиты в коричневой породе присутствует магнезит, ангидрит и галит. Кровлю свиты слагает горизонт ангидритовых брекчий мощностью около 12 м.

Мощность краматорской свиты на Октябрьской структуре изменяется от 84 до 180 м. Благодаря выпадению горизонтов вследствие выщелачивания она сокращается по направлению к борту впадины.

На Голубовско-Ильичевской площади, расположенной несколько юго-восточнее Октябрьской структуры непосредственно в южной зоне краевых дислокаций Днепровско-Донецкой впадины, верхние горизонты славянской свиты подверглись размыву (скв. 31-р), а лежащие на них с перерывом краматорские отложения представлены песчано-глинистыми породами. Мощность этих двух свит невелика и составляет по скв. 31-р для славянской свиты 98 м и для краматорской 46 м.

Очень интересно, что на этой площади, которую можно рассматривать как юго-западный «край выщелачивания» нижнепермских соленосных отложений, в рассольных водах ниже- и среднекаменноугольных горизонтов, имеющих минерализацию до 118 г/л, Е. А. Крюнер отмечает содержание бора и брома. Это также может свидетельствовать о том, что солевой состав рассолов формировался при размыве калийных солей этой или соседних площадей.

Крестищенское поднятие, находящееся севернее г. Краснограда, в средней части центрального грабена имеет размеры свода  $12 \times 7$  км. Под верхнепермскими отложениями скв. 3 и 4 в соляном штоке встречены глыбы и обломки вулканических пород. По скв. 7-р среди солей в интервалах 1948—1952 и 2637—2650 м гамма-каротажем отмечено повышенное значение радиоактивности. По этим данным можно предполагать присутствие в соленосных отложениях калийных солей и более значительной мощности соленосных отложений, их включающих, чем это имело место даже на Машевской структуре. Здесь их мощность превышает 700 м, если это не искажено соляной тектоникой.

На границе центральной и северной краевой частей Днепровско-Донецкого грабена калиепроявления или коовенные их признаки отмечались на Коломакской структуре, Колонтаевской площади и Карайкозовском штоке.

Коломакская структура расположена в 50 км к юго-западу от г. Харькова. Нижнепермские отложения здесь полностью пересечены скв. 4-р (в присводовой части) в интервале 2264—2606 м и скв. 14-р (на юго-восточной периклинали) в интервале 2314—2908 м. Внизу они представлены пестроцветными глинистыми породами с маломощными прослоями доломитов (до 1—2 м) и включениями ангидрита. Далее следует толща серых гидрослюдистых глин, мощностью до 25 м с включениями и прослоями ангидрита. Средняя мощность этих отложений составляет 90 м.

Выше без перерыва залегает славянская свита, сложенная преимущественно доломитами, ангидритами и каменной солью. По скв. 14-р И. В. Галицким в ее разрезе выделяется пять крупных ритмов соле-накопления, представленных внизу доломито-ангидритовыми пачками с пропластками глин и каменной соли, а сверху — пластом каменной соли. Мощность ритмов изменяется от 46 до 93 м, а мощность пластов каменной соли составляет от 47,7 до 60,3%. Каменная соль обычно белая кристаллическая, в верхнем ритме свиты с годичными слоями ангидрита. Мощность славянской свиты изменяется от 175 (на своде) до 340 м, причем суммарная мощность несолевых пород разреза в этих пунктах почти не изменяется (159 и 162 м).

Краматорская свита встречена скв. 1-р, 2-р, 5-р и 14-р и сложена главным образом каменной солью (около 80%) и подчиненными прослоями ангидритов и доломитов. Каменная соль белая, местами с зональной структурой. Основная ее масса представлена изотропным галитом с примесью, отдельными кристаллами и скоплениями полигалита, иногда в виде петельчатых образований вокруг зерен галита. Химический состав полигалитсодержащей каменной соли по скв. 2-р с глубины 2482—2491 м, по В. Г. Бондаревой, следующий (в %): Na — 38,66, K — 0,40, MgO — 0,12, CaO — 0,75, Cl — 59,21 и SO<sub>4</sub> — 2,34, т. е. в ней содержится 96,5% галита и 3,5% полигалита. Кроме лучистых обособлений полигалита, в единичных образцах каменной соли В. Д. Коган и В. И. Андреева отмечают присутствие радиально-лучистых сферолитов волокнистого минерала с  $N < 1,544$ , положительным удлинением и косым угасанием (глауберит?).

В кровле соляных пород краматорской свиты залегают серовато-белые ангидриты и ангидритовые брекчии с многочисленными кристаллами пирита. Их мощность около 20 м, а мощность краматорской свиты в соленосных фациях до 230 м.

На Колонтаевской структуре, расположенной северо-западнее Коломакской, в разрезе славянской свиты только в двух нижних ритмах имеются пласты каменной соли. В трех других ритмах последние за-

мещены: в третьем ритме глинистыми доломитовыми мергелями, а в пятом — глинистыми доломито-ангидритами, содержащими до 10% ангидрита. Нижние пачки ритмов представлены доломито-ангидритовой породой. Мощность славянской свиты изменяется от 179 до 228 м.

Краматорская свита, по-видимому, представлена на Колонтаевской структуре красноцветными глинисто-алевролитовыми породами с обломками белого ангидрита, залегающими в виде прослоев. Ее мощность до 30—40 м.

Наличие магнезита в доломито-ангидритовых породах верхней части разреза славянской свиты, что обычно характерно для пород краматорской свиты, замещение пластов каменной соли в верхних ритмах славянской свиты, видимо, свидетельствуют о близости береговой линии или процессах выщелачивания. Интересно, что при проведении в 1962 г. геохимической съемки А. В. Павленко отметил в водных вытяжках проб из забоя двухметровых скважин, пройденных в районе скв. 216, что отношение в них  $\text{Na} : \text{K}$  ниже единицы. На этом основании этот исследователь данный участок рассматривал как перспективный для поисков калийных солей. Однако учитывая, что соленосных фаций краматорской свиты здесь не отмечается, возможно, вышеуказанные аномалии связаны с наличием в недрах не калийных солей, а вод выщелачивания, содержащих калий. Это, однако, может говорить о наличии калийных солей в недрах на соседних площадях.

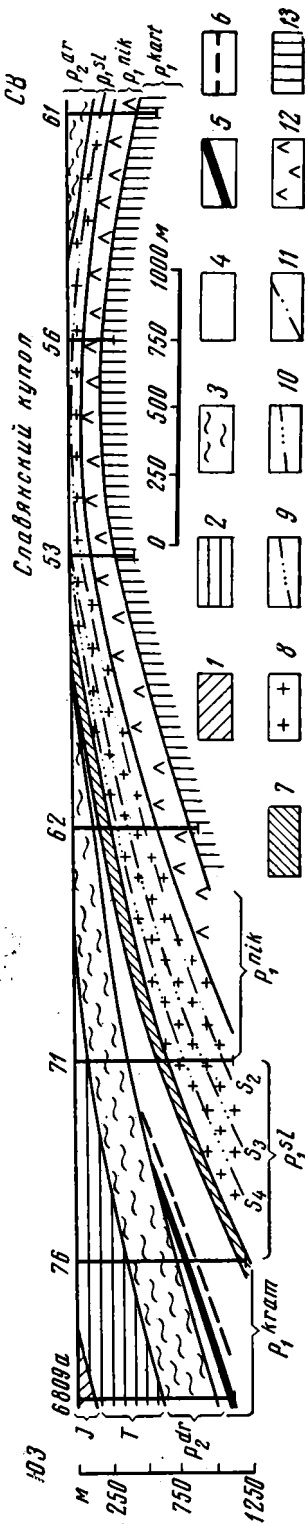
Следует отметить, что и на соседнем Карайкозовском куполе, по данным гидрохимической съемки А. В. Павленко, в районе скв. 118 коэффициент  $\text{Na} : \text{K}$  также ниже единицы.

На Красно-Павловском соляном штоке, в 25 км к северу от Лозовой, скв. 550 в сводовой части структуры, пройдя верхнепермские отложения, на глубине 577 м, вошла в брекчированные породы кепрока. В разрезе кепрока выделяются: нижние ангидриты (12 м), средняя ангидрито-карбонатная толща (6 м) и верхняя карбонатная толща (22 м). На глубине 616 м скважина вошла в толщу каменной соли, по которой шла до забоя (глубина 1198 м). В каменной соли на глубине 1030—1035 м обнаружены хлорито-кварцево-полевошпатовые кристаллические сланцы, которые, как предполагают, являются отторженцами пород кристаллического фундамента, приподнятыми солью. Подъем соли продолжался до верхнепермского времени, так как в верхнепермских отложениях этой структуры встречены обломки девонских пород. Таким образом, соляные породы Красно-Павловского штока, видимо, преимущественно следует рассматривать как девонские. Соотношения их с нижнепермскими солями остались здесь неясными.

По данным гамма-каротажа, скв. 550 в интервале 930—937 м отмечена повышенная радиоактивность солей, что может свидетельствовать о присутствии на этом интервале калийных солей. Эти калиепроявления, однако, связаны, возможно, не с нижнепермской, а с девонской галогенной толщей, хотя, учитывая залегание девонских солей между славянской и краматорской свитами на других структурах (Машевской), они также могут быть и краматорскими.

На территории Бахмутской котловины, где нижнепермские галогенные отложения изучены наиболее детально, калийные соли впервые были обнаружены скв. 76, пройденной на юго-западном крыле Славянского купола юго-западнее г. Славянска. В дальнейшем калийные соли были обнаружены на этой же площади скв. 6809а в районе Приволья (в 15 км к северо-западу от г. Артемовска) скважинами 6901 и 6950, а также на Святогорской площади скв. 137 и на Каменской площади скважинами 30 и 1-с (на севере Бахмутской котловины).





Фиг. 3. Геологический разрез через юго-западное крыло Славянского купола (составил С. М. Корневский по материалам В. П. Боброва и М. Л. Левенштейна, 1963).

1 — юрские отложения, 2 — триасовые отложения, 3 — верхнепермские отложения (дроновская свита), Нижняя пермь: 4 — галогенные отложения краматорской свиты, 5 — верхний силванито-карбонатный горизонт, 6 — нижний силванитовый горизонт, 7 — пятый белбасовский горизонт, 8 — галогенные отложения Славянской свиты, 9 — маркирующий карбонатный горизонт  $S_1$ , 10 — маркирующий карбонатный горизонт  $S_2$ , 11 — маркирующий карбонатный горизонт  $S_3$ , 12 — отложения никитовской свиты, 13 — отложения картамывской свиты

Именно здесь была впервые выделена в 1960 г. М. Л. Левенштейном (1961) новая краматорская свита, завершающая разрез нижнепермских отложений донецкой перми, с которой связаны все известные здесь калиепроявления.

Краматорская свита на этих площадях представлена внизу белбасовским горизонтом (3—41 м), а выше — преимущественно красно-бурой каменной солью, в нижней трети с прослоями белой каменной соли. В ней имеются следы зонально-кристаллического строения с «отрицательными кристаллами». Каменная соль загрязнена красно-бурым терригенным материалом. В ней отмечаются редкие, обычно мало-мощные прослои ангидритов и алевролитов. Прослои известняков, доломитов и типичных серых аргиллитов отсутствуют. Преобладание красно-бурой окраски пород связано с высоким содержанием в них  $Fe_2O_3$ : в алевролитах — 1,5%, в каменной соли, загрязненной терригенным материалом, — 1%. В разрезе свиты имеется до 20 пластов ангидрита мощностью до 1 м (только два 3,5 и 5 м) и 8 пластов засоленных алевролитов мощностью до 3 м (один 16 м). Разрез краматорской свиты завершает пачка ангидритов с прослоями красно-бурых алевролитов. Мощность части свиты, вскрытая при бурении, до 500 м.

Юго-западнее г. Славянска отложения краматорской свиты встречены скважинами 62, 71, 76, 85 и 6809а (фиг. 3). По данным бурения, в направлении погружения краматорских отложений на юго-западном крыле Славянского купола в верхней части разреза свиты появляются все новые горизонты, а мощность ее увеличивается. Так, по скв. 62, где кровля свиты была встречена на глубине 124 м, ее мощность составила всего около 45 м.

В 1,7 км к юго-западу скв. 71 достигла кровли краматорской свиты уже на глубине 376 м и прошла по ней почти 265 м. Еще в 1,5 км к юго-западу скв. 76 вошла в краматорскую свиту на глубине 726 м и шла по ней до глубины 1190 м. Наконец, в 1 км к юго-западу скв. 6809а прошла по верхней части разреза краматорской свиты на глубине от 989,4 до 1155,3 м. По сравнению с ее разрезом в районе скв. 76 наращивание мощности свиты в направлении глубокой части Краматорско-Часов-Ярской мульды замедляется.

Калийные соли были обнаружены в разрезе скважин, пересекавших более полные разрезы краматорской свиты, что связано с приуроченностью калиеносных горизонтов к верхней части разреза свиты. По скв. 76 краматорская свита сложена на 84% пластами каменной соли (с примесью терригенного материала от 1 до 50%), на 10,3% пропластками алевролита, на 5,1% — ангидрита, на 0,6% — аргиллита. Калийные соли встречены в керне этой скважины на интервале 738,75—789,3 м, где макроскопически В. П. Бобров обнаружил карналлит и сильвин, а петрографы О. П. Рябченко и Н. С. Устинович еще отметили полигалит, кизерит и лангбейнит.

Карналлит в виде незначительной примеси, включений и гнезд обнаружен в интервале 751,3—789,3 м, а макроскопически различаемые кристаллы — в интервале 767,7—789,3 м. Обычно содержание карналлита в образцах каменной соли и сильвинита не превышает 10—15%. Только в интервале 777,3—778,5 м в образцах, сложенных карналлитовой породой, содержание карналлита достигает 72, галита 25%; в виде примеси присутствуют сильвин, ангидрит и пелитовый материал. Зерна карналлита темно-бурые с извилистыми краями. Ниже, до глубины 780,6 м, в каменной соли присутствует карналлит. Химический анализ образца карналлитовой породы с глубины 778,6 м показал содержание (в %): К—8,77, Mg—5,54, Na—17,52, Ca—1,49, Cl—51,04, SO<sub>4</sub>—3,44, NO<sub>2</sub><sup>+</sup>—12,06, Br—0,05, нерастворимого остатка—0,53, сумма—100,46.

Таблица 2

Химические анализы образцов сильвинита из скв. 76, %

Глубина, м	K	Na	Mg	Ca	Cl	SO <sub>4</sub>	Br	B <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Нерастворимый остаток	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	Сумма
773,4	27,90	15,33	0,93	0,15	52,81	0,12	0,03	—	0,70	2,6	100,77
774,5	15,21	24,38	0,88	0,42	54,66	1,40	0,02	0,008	1,72	2,35	101,04
775,5	21,45	20,82	0,40	0,89	52,99	2,00	0,02	0,001	0,76	1,27	100,6

Сильвин в виде зерен и кубических включений обнаружен в интервале 761,0—789,3 м. Его содержание в образцах каменной соли обычно не превышает 5—10%. Лишь в интервале 773,4—774,4 м, где керн представлен сильвинитом, его содержание местами возрастает до 65%. Сильвинит бесцветный, с голубоватым оттенком, опаловидный, гигантокристаллически-зернистый. Зерна сильвина, водяно-прозрачные, опаловидные, желто-розовые, местами с «отрицательными кристаллами». Зерна галита неправильной или кубической формы (около 30%). Имеется вкрапленность карналлита (до 0,2—0,8 см) темно-бурого с извилистыми краями (10—15%) и незначительная примесь радиальнолучистых и игольчатых кристаллов полигалита.

По полевому описанию сильвинит голубоватого цвета был выделен на большем интервале от 773,4 до 777,3 м. Это подтверждается и хи-

мическими анализами образцов, приведенными в табл. 2. Однако микроскопические исследования образцов керна с интервала 774,4—777,3 м (между карналлитовым и сильвинитовым пропластками) показали, что он сложен каменной солью с включениями сильвина и карналлита. Быть может, на этом интервале чередуются прослои и пропластки каменной соли и сильвинита.

Секционное опробование керна, проведенное после отбора образцов наиболее богатых калийных солей, видимо, было выполнено по оставшемуся сильно разубоженному керну. По данным химического анализа проб, содержание калия составляет в интервале 773,4—775,6 м 2,83% и в интервале 777,3—780,6 м — от 1,07 до 1,85%. Видимо, действительный состав калийных пластов будет характеризоваться средними цифрами химических анализов образцов и проб.

Ниже включения сильвина были отмечены в каменной соли в интервале 885,5—893,0 м. По секционным пробам содержание калия на этом интервале изменяется от 0,88 до 1,95%. Таким образом, скв. 76 обнаружено два калийносных горизонта — верхний с сильвином и карналлитом и нижний — с сильвином.

Полигалит по керну скв. 76 отмечался в интервале 738,75—774,0 м, т. е. в основном выше пропластков карналлитовой породы и сильвинита, начиная с верхней части разреза последнего пропластка. Он присутствует в виде розовой примеси и прослоев в каменной соли, а на интервале 761,0—761,15 м слагает ангидрито-полигалитовую породу. В последней присутствует галит, а также включения сильвина и карналлита. По данным химического анализа образца породы с глубины 761,0 м, в ней содержится (в %): К—11,32, Mg—3,80, Na—0,81, Ca—13,83, Cl—1,77, SO<sub>4</sub>—61,70, H<sub>2</sub>O<sup>-</sup>—1,12, H<sub>2</sub>O<sup>+</sup>—6,03, В<sub>2</sub>O<sub>3</sub>—0,007, Вг—0,002, нерастворимый остаток—1,42, сумма—100,68 (в нерастворимом остатке 0,08% Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>). Полигалит образует радиально-лучистые розетковидные и петельчагие скопления, игольчатые кристаллы и неправильные зерна. Содержание полигалита в каменной соли не превышает 15%, а в ангидрито-полигалитовой породе достигает 45%.

В трех образцах керна обнаружены удлиненные зерна и хорошо образованные кристаллы лангбейнита. Два из этих образцов с глубин—751,3 и 774,9 м представлены каменной солью с включениями карналлита, кроме того, в нижнем—сильвина, а в верхнем—полигалита. Третий образец с глубины 774,2 м сложен сильвинитом с вкрапленностью карналлита.

В виде мельчайших микроскопических зерен иногда присутствует кизерит.

Скв. 6809а, пробуренная в 1 км к юго-западу от скв. 76, вскрыла лишь верхнюю часть разреза краматорской свиты, мощностью 165,9 м. На значительном интервале, примерно с глубины 1010 до 1090 м, в каменной соли обнаружена вкрапленность карналлита. С глубины 1053 м, а местами и выше, содержание калия в секционных пробах превышает 1—2%. В интервале 1074,2—1085,6 м выделяются три пропластка карналлитовой породы с содержанием калия от 6 до 12,05% и магния от 3 до 6%. Характерно, что содержание нерастворимого остатка в карналлитовой породе и в каменной соли с повышенным количеством калия выше, чем в соседних пачках каменной соли, и изменяется преимущественно в пределах от 8 до 18% и лишь местами уменьшается до 4—5%.

Содержание Вг в карналлитовой породе составляет 0,02—0,04%, в бром-хлорный коэффициент  $\frac{\text{Вг} \cdot 10^8}{\text{Cl}}$  равен 0,45—0,94.

В каменной соли краматорской свиты на юго-западном крыле Славянского купола по скв. 71 и 85 отмечается содержание калия от 0,003 до 0,09%, а в отдельных случаях до 0,12—0,38%.

Интересно отметить, что максимальные содержания калия в рассолах Бахмутской котловины, достигающие 4700,3 мг/л, отмечены именно в карстовых водах зоны выщелачивания Славянска.

В районе Приволья в конце 1962 г. скв. 6901 на интервале 673,8—1003,5 м вскрыла среднюю и нижнюю части разреза краматорской свиты. Здесь в ее основании также имеется белбасовский горизонт алевролитов, мощностью около 30 м. Выше свита сложена каменной солью с прослоями ангидрита и алевролита. Литологический облик пород свиты тот же, что и на предыдущем участке юго-западнее г. Славянска.

На глубине 757,05—760,4 м скв. 6901 вскрыла нижний сильвинитовый пласт свиты, мощностью 3,35 м и содержанием KCl, равным 17,3%. Среднее содержание нерастворимого остатка в сильвините не превышает 2—3%. Сильвинит этого пласта бедный, в нем преобладает галит. Вкрапленность сильвина отмечена выше и особенно ниже сильвинитового пласта. Непосредственно подстилает сильвинитовую залежь пласт каменной соли мощностью 6,1 м и содержанием KCl до 3%. Несколько ниже имеется еще одна пачка каменной соли с незначительной вкрапленностью сильвина, имеющая мощность 5,8 м. Общая мощность калиеносного сильвинитосодержащего горизонта по скв. 6901 составляет около 35 м.

На этом же участке скв. 6950, пройденная в 4,8 км от скв. 6901 по падению юго-западного крыла Артемовской антиклинали, вскрыла самую верхнюю часть разреза краматорской свиты с верхней карналлитовой зоной, а ниже и сильвинитовую залежь. Включения калийных солей отмечены на интервалах 914—940 и 993—1035 м. В верхнем калиеносном интервале до глубины 940 м скважина встретила семь калийных пропалков мощностью от 0,55 до 2,70 м, сложенных вверху сильвино-карналлитовой, а внизу темно-серой, иногда до черной карналлитовой породой. В карналлитовой породе в темно-серых просвечивающих зернах карналлита и бесцветных зернах галита наблюдаются скопления черных тонких игл и нитей, а также хлопьевидные скопления бурого и кирпично-красного ожелезненного терригенного материала.

Ниже, на интервале 993,4—998,9 м скважина 6950 пересекла сильвинитовый горизонт. Сильвин молочно-белый, мутный, дымчатый и опаловидный. Кристаллы его размером до 2—3 см окаймлены бурой пленкой. Содержание сильвина в пласте высокое (KCl — 30,5%, MgCl<sub>2</sub> — 0,39% и нерастворимого остатка — 1,21%).

Таким образом, на юго-западных крыльях Славянского купола и Артемовской антиклинали в настоящее время в двух пунктах, отстоящих друг от друга на расстоянии 30 км, встречены в разрезе краматорской свиты два горизонта калийных солей — верхний сильвино-карналлитовый и нижний сильвинитовый. Сходство разрезов краматорской свиты на этих двух участках позволяет предполагать, что указанные калийные залежи распространены и на всей промежуточной площади. К сожалению, на этой площади калийные залежи не поднимаются выше глубин 500—600 м от дневной поверхности.

На Святогорской площади в северной части Бахмутской котловины скв. 137, пройдя четвертичные, палеогеновые, триасовые и верхнепермские (дроновские) отложения, на глубине 560 м вошла в галогенные отложения краматорской свиты. Мощность последней около 400 м.

Ниже встречены галогенные отложения славянской свиты, причем бурение прекращено в известняках горизонта  $S_3$ .

Краматорская свита сложена водяно-прозрачной и красновато-бурой каменной солью, местами с примесью алевролитового материала и отдельными прослоями коричневого алевролита с кристаллами галита, розового ангидрита, голубовато-серой и розовой галито-ангидритовой породы, в которой ангидрит слагает сетчатый каркас. Разрез свиты завершают розово-бурые массивные ангидриты и шоколадного цвета алевролиты с тонкими прожилками волокнистого гипса и мелкими серыми пятнами, пройденные на глубине 560—577 м. На интервале 579,4—624,2 м обнаружена значительная вкрапленность, местами прослой сильвина молочно-белого, розово-сиреневого и красного. В верхней части этого интервала отмечается вкрапленность синего га-

Таблица 3

Содержание калия и нерастворимого остатка в образцах скв. 30-с

Глубина, м	844	848	852	855	855	856	863
Содержание К, %	0,27	0,45	2,10	0,36	1,00	1,50	0,09
Нерастворимый остаток, %	—	27,82	17,25	—	—	—	—

лита. Пропластки молочно-белого сильвинита встречены на интервалах 579,8—579,9 и 580,5—580,7 м. Редкая вкрапленность сильвина в каменной соли наблюдается до глубины 720 м.

Ниже сильвинитовых пропластков на интервале 581,2—581,6 м пройдена каменная соль, вверху розоватая с включениями сильвина, а внизу — белая или водяно-прозрачная соляная порода, в которой С. М. Корневский на вкус определено присутствие магнийсодержащих сульфатных солей. В образце последней породы с глубины 581,6 м М. Л. Вороновой в иммерсионных препаратах были обнаружены галит, лангбейнит, каинит, шенит и эпсомит. Первые два минерала преобладают в породе, а последний, видимо, является вторичным, образовавшимся при выветривании керна. Таким образом, здесь обнаружен прослой лангбейнитовой породы. Непосредственно в почве этого интервала в водяно-прозрачной каменной соли с включениями сильвина отмечаются включения, а местами довольно крупные кристаллики (до 1—1,5 см) синего галита.

Несколько северо-западнее на соседней Каменной площади включения калийных солей были обнаружены на южном крыле Каменского поднятия скв. 30-м и 1-с. По скв. 30-с отложения краматорской свиты были пройдены на интервале 804,0—1214,1 м. Внизу они заканчиваются белбасовским горизонтом, мощностью 41,1 м, а вверху завершаются ангидритами и красноцветными песчано-глинистыми породами с включениями и прослоями гипса или ангидрита (мощность 38 м). Остальная часть разреза свиты сложена каменной солью, в той или иной мере загрязненной красноцветным глинистым или алевролитовым материалом. Местами каменная соль чистая. В целом в каменной соли краматорской свиты на Каменной структуре больше терригенного материала и прослоев светло-серых и розовых ангидритов.

В каменной соли на глубине 842—862 м среди преобладающего галита Л. Н. Нестеренко и М. И. Шамаев обнаружили крупные (до 10—12 мм) включения светло-серого сильвина и реже карналлита (табл. 3).

В отдельных образцах с этого интервала определено от 0,27 до 2,10% калия (табл. 3). Максимальное содержание калия обнаружено в образце с глубины 852 м. В сильвинсодержащей каменной соли количество нерастворимого остатка достигает 17,25 и 27,82%.

Ниже, в интервале 862—875 м, сложенном чистой каменной солью, содержание калия не превышает 0,09%.

По скв. 1-с в розовой каменной соли краматорской свиты в интервале 907,5—923,0 м также отмечено присутствие 0,84% калия. Этой скважиной краматорская свита была пересечена на глубине от 728 до 1056 м и представлена каменной солью, чередующейся с маломощными прослоями ангидритов, алевролитов и аргиллитов. Мощность белбасовского горизонта около 40 м, а верхней терригенно-ангидритовой пачки — 22 м.

Интересно, что вышеуказанными авторами отмечено присутствие калия в каменной соли в подбрянцевском ритме славянской свиты на Каменной площади под известняковым горизонтом  $S_3$ . Так, в скв. 1-с на глубине 1335—1337 м определено содержание 1,64% калия, а по скв. 32—3% калия. В Бахмутской котловине в этом ритме между подбрянцевским пластом каменной соли и горизонтом  $S_2'$  В. П. Бобровым также отмечается повышенное содержание калия — до 1,04%.

Таким образом, выявленные до сих пор калиепроявления на территории Днепровско-Донецкой впадины и Бахмутской котловины в основном приурочены к верхней части разреза нижнепермской галогенной толщи, точнее связаны с краматорской свитой. Менее значительные калиепроявления отмечены в Бахмутской котловине в солях подбрянцевского ритма славянской свиты и в Днепровско-Донецкой впадине среди верхнедевонских солей.

В нижнепермское время засоление Днепровско-Донецкого солеродного бассейна началось в юго-восточной части Днепровско-Донецкой впадины. Именно здесь известны первые пласты ангидрита в верхней части разреза картамышской свиты (Спеваковка, Каменка и другие) и мощные пласты каменной соли в разрезе никитовской свиты (Шебелинка, Спеваковка, Славянск). В славянское время садка солей шла на огромной территории, солеродный бассейн в это время имел максимальные размеры и простирался от Чернигова до Артемовска.

В начале краматорского времени наступило некоторое рассолонение бассейна, местами сопровождавшееся размывом пород верхней части разреза славянской свиты. Периоду опреснения соответствует формирование белбасовского горизонта, местами имеющего мощность до 40—54 м. В дальнейшем произошло некоторое сокращение акватории солеродного бассейна, в котором отлагались преимущественно соли. В периоды наибольшего обмеления краматорского солеродного бассейна он, возможно, разделялся на два обособленных бассейна, в которых концентрирование рапы минимум двукратно достигало садки калийных и калийно-магниевого солей. Наиболее крупный из этих бассейнов простирался от Полтавы почти до Артемовска, второй был расположен в междуречье Десны и Сулы (между Кошелевской и Озерянской структурами).

Два горизонта калийных солей отмечено в разрезе краматорской свиты на Вертиевской и Машевской структурах, а в Бахмутской котловине юго-западнее г. Славянска и на участке Приволья. На первых двух структурах нижняя калийная залежь представлена преимущественно калийно-магниевыми сульфатными слоями (кизеритом, лангбейнитом, в меньшей степени каинитом, шенитом и карналлитом), а верх-

няя — сильвинитом. В центральной части Бахмутской котловины нижний калийный горизонт сложен сильвинитами, а верхний — карналлитовой или сильвинито-карналлитовой породами. Лишь в северной части котловины, на Святогорской структуре, калийные соли представлены сильвинитовой и лангбейнитовой породами. Таким образом, и в Бахмутской котловине среди отложений краматорской свиты имеются калийно-магниевые сульфатные соли.

Видимо, нижний калийный горизонт представлен различными фаціальными видоизменениями — на северо-западе и в центральной части бассейна калийно-магниевыми сульфатными солями<sup>1</sup>, а в Бахмутской котловине — сильвинитами и лангбейнитами. Верхний калийный горизонт литологически, вероятно, более выдержан и сложен сильвинитами, а на крайнем северо-западе (Вертиевская структура) и юго-востоке (Славянск, Приволье) солеродного бассейна и карналлитовой породой. В периферийных частях солеродного бассейна калийные соли представлены преимущественно лишь вкрапленностью сильвина (Каменская площадь) или полигалитом (Коломакская и Октябрьская структуры).

По литологическому составу калиеносных горизонтов и распределению литолого-фаціальных комплексов нижнепермский Днепровско-Донецкий солеродный бассейн имеет много общего с кунгурским Прикаспийским солеродным бассейном (Кореневский, 1961). Наличие здесь калийно-магниевых сульфатных солей (лангбейнита, кизерита и других) позволяет проводить некоторые аналогии и с миоценовым Предкарпатским соленосным бассейном (Кореневский, 1957), таким же узким и вытянутым, что способствовало сносу в него значительных количеств терригенного материала.

Обнаруженные в Днепровско-Донецкой впадине и Донбассе калие-проявления и калийные залежи показывают, что горизонты калийных и калийно-магниевых солей имеют широкое распространение на значительной площади нижнепермского солеродного бассейна. Кроме вышеотмеченных площадей, калийные залежи, несомненно, могут быть встречены еще на целом ряде структур как на северо-западе прогиба (от Вертиевской до Озерянской структур), так и на юго-востоке (от Полтавы до Артемовска). Ограниченность данных о калиеносности галогенных отложений связана здесь преимущественно с тем, что бурение, проводящееся нефтяными организациями, осуществляется с очень незначительным подъемом керна и без соблюдения мер предосторожности, исключающих размыв легкорастворяющихся калийно-магниевых солей.

Для территории Днепровско-Донецкой впадины и Донбасса проблемой является не столько обнаружение мощных и хорошего качества калийных залежей, которые, несомненно, при проведении специального бурения могут быть обнаружены на двух крупных вышеуказанных ее территориях, сколько в выявлении площадей, на которых эти калийные залежи лежат неглубоко от дневной поверхности. В этом отношении наиболее благоприятной является территория Бахмутской котловины, где в присводовой части крыльев антиклинальных структур отложения краматорской свиты местами лежат очень близко от дневной поверхности (скв. 62). Калийные залежи встречены здесь на некоторых участках на глубинах 580—800 м и могут быть обнаружены еще на меньших глубинах.

<sup>1</sup> Лангбейниты Святогорской площади В. П. Бобров относит к верхнему калийному горизонту.

В центральной части Днепровско-Донецкой впадины отложения краматорской свиты и калийные залежи встречены преимущественно на глубинах от 1800—2000 до 2600—3000 м. Лишь местами они поднимаются здесь выше (Распашновская и некоторые другие). Говорить о необходимости проведения на этих площадях специального бурения на калийные соли сейчас еще преждевременно. Однако при производстве нефтяного бурения на таких (да и на остальных) площадях в этой части впадины необходимо принимать меры для полного изучения разреза нижнепермских галогенных отложений с целью выявления залежей калийно-магниевых солей. В случае неполного подъема керна совершенно обязательно проведение на этих скважинах гамма-каротажа и анализа его данных для выявления пропущенных интервалов калийных солей.

На северо-западе впадины нижнепермские галогенные отложения также обычно залегают глубже чем в 1500 м от дневной поверхности. На крайнем северо-западе, где они поднимаются ближе к дневной поверхности, резко уменьшается мощность нижнепермской галогенной формации и она замещается ангидритами и становится некалиеносной.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Арсирый Ю. А., Билык О. Д. Нефтегазоносность нижнепермских отложений Днепровско-Донецкой впадины в свете новых данных об их распространении. Тр. УкрНИГРИ, вып. 5, 1963.
- Баранов И. Г., Мартынов А. А., Самборский Н. А. К вопросу о корреляции девонских отложений восточной части Днепровско-Донецкой впадины. Тр. УкрВНИГРИ, вып. 1, 1959.
- Билык А. А., Бланк М. И., Воробьев Б. С., Лапкин И. Ю., Палец Л. С., Черпак С. Е. Новые данные о соленосной свите донецкой перми. Докл. АН СССР, т. 103, № 1, 1955.
- Гавриш В. К. О геотектоническом развитии юго-восточной части Днепровско-Донецкой впадины в нижнепермскую эпоху. Геология нефти и газа, № 10, 1962.
- Гавриш В. К. О пермских галогенных отложениях Днепровско-Донецкой впадины. Докл. АН СССР, т. 152, № 1, 1963.
- Галицкий И. В. Некоторые особенности строения и истории развития солянокупольных структур юго-восточной части Днепровско-Донецкой впадины. Геологич. ж., т. 23, вып. 3, 1963.
- Гордиевич В. А., Санаров И. В. Нижнепермские отложения и газонефтеносность юго-восточной части Днепровско-Донецкой впадины. Материалы по геол. и газоносн. нижнепермских отложений юга Русской платформы. Харьков, 1963.
- Иванов А. А., Левицкий Ю. Ф. Геология галогенных отложений (формаций) СССР. Госгеолиздат, 1960.
- Исаченко Б. Ф., Хрущов Д. П. Новые данные о литологии галогенных отложений Днепровско-Донецкой впадины. Доповіді АН УРСР, № 5, 1963.
- Кореневский С. М. Некоторые вопросы геологии и генезиса калийных залежей Предкарпатья. Геол. сб. Львовск. геол. о-ва при ун-те, № 4, 1957.
- Кореневский С. М. Перспективы калиеносности галогенных отложений кунгура Северного Прикаспия и Южного Предуралья. Тр. Всес. н.-и. геол. ин-та, нов. сер., т. 57, 1961.
- Лапчик Ф. Е. Пермские отложения Днепровско-Донецкой впадины. Геология СССР, т. 5. Госгеолтехиздат, 1958.
- Левенштейн М. Л. Новые данные о составе и строении нижнепермских отложений Донецкого бассейна. Материалы по геол. и газоносн. нижнепермских отложений юга Русской платформы. Харьков, 1961.
- Литвинов В. Р. Нижнепермские отложения северо-западной части Днепровско-Донецкой впадины. Материалы по геол. и газоносн. нижнепермских отложений юга Русской платформы. Харьков, 1961.
- Лысенко Ф. О. Наукова хроніка про роботу Роменської експедиції інституту геології У АН в 1934 р. Геологичний ж., т. II, вып. 1, 1935.
- Мартынов А. А., Хныкин В. И. Границы распространения соленосных отложений нижней перми в Днепровско-Донецкой впадине. Тр. Укр. НИГРИ, вып. 5, 1963.



- Нестеренко Л. П. Стратиграфия пермских отложений Донецкого бассейна. Изв. АН СССР, сер. геол., № 7, 1956.
- Павленко А. В. Детальное расчленение соленосной и известняково-доломитовой свит нижней перми Бахмутской котловины. Материалы по геол. и газонос. нижнепермских отложений юга Русской платформы. Харьков, 1961.
- Попов В. С. Геологоразведочные работы по Украине. Геологічний ж., т. 21, вып. 3, 1961.
- Смелянский В. М., Бирбраер И. Ш. Новые данные о геологическом строении Ичнянской площади и перспективы ее нефтеносности. Нефтегаз. геол. и геофиз., № 1, 1963.
- Хрущов Д. П. Про находку сильвинита среди отложений галогенного комплекса Роменской структуры. Геологічний ж., т. 22, вып. 3, 1962.
- Хрущов Д. П., Слутый Е. М. К литологии девонских галогенных отложений Днепровско-Донецкой впадины. Тр. ИГН АН УРСР, сер. геол., вып. 12, 1963.
- Чирвинская М. В. О границах распространения, условиях залегания и газонефтеносности хемогенных образований нижней перми Днепровско-Донецкой впадины. Материалы по геол. и газоносн. нижнепермских отложений юга Русской платформы. Харьков, 1961.
- Швай Л. П. Гидрогеология и нефтегазоносность некоторых солянокупольных структур Днепровско-Донецкой впадины. Тр. УкрНИГРИ; вып. 5, 1963.
- Яковлев Н. Н. Пермские отложения. Геология СССР, т. 7, Донецкий бассейн. Госгеолиздат, 1944.

Всесоюзный н.-и. геологический институт  
Ленинград  
Тресты Главгеологии УССР,  
Институт Геологических наук УССР

Дата поступления  
11.II.1964

УДК 551.736.1(471.53)

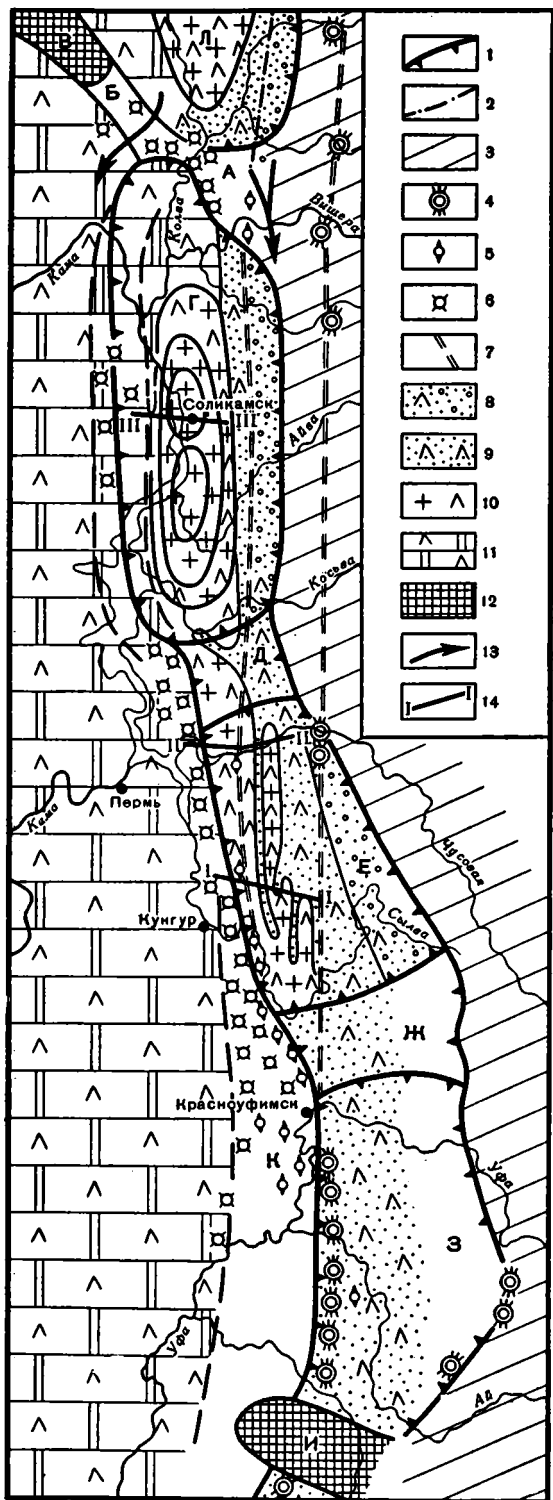
## **ОСОБЕННОСТИ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ КУНГУРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ В УФИМСКО-СОЛИКАМСКОЙ ВПАДИНЕ ПРЕДУРАЛЬСКОГО ПРОГИБА**

**А. А. ОБОРИН**

В статье автором кратко рассматриваются особенности геолого-тектонических и геохимических условий образования кунгурских отложений в Уфимско-Соликамской впадине по сравнению с другими впадинами Предуралья, обусловившие бессульфатность Верхнекамского месторождения калийных солей. На новом фактическом материале обосновывается мелководность образования галогенных фаций.

### **1. ОБЩАЯ СТРУКТУРА ПРОГИБА**

Уфимско-Соликамская впадина, по П. А. Софроницкому (1961), — это одна из больших впадин Предуралья, протягивающаяся от Полюдова края на севере до хребта Каратау на юге. Формирование впадины происходило на древнем кристаллическом фундаменте, который раскалывался на ряд крупных жестких блоков сетью разломов субпараллельных и косонаправленных к оси Уральской геосинклинали (Мокшанцев, 1960; Пушаровский, 1959). Этим блокам, очевидно, соответствуют крупные тектонические структуры: Юрезано-Айская депрессия, Красноуфимская седловина, Чусовская депрессия, Косьминская седловина и Соликамская депрессия (фиг. 1). Наряду с общностью геологического развития всей Уфимско-Соликамской впадины в целом, каждая из этих крупных структур характеризуется рядом особенностей геолого-тектонического развития и условий осадкообразования. В пределах этих крупных структур характерна часто значительная выдержанность мощностей и фаций синхроничных пачек и толщ артинско-кунгурских отложений, а также сохранение структурного плана локальных поднятий платформенного типа. Границы сочленения блоков представляют собою тектонически активные зоны, фиксирующиеся разломами, зонами развития рифов, значительными колебаниями мощностей синхроничных отложений, границами смены литофациальных зон и т. д. При формировании прогиба и смещении оси максимального погружения к западу происходило последовательное скалывание и вовлечение в общий процесс погружения все более западных блоков (Наливкин, 1950; Пушаровский, 1959). Последовательное заложение и рост дуванских, саргинских и сылвенских рифов, приуроченных к наиболее подвижным, тектонически активным зонам, отразили последовательное образование и перемещение жестких блоков при формировании прогиба. Колебания последних и обусловили те волнообразно-колебательные движения в подвижных зонах, амплитуда которых в какой-то мере отразилась в мощностях рифов. Интересно отметить, что к югу от Каратау западная граница Предуралья прогиба оставалась более или менее постоянной в течение всего време-



ни формирования прогиба (Иванов, 1960; Наливкин, 1950; Страхов, 1962).

Прежде чем характеризовать обстановку осадконакопления в кунгурский век, необходимо остановиться на некоторых чертах предыдущих этапов геологического развития Уфимско-Соликамской впадины, обусловивших ряд характерных особенностей осадконакопления кунгурских отложений.

## 2. ОСАДКОНАКОПЛЕНИЕ В АРТИНСКОЕ ВРЕМЯ

В нижнеартинское время на всей площади Предуралья прогиба и на прилегающей части платформы существовало громадное внутриконтинентальное море с нормальной соленостью вод, сообщавшееся через пролив между Тиманом и Уралом с северным морем (Страхов, 1962). Повышенную соленость воды бассейна имели лишь в крайних западных мелководных участках, где отлагались ангидриты. К востоку до полосы барьерных рифов

Фиг. 1. Схематическая карта тектонического строения и осадочных формаций кунгура Уфимско-Соликамской впадины

1 — граница впадины и поперечных разломов; 2 — линии тектонических разломов; 3 — складчатые сооружения западного склона Урала; 4—6 — рифовые массивы; 4 — дуванские и злоказовские, 5 — саргинские, 6 — сылвенские; 7 — зоны возможного развития рифовых массивов; 8—11 — осадочные формации кунгура; 8 — молассоподобная, 9 — флишеподобная, 10 — галогенная (ангидриты каменные и калийные соли), 11 — карбонатно-сульфатная; 12 — участки суши; 13 — направление морских течений; 14 — линии геологических разрезов. А — Полудов Кряж, Б — Ксенофоновско-Колвинский вал, В — Тиман, Г — Соликамская депрессия, Д — Косвинская седловина, Е — Чусовская депрессия, Ж — Красноуфимская седловина, З — Юрезино-Айская депрессия, И — хребет Каратау, К — Уфимский вал, Л — Верхне-Печорская впадина

глубины моря постепенно увеличивались. Восточнее рифов, у подножия поднимающихся горных цепей Урала, существовал глубокий «ров» формировавшегося прогиба, который служил своеобразным отстойником терригенного материала. В районе хребта Каратау были небольшие острова, существенно не затруднявшие водообмена между северной и южной частями Предуральского прогиба (Наливкин, 1950).

В верхнеартинское время произошел постепенный подъем, сменившийся затем погружениями в районе Полюдова Кряжа и Ксенофоновско-Колвинского вала (Чочиа, 1955). Это отразилось в заложении и последующем росте здесь в зоне пролива саргинских рифов, окаймлявших Соликамскую депрессию с севера. Связь с северным морем несколько ухудшилась. Примерно в это же время произошел подъем в районе Уфимского амфитеатра и хребта Каратау, в результате которого, очевидно, прекратилась связь с южной частью Предуральского прогиба. Это привело к образованию здесь полузамкнутого залива, в прибрежных мелководных участках которого периодические отлагались линзы ангидритов среди флишевых и молассовых отложений, заполнивших чашу Юрезано-Айской депрессии (Наливкин, 1950). Образование здесь и на прилегающих участках платформы ангидритовых пачек явилось, очевидно, отголоском мощных процессов галогенеза, начавшихся в это время в Прикаспийской впадине (Страхов, 1962).

Во второй половине саргинского времени в самой западной, тектонически активной зоне произошел небольшой подъем дна бассейна, обусловивший заложение широкой полосы сылвенских рифов, окаймлявших впадину с запада. В зону интенсивного погружения вовлекались участки, расположенные к западу от зоны саргинских рифов, служивших до этого границей платформы и прогиба. Благодаря значительной удаленности полосы саргинских рифов от береговой линии, а также, очевидно, благодаря наличию восточнее их барьера дуванских рифов, грубообломочный материал до них не доносился. В этой зоне в Чусовской и на севере Соликамской депрессии, а также, возможно, и вдоль восточного борта Соликамской депрессии до конца саргинского времени сохранились условия, благоприятные для роста рифов. Полоса возможного развития саргинских рифов к северу от Верхне-Чусовских рифов прослеживается по зоне пониженных мощностей филипповских отложений на Косьвинской седловине и по границе резкой смены фаций кунгурских отложений вдоль восточного борта Соликамской депрессии. По данным палеонтологических исследований Б. И. Грайфера (1962) и других, в саргинских и сылвенских рифах по фауне фузулинид и брахиопод выделяются три разновозрастных пачки. Сопоставление их подтверждает более позднее заложение сылвенских рифов, а также приводит к выводу об одновозрастности их вершин, т. е. об одновременном прекращении роста рифов.

В течение всего саргинского времени морской бассейн на большей части Уфимско-Соликамской впадины и прилегающей части платформы имел нормальный солевой режим. Лишь в крайних южных полузамкнутых участках бассейна периодически, как и в предыдущее время, наступал режим засоленной лагуны. Очевидно, соленость вод здесь по сравнению с другими северными участками бассейна была несколько выше. Это подтверждается данными геохимических исследований А. М. Кропачева: постепенное увеличение к югу отношения  $Sr : Ba$ , увеличение содержания  $Sr$  и  $Ca$  в карбонатных отложениях и т. д. Питание саргинского бассейна в Уфимско-Соликамской впадине морскими водами шло с севера по центральной наиболее глубоководной

части, а также по относительно мелководной зоне сылвенских рифов, далее — в южные участки Предуральяского прогиба. О значительной подвижности среды в зоне рифов говорит образование около них карбонатных оолитовых осадков и ракушнякав. С востока бассейн питался водами мощных горных рек. Поступавший с речными водами терригенный материал отлагался неравномерно, образуя узкие косы и языки или создавая пологие неровности дна бассейна. Узкая терригенная коса вскрыта скважинами в районе с. Таборы на р. Косье.

Осадконакопление в саргинское время, хотя и сопровождалось значительными подвижками дна бассейна (в зонах саргинских и сылвенских рифов на фоне общего погружения дна и продолжающегося подъема Урала), в общем происходило в спокойной тектонической обстановке с мелкими пульсационно-колебательными подвижками в центральных участках Урала. Последние отразились в мелкой флишевого типа и более крупной ритмичности в напластовании отлагавшихся осадков, а также в разнообразных текстурах — подводных оползней осадков, микросбросов, следов взмучивания и т. д. Интенсивность привноса терригенного материала к концу саргинского времени значительно снизилась, что отразилось в уменьшении роли грубообломочного материала вверх по разрезу отложений флишевой формации. Последнее можно объяснить не столько затуханием горообразовательных процессов, сколько уменьшением водообильности речных потоков в результате наступления более засушливого периода.

Конец артинского века ознаменовался значительным общим подъемом всей территории впадины и прилегающей части платформы. В южных районах это документируется лемазинской брекчией. Одновременное прекращение роста саргинских и сылвенских рифов также произошло в результате подъема и выведения вершин рифов выше уровня воды. Выведение рифовых барьеров, окаймляющих впадину, выше уровня вод бассейна привело к усыханию его, повышению солености вод, снижению уровня воды и мелководности бассейна.

### 3. ОСАДКОНАКОПЛЕНИЕ В КУНГУРСКОЕ ВРЕМЯ

Кунгурский век характеризуется двумя главными чертами: а) общим ослаблением тектонической деятельности и в особенности горообразовательных процессов на Урале; оно происходило на фоне продолжающегося погружения прогиба и постепенного перемещения зон интенсивного погружения в северо-западном направлении; б) периодическим изменением степени засушливости климата, который то незначительно увлажнялся, то сильно иссушался. Оба процесса создали характерную ритмичность кунгурских отложений.

При увлажнении климата и рассолонении лагуны морские воды поступали с севера двумя языками — вдоль западного (на платформе) и вдоль восточного берега бассейна. В прибрежных зонах, в условиях нормально морской солености развивалась довольно разнообразная морская фауна. В центральных участках бассейна, имевших глубины порядка 50—80 м, воды были относительно более соленые, чем прибрежные. Это обусловило появление «немой» зоны, протягивающейся полосой между зоной сылвенских рифов и восточным побережьем. О наличии двух разных источников питания бассейна говорит резкая разница литологического состава синхроничных карбонатных пачек на платформенной части и у восточного борта прогиба. Количество фауны увеличивается в северном направлении как в терригенных восточных, так и в карбонатных западных отложениях платформы (Гераси-

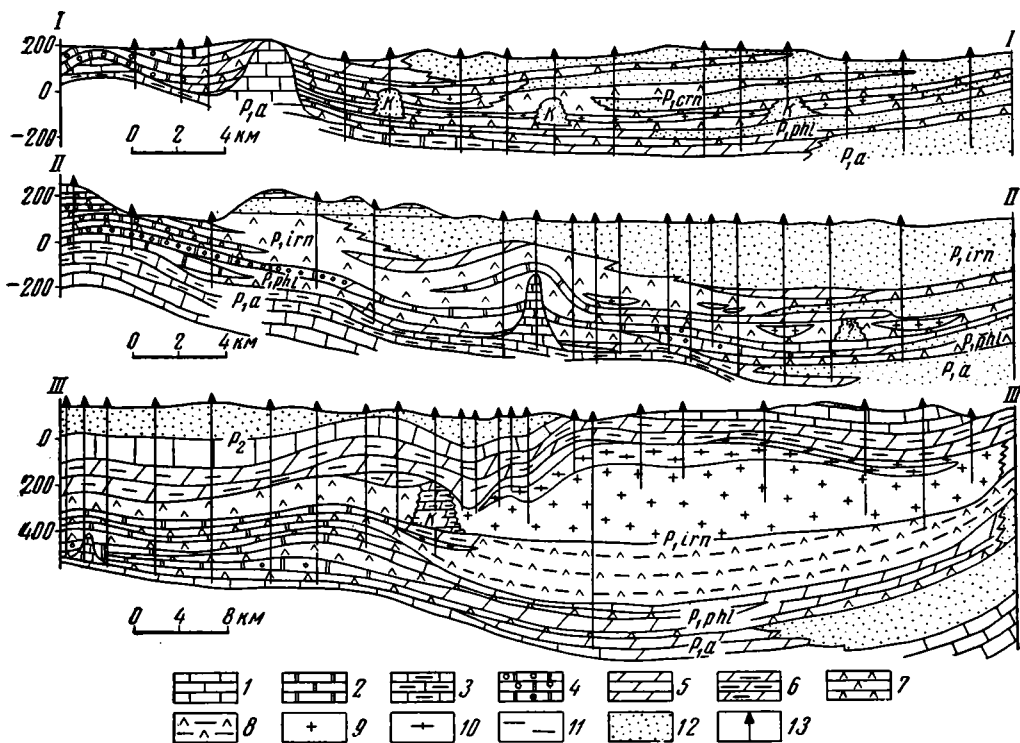
мов, 1952; Чочиа, 1955). Морским «трансгрессиям» предшествовали подъемы уровня мелководного бассейна за счет усиления притока речных вод при установлении влажного климата. Восстановление связи с морским бассейном поэтому не носило характера интенсивного вторжения морских вод, но происходило постепенно, что отразилось на постепенном переходе и постепенной смене лагунных отложений морскими. Реже в основании карбонатных пачек платформы отмечается брекчированность и маломощные прослой конгломерато-брекчий в основании карбонатно-терригенных флишеидных отложений. Обычно такие прослой встречаются в основании терригенных кос. Снос обломочного материала с Урала, особенно в первой половине влажных периодов, происходил не менее интенсивно, чем в саргинское время. К концу влажных интервалов, при постепенном пересыхании временных потоков, снижалась и интенсивность накопления терригенных флишеподобных отложений, уменьшалась роль грубообломочного материала. Сходство литологического состава обломочной части терригенных отложений кунгурской флишеподобной и саргинской флишевой формации говорит о разрушении примерно того же комплекса горных пород. Преобладание в легкой фракции зерен выветрелых пород, увеличение содержания тяжелой фракции и обогащение ее тяжелыми акцессорными минералами — рутилом и анатазом, а также плохая сортировка обломочного материала свидетельствуют о том, что транспортировка его в кунгурское время происходила на коротких расстояниях, но многоэтапно, т. е. происходил процесс неоднократного переотложения материала временными потоками на путях миграции. Характерным отличием терригенных пород, отлагавшихся в условиях кунгурского бассейна с несколько повышенной концентрацией солей в водах по сравнению с нормально-морскими, является широкое участие кремнезема в составе цемента песчаников.

Наличие большого количества остатков флоры и наземной фауны (насекомых) очень хорошей сохранности говорит о некотором расцвете во влажные периоды органической жизни на прилегающих участках суши.

В периоды рассолонения кунгурского бассейна формировались узкие терригенные косы, представляющие собой отложения конусов выноса временных мощных речных потоков или довольно протяженных береговых течений. Детальное изучение разрезов Предуральяского прогиба в рассматриваемом районе позволило выделить и проследить среди кунгурских отложений несколько разновозрастных погребенных терригенных кос (фиг. 2). При этом отмечается нередкая унаследованность во времени направления и конфигурации этих кос. Они слагаются песчаниками, алевролитами, аргиллитами и мергелями, которые в отдельных прослоях обогащены фауной. Для восточных кос характерно наличие большого количества растительного детритуса, иногда остатков наземной фауны (насекомых) и флоры хорошей сохранности. К основанию кос обычно приурочены маломощные (1—2 м) прослой конгломерато-брекчий. Конфигурации некоторых выделенных кос сейчас еще недостаточно ясны из-за недостатка фактического материала и редкой сети скважин. Так, например, образование Тулумбасовско-Тисовского вала в Чусовской депрессии до последнего времени объяснялось процессами соляной тектоники, тогда как в действительности изменение углов падения верхних пластов здесь обусловлено облаканием отложений терригенной косы. К отложениям кос иногда приурочены значительные скопления горючих газов, вероятно солевого происхождения.

В засушливые периоды ввиду значительного сокращения питания бассейна речными водами и усиления процессов испарения происходило быстрое падение уровня воды, сокращение площади и за счет этого ослабление связи с питающим морским бассейном. Очень слабое питание засоленного бассейна шло с севера только вдоль западного берега, где за пределами рассматриваемого района в течение почти всего кунгурского века отлагались карбонатные осадки. Возможно, что питание морскими водами часто совершенно прекращалось в результате снижения уровня вод при усыхании бассейна не только в Уфимско-Соликамской, но и в Верхне-Печорской впадине. Изредка в засоленный бассейн доносились с востока воды временных потоков, которые отложили маломощные прослои песчаников, алевролитов и аргиллитов в толще солей и ангидритов.

В конце засушливых периодов при отложении каменных солей бассейн в южных участках Уфимско-Соликамской впадины превращался в цепь соленых озер различных размеров, которые приурочивались к наиболее пониженным, т. е. интенсивно погружающимся участкам прогиба. На остальной части впадины и на большой площади платформы продолжал существовать мелководный засоленный бассейн, в котором происходило осаждение сульфатов. Озера в пределах Чусовской депрессии имели в большинстве случаев сильно вытянутую форму и локализовались вдоль терригенных кос и рифовых барьеров; длиной



Фиг. 2. Схематические геологические разрезы Уфимско-Соликамской впадины.

1 — известняки, 2 — доломиты, 3 — кремнистые известняки, 4 — оолитовые доломиты, 5 — мергели и аргиллиты, 6 — кремнистые мергели, 7 — ангидриты, 8 — глинистые ангидриты, 9 — каменная соль, 10 — калийные соли, 11 — глины, аргиллиты, 12 — песчаники, алевролиты с прослоями известняков, 13 — скважины; К — терригенные косы

они были больше 150 км, при ширине 7—15 км. В мелководных участках засоленного бассейна, отшнурованных терригенными косами, концентрация рассолов и накопление солей шли более интенсивно, чем в остальной части. Этим и обусловлены большие мощности солей около длинных терригенных кос в Чусовской депрессии. На площади Косьвинской седловины преобладали озера овальной, слабо вытянутой формы и значительно меньших размеров (5—20 км). Солеродный бассейн в Соликамской депрессии образовался в последний засушливый этап кунгурского века и имел уровень вод, вероятно, значительно ниже уровня мирового океана, он представлял собой огромное котловинное, периодически совершенно усыхавшее озеро, длиной 150 и шириной до 50 км. Отложение калийных солей шло уже в «сухом» озере из межкристалльной рапы, стекавшей в наиболее погруженные центральные участки озера (Валяшко, 1951).

Постепенное смещение в течение иреньского времени в западном — северо-западном направлении зоны максимального погружения обусловило, по Б. И. Грайферу (1962), постепенную миграцию разновозрастных солеродных бассейнов в этом же направлении. Наиболее древние соли ледяно-пещерского возраста отложились в самых восточных и южных участках Чусовской депрессии. Наибольшие мощности их встречены в районе ст. Шумково — с. Березовки. В последующие засушливые этапы отложились разновозрастные линзы солей на Косьвинской седловине. Мощные залежи каменных и калийных солей в Соликамской депрессии и небольшие линзы солей в прилегающих к ней северных участках Косьвинской седловины образовались в наиболее продолжительный засушливый лунежский этап в конце кунгурского века (Грайфер, 1962).

Многоэтапность развития процессов галогенеза в огромном полузамкнутом кунгурском бассейне в Уфимско-Соликамской впадине и на прилегающей площади Русской платформы обусловили постепенное изменение состава вод бассейна.

Это сказалось на постепенном увеличении содержания брома и величины бром-хлорного коэффициента в разновозрастных солях, а также на увеличении степени доломитизации в карбонатных пачках. Величина бром-хлорного коэффициента в наиболее древних ледяно-пещерских солях Шумковского месторождения составляет 0,13, в шалашинских (Шумково), демидковских и лунежских солях Косьвинской седловины она равна соответственно 0,14, 0,14 и 0,15, а в подстилающих солях Верхне-Камского месторождения лунежского возраста — 0,17 (Валяшко, 1952). На прерывисто-прогрессивное увеличение степени засоленности кунгурского бассейна обратил внимание еще Н. П. Герасимов (1952) на основании палеонтологических исследований карбонатных отложений кунгура. Это подтверждается в настоящее время данными химического анализа карбонатов разновозрастных пачек. Так, средняя величина отношения  $\text{CaO} : \text{MgO}$  закономерно уменьшается от 3,3 для филипповской до 3,2, 2,6 и 1,5 соответственно для неволинской, елкинской и туйской карбонатных пачек кунгура в платформенных разрезах. Об этом же говорит и прогрессирующее увеличение величины отношения  $\text{Sr} : \text{Ba}$  в карбонатных и сульфатных отложениях.

Очень своеобразны карбонатные отложения туйской пачки, непосредственно предшествовавшей этапу садки калийно-магниевого солей в Соликамской депрессии. Карбонаты туйской пачки почти не содержат фауны. Характерным отличием их является чистота химического состава и преобладание поэтому чистых тонов окраски, а также приуроченность к ним выделений палыгорскита, сепиолита, флюорит-ратов-



кита и магнезита (Абрамович, 1960). Незначительная (до 5%) примесь последнего была обнаружена С. В. Назаровской и другими геологами при пересчете химических анализов, а также автором при качественных реакциях с эозином (8). По данным Б. И. Грайфера, В. З. Хурсика и других, брекчиевидная, псевдооолитовая и крупнозернистая «сахаровидная» структура туюйских известняков с включением волокнистого палыгорскита (сепиолита) является вторичной и развивается за счет раздоломичивания первичных мелкозернистых доломитов с примазками восковидного сепиолита. Процессам раздоломичивания и перехода карбонатов магния в карбонаты кальция способствовала относительная неустойчивость магнезита в зоне выветривания. Можно думать, что отложение доломитов туюйской пачки происходило на больших площадях в прибрежных мелководных участках засоленного бассейна, почти полностью потерявшего к этому времени связь с открытым северным морем. Воды туюйского бассейна были уже значительно обогащены магнием, кремнеземом и фтором, что и обусловило своеобразие минералогического состава отлагавшихся осадков.

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Итак, своеобразие условий осадконакопления конечного этапа развития соллеродного бассейна в Уфимско-Соликамской впадине в конце кунгурского века по сравнению с другими впадинами Предуральяского прогиба обусловлено сочетанием ряда характерных факторов.

Развитие бассейна на жестком основании древней платформы обусловило его большие площади, что способствовало усилению испарения и отложению громадных масс ангидритов.

Значительная обособленность бассейна с севера и юга благодаря наличию поперечных прогибов поднятий, а также с запада из-за развития окаймляющих бассейн барьерных рифов также содействовала прогрессирующему осолонению.

Периодически нарушавшаяся связь с питающим морским бассейном приводила к многократному резкому засолонению бассейна в засушливые периоды с образованием ангидритов и в особо благоприятных случаях — залежей каменных солей.

В целом же происходило постепенное обогащение вод бассейна  $K^+$ ,  $Mg^{2+}$ ,  $Br^-$ ,  $Rb^+$ ,  $Cs^+$  и сравнительное обеднение ионами  $SO_4^{2-}$ ,  $Ca^{2+}$  и др. (Морачевский, 1939<sub>2</sub>), что привело на конечном этапе развития соллеродного бассейна к садке калийно-магниевых хлоридных солей и образованию крупнейшего в мире Верхне-Камского месторождения бессульфатных калийных солей.

Характерным отличием истории прогиба в Уфимско-Соликамской впадине по сравнению с южным Прикаспийским соллеродным бассейном является отсутствие каких-либо проявлений вулканизма — прослоев туфов, примеси вулканического стекла в солях и т. д. (Наливкин, 1950). Эффузивные породы, чаще основного состава, встречаются в большом количестве лишь в виде обломков в терригенных породах флишевых и молассовых формаций. Ввиду отсутствия вблизи от кунгурского соллеродного бассейна вулканогенно-фумарольных источников привноса бора, значительных концентраций последнего в остаточной рапе усыхавших соллеродных водоемов не происходило (Яржемский, 1958). Это и обусловило отсутствие даже незначительных минералопроявлений боратов в галогенных отложениях Уфимско-Соликамской впадины (Оборин, 1964). Незначительная примесь единственного самостоятельного минерала бора — эрикаита (железисто-марганцовистый боратит) обнаружена

Н. К. Чудиновым в нерастворимом остатке карналлита Верхне-Камского месторождения. Содержание бора в галите, калийных солях и маточных рассолах ничтожно. Весь бор в толщах солей концентрируется в глинистых прослоях (Морачевский, 1939<sub>1</sub>).

Поскольку в последнее время стал вновь дискутироваться вопрос о глубинах отложения галогенных осадков и в частности о глубине отложения солей в Уфимско-Соликамской впадине (Яншин, 1961), на этом вопросе следует остановиться несколько подробнее. Образование осадков всех галогенных отложений в этой впадине происходило в мелководных условиях на глубинах не более первого десятка метров. Об этом свидетельствуют: а) наличие прослоев оолитовых доломитов и сингенетических карбонатных оолитов в карбонатном цементе песчаников в отложениях, непосредственно подстилающих и перекрывающих галогенные толщи, а также карбонатных и карбонатно-сульфатных пизолитов в ангидритах и пелитоморфных доломитах; б) широко развитие текстур усыхания, волновой ряби, взмучивания осадков, взламывания поверхностных корочек аргиллитовых прослоев и т. д.; в) расчетные данные о глубинах бассейна на основании сопоставления фаунистически доказанных одновозрастных горизонтов сылвенских и саргинских рифов, а также синхроничных оолитовых карбонатных пачек на платформе и в прогибе на широте Верхне-Чусовских Городков.

Не увязываются с гипотезой глубоководности галогенных отложений и другие факты: а) засоление в синхроничных пластах ангидритов приурочено к восточным разрезам, т. е. к прибрежной части, а не к центру бассейна, как это вытекает из теории глубоководного образования галогенных осадков; б) отложение в самых глубоководных участках бассейна известняков, а в мелководных платформенных участках синхроничных им по возрасту (по данным спорово-пыльцевого анализа и фауне) доломитов, иногда оолитовых, тогда как по теории глубоководности наиболее соленые воды должны стекать и накапливаться в наиболее глубоководных участках; в) невозможность объяснения резкой смены галогенных осадков морскими, часто известковыми, с нормально-морской фауной путем подтока морских вод, так как общий объем требующейся воды не уместился бы даже в глубочайшей впадине. О большой выдержанности во времени постепенных погружений и компенсированности их мелководными осадками говорят, наконец, однородные мощные толщи оолитовых доломитов в прибортовой зоне прогиба (более 80 м мощностью).

Таким образом, имеющийся в настоящее время фактический материал свидетельствует о мелководности отложения галогенных осадков в кунгурский век и существовании даже в периоды рассолонения в общем мелководного бассейна с глубинами, не превышающими 50—80 м. Галогенные осадки отлагались в усыхавшем водоеме, уровень которого был, вероятно, ниже уровня мирового океана. Различная скорость прогибания дна бассейна на разных участках впадины влияла на локализацию и мощности отлагавшихся осадков, в том числе и солей. Однако мелководность образования галогенных осадков не может служить прямым признаком полного компенсирования прогибания осадконакоплением, так как их отложение происходило вероятно, в глубоких котловинах высыхающих бассейнов, уровень которых мог быть значительно ниже уровня мирового океана. Следовательно, скорость прогибания могла прямо не отражаться на мощностях солей и оставаться более или менее постоянной в течение всего нижнепермского времени.

Постепенное увлажнение климата в начале соликамского времени привело к распреснению кунгурского бассейна за счет поступления боль-

ших количеств речных вод. Продолжающийся дальнейший подъем Урала и Уфимского амфитеатра привели к тому, что к этому времени значительная часть рассматриваемой площади к югу от р. Косьвы была превращена в сушу и здесь отлагались аллювиальные галечниково-глинисто-песчаные осадки. В Соликамской депрессии периодически продолжали существовать засоленные бассейны (Иванов, 1960). Так закончилась эпоха грандиознейшего в истории земли периода соленакопления в Уфимско-Соликамской впадине.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Абрамович Ю. М., Нечаев Ю. А. Аутигенный флюорит в кунгурских отложениях Пермского Приуралья. Докл. АН СССР, т. 135, № 2, 1960.
- Валяшко М. Г. Объемные соотношения жидких и твердых фаз в процессах испарения океанической воды как фактор определяющий образование месторождений калийных солей. Докл. АН СССР, т. 77, № 6, 1951.
- Валяшко М. Г., Мандрыкина Т. В. Бром в соляных месторождениях как генетический и поисковый признак. Тр. Всес. н.-и. ин-та галургии, вып. 23, 1952.
- Валяшко М. Г. Геохимические закономерности формирования месторождений солей. Изд. Моск. ун-та, 1962.
- Герасимов Н. П. Кунгурский ярус Камского Приуралья. Уч. зап. Молотовск. ун-т, т. 7, вып. 1, 1952.
- Грайфер Б. И., Романов П. И., Залкинд И. Э. Стратиграфия и литофации кунгурского яруса Пермского Прикамья. В кн. «Стратиграфические схемы палеозойских отложений. Пермь». Гостоптехиздат, 1962.
- Золотова В. П. Верхний горизонт кунгурского яруса Пермского Прикамья. Уч. зап. Пермск. ун-т, т. 18, вып. 2, 1961.
- Иванов А. А., Левицкий Ю. Ф. Геология галогенных отложений (формаций) СССР. Госгеолтехиздат, 1960.
- Методы изучения осадочных пород, т. 1. Госгеолтехиздат, 1957.
- Мокшанцев К. Б. и Айзенберг М. А. Новые данные о строении средней части Предуральяского прогиба. Новости нефт. техн., № 1, 1960.
- Морачевский Ю. В., Тихомирова М. М. Бороносность соляной толщи Тр. Всес. н.-и. ин-та галургии, вып. 17, 1939.
- Морачевский Ю. В., Поленова Т. Б. Бессульфатность Верхнекамских соляных отложений, Тр. Всес. н.-и. ин-та галургии, вып. 17, 1939.
- Наливкин В. Д. Фации и геологическая история Уфимского плато и Юрезано-Сылвенской депрессии. Гостоптехиздат, 1950.
- Оборин А. А., Залкинд И. Э. К геохимии бора в гипергенных процессах. Геохимия, № 2, 1964.
- Пушаровский Ю. М. Краевые прогибы, их тектоническое строение и развитие. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 28, 1959.
- Софроницкий П. А., Золотова В. П. Нижний горизонт кунгурского яруса Молотовского Прикамья. Уч. зап. Молотовск. ун-т, т. 11, вып. 2, 1957.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. 3. Изд. АН СССР, 1962.
- Фивег М. П. Фациальный ряд галогенных пород и особенности пространственного распространения его членов. В кн. «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. 3. Изд. АН СССР, 1960.
- Чочиа Н. Г. Геологическое строение Колво-Вишерского края. Тр. Всес. нефт. н.-и. геолоразвед. ин-т, вып. 91, 1955.
- Яншин А. Л. О глубине солеродных бассейнов в некоторых вопросах формирования мощных соленосных толщ. Геология и геофизика, № 1, 1961.
- Яржемский Я. Я. Проблема поисков борного сырья в галогенных толщах СССР. Сов. геология, № 7, 1958.

Камский филиал  
Всесоюзного н.-и. геологического и нефтяного института  
Пермь

Дата поступления  
5.IX.1963

УДК 553.632 : 551.736.1 (477.6)

## **КАЛИЙНЫЕ СОЛИ В ГАЛОГЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ НИЖНЕЙ ПЕРМИ ДОНЕЦКОГО БАССЕЙНА**

***М. Л. ЛЕВЕНШТЕЙН, В. П. БОБРОВ***

Рассматривается состав нижнепермской галогенной формации Донецкого бассейна. Отмечается приуроченность калийных солей к средней и верхней частям краматорской свиты и дается их минералогическая характеристика. Указываются площади, перспективные для поисков калийных солей, в том числе на относительно меньших глубинах.

### **1. ОБЩИЕ ЗАМЕЧАНИЯ**

Галогенная формация нижней перми завершает крупный цикл верхнепалеозойского осадконакопления в Донецком прогибе, сменяя в разрезе терригенную пестроцветную толщу медистых песчаников. Осадки этой формации сохранились только в западной части Донецкого бассейна, в пределах Бахмутской и Кальмиус-Торецкой котловин. Границы распространения галогенных отложений в этих структурах на севере, востоке и юго-западе — эрозионные и четко определяются выходами подстилающих пород; на северо-западе галогенные отложения, погружаясь под мощный покров верхней перми, мезозоя и кайнозоя, переходят в Днепровско-Донецкую впадину.

Изучение галогенной формации до 1953 г. практически осуществлялось только в пределах двух месторождений каменной соли, известных еще с прошлого столетия, — Артемовского и Славянского, расположенных в юго-восточной и центральной частях Бахмутской котловины. В результате этого изучения и сложилось представление о литологическом составе, условиях залегания и объеме осадков галогенной формации Донбасса. Огромная площадь распространения этой формации на остальной территории Бахмутской и Кальмиус-Торецкой котловин и за пределами этих структур к северо-западу в Днепровско-Донецкой впадине оказалась почти не изученной, вследствие чего вопросы стратификации и состава слагающих эту формацию осадков длительное время оставались дискуссионными.

### **2. СТРАТИГРАФИЯ НИЖНЕЙ ПЕРМИ ДОНБАССА И ОБЪЕМ ГАЛОГЕННОЙ ФОРМАЦИИ**

Первая схема стратиграфии нижней перми Донецкого бассейна была разработана в 1914 г. Н. Н. Яковлевым (1914, 1944), который выделил в ее составе по общим литологическим признакам три свиты (снизу вверх): 1) медистых песчаников, 2) гипсо-доломитовую, 3) соленосную. Последующие работы О. И. Галака (1930, 1934, 1935), А. А. Малявкина (1940), Л. Ф. Лунгерсгаузена (1940), С. И. Евсеевой (1941), Ф. Е. Лапчик (1958), И. Ю. Лапкина (1948) и других уточняли и вносили дополнитель-

ные элементы в схему Н. Н. Яковлева, не затрагивая в принципе ее основ, и она сохраняла практическое значение до последних лет.

В 1950—1955 гг. в результате детальных геологосъемочных работ, выполненных Л. П. Нестеренко (трест «Артемгеология»), представления о стратиграфии и литологии пермской галогенной формации существенно изменились. В результате этих работ выработана современная детальная схема расчленения осадков нижней перми с послонной индексацией маркирующих известняков, отвечающая возросшим требованиям разведочной практики.

Таблица 1  
Содержание пород в никитовской свите (в %)

Порода	Районы			
	Никитовка	Яма	Славянск	Святогорск
Каменная соль	—	—	12	50
Ангидрит (гипс)	3	3	12	10
Аргиллиты и алевролиты	75	80	61	35
Песчаники	16	10	9	—
Доломиты и известняки	6	7	6	5
Общая мощность свиты, м	230	100	200	195

Согласно схеме Л. П. Нестеренко (1956), в составе нижнепермских отложений выделены три свиты (снизу вверх): медистых песчаников (картамышская<sup>1</sup>) мощностью 500—1200 м, известняково-доломитовая (никитовская) мощностью 100—250 м и соленосная (артемовская<sup>2</sup>) мощностью 220—400 м.

Первые проявления галогенеза среди нижнепермских отложений установленные

в соответствии с новыми данными в верхней трети картамышской свиты, где над мощной толщей пестроцветных осадков появляется группа сближенных карбонатных горизонтов  $Q_8$ — $Q_{12}$ , разобщенных пестрыми, реже серыми алевролитами и аргиллитами с прослоями ангидритов; среди них наиболее устойчивым является пласт ангидрита мощностью до 4 м выше  $Q_8$ . Эти фации распространены в северной части Бахмутской котловины и в смежной части Днепровско-Донецкой впадины. К югу, как это было отмечено Л. П. Нестеренко и прослежено по разрезам новых скважин, пласты ангидритов и доломитов постепенно выклиниваются и южнее линии Карфаген — Славянск — Барвенково в разрезах не отмечены.

В никитовской свите галогенное осадконакопление проявляется значительно шире на всей территории западной части Донецкого бассейна. Пласты доломитов и ангидритов отмечаются повсеместно, а в северо-западной части Бахмутской котловины в этой свите на различных стратиграфических уровнях появляются первые пласты каменной соли. Однако в целом в этой свите по составу преобладают терригенные образования (аргиллиты, алевролиты и песчаники) преимущественно серой окраски, и только на крайнем северо-западе (Святогорск, Сливаковка) в разрезе большее развитие получают галогенные породы. Маркирующими горизонтами являются известняки и доломиты, которые индексируются как  $R_1$ ,  $R_2$ ,  $R_3$  и  $R_4$ . Литологический состав никитовской свиты показан в табл. 1.

Дальнейшее резкое усиление галогенеза знаменует переход к вышележащей славянской свите, в которой доминирует каменная соль и ангидриты. Карбонатные породы (известняки и доломиты) образуют ряд

<sup>1</sup> Изменение наименований свит произведено в тресте «Артемгеология» (В. Г. Алексеев, М. Л. Левенштейн, 1959).

<sup>2</sup> На совещании по уточнению стратиграфических схем палеозоя Русской платформы (1962 г.) предложено взамен термина «артемовская свита», как преокупированного в работах В. Д. Фомичева, пользоваться названием «славянская свита».

устойчивых маркирующих горизонтов ( $S_1^1$ ,  $S_2$ ,  $S_2^1$ ,  $S_3$  и  $S_4^1$ ). Терригенных отложений немного. Они представлены серыми аргиллитами, реже алевролитами, роль которых, как и в ниже лежащей свите, значительно снижается в северо-западном направлении. Литологический состав славянской свиты охарактеризован в табл. 2.

Следует отметить, что к славянской свите приурочены все эксплуатирующиеся в районе пласты каменной соли (Карфагенские и Брянцевские). Карфагенские пласты (до 6) с мощностями от 3 до 10 м каждый, залегающие между известняками  $S_1^1$  и  $S_2$ , эксплуатируются рассолопромыслом «Новый Карфаген».

Подбрянцевский пласт, залегающий выше известняка  $S_2$ , а также Брянцевский и Надбрянцевский пласты, залегающие выше известняка  $S_3$ , с мощностями соответственно 32, 35 и 40 м разрабатываются рудоуправлением «Артемсоль» (все три пласта) и Славянским рассолопромыслом (Брянцевский пласт).

Самым верхним горизонтом галогенной формации (до 1959 г.) считался Надбрянцевский пласт каменной соли и покрывающая

его гипсо-ангидритовая пачка пород мощностью до 50 м, выше которой на Артемовском и Славянском месторождениях залегают красноцветные песчано-глинистые образования дроновской свиты.

Вопрос об условиях залегания отложений дроновской свиты на ниже лежащих (славянских) осадках продолжительное время оставался спорным. Одни геологи: Н. Н. Яковлев (1914, 1944), Г. Д. Киреева и Л. П. Нестеренко (1956) считали, что отложения дроновской свиты залегают на галогенных осадках согласно и без перерыва и относили их к нижней перми; другие — А. А. Малявкин (1940), Л. Ф. Лунгерстаузен (1942), И. Ю. Лапкин (1953) — отрицали эту идею; считая несогласным залегание этой свиты на более древних осадках, они относили ее или к верхней перми (Малявкин, 1940; Лунгерстаузен, 1942), или к нижнему триасу (Люткевич, Лапкин, 1953). Представление о верхнепермском возрасте осадков дроновской свиты в последние годы является доминирующим (Левенштейн, Соколов, Стерлин, 1961).

Последовательное рассмотрение известных разрезов картамышской, никитовской и славянской свит нижней перми показывает их сложное циклическое строение при общей трансгрессивной направленности осадконакопления. Эта направленность отражена в постепенном увеличении роли карбонатных пород в разрезе свит нижней перми, в увеличении мощности известняков, в появлении разнообразной стеногалинной фауны, особенно в  $S_3$ . Об этом же свидетельствует изменение окраски пород от красноцветной в картамышской свите до преимущественно сероцветной в славянской.

Максимального развития трансгрессия моря достигла во время формирования известняка  $S_3$ , выше которого в разрезе появляются первые признаки регрессивного осадконакопления. Оно устанавливается по появлению пестроокрашенных слоев, начиная с Надбрянцевского пласта,

Таблица 2

## Содержание пород в славянской свите (в %)

Породы	Районы			
	Артемовское месторождение каменной соли	Славянское месторождение каменной соли	с. Бельбасовка (юго-западнее г. Славянска)	Святогорск
Каменная соль	41	62	66	62
Ангидрит (гипс)	32	28	19	26
Аргиллиты и алевролиты	22	4	6	2
Песчаники	—	2	—	—
Доломиты и известняки	5	4	9	10
Общая мощность свиты, м	425	440	510	400

по уменьшению мощности карбонатных пород и постепенному исчезновению из разреза морской фауны.

В изученных разрезах галогенной формации Донецкого бассейна явно не хватало заключительной регрессивной ветви развития последней фазы замыкания и отмирания бассейна, с которой, естественно, должно было быть связано накопление калийных солей.

Исходя из вышеотмеченных особенностей, а также из стратиграфического несогласия между осадками нижней и верхней перми и анализа соотношений структурных планов палеозоя и мезозоя, М. Л. Левенштейн пришел к выводу, что изученный на площади Артемовского и Славянского месторождений разрез галогенной формации Донбасса не является полным и что в предверхнепермских синклиналиях (в частности, в Краматорско-Часов-Ярской, Камышевахской и других) должны были сохраниться неизвестные к этому времени самые верхние горизонты этой формации с калийными солями. Последние, согласно этим представлениям, на площади вышеуказанных месторождений, а также ряда других древних поднятий были уничтожены предверхнепермским разрывом.

Проведенные трестом «Артемгеология» в 1959 и последующих годах геолого-поисковые работы подтвердили эти представления, и уже первые скважины, пройденные к юго-востоку от г. Славянска, вскрыли выше Надбрянцевского пласта новый, ранее неизвестный разрез соленосных отложений мощностью 300—560 м с калийными солями<sup>3</sup> (фиг. 1). Нижняя его часть мощностью 75—110 м является прямым продолжением славянской свиты и представлена мощными пластами соли с подчиненными прослоями ангидрита и аргиллита. Основная же, верхняя часть вывзленного разреза по ряду признаков заметно отличается от славянской свиты и в связи с этим была выделена в 1960 г. по подошве песчано-глинистой пачки, залегающей в 75—110 м выше Надбрянцевского пласта в отдельную свиту, получившую название краматорской, поскольку она была впервые вскрыта и детально изучена в районе г. Краматорска (Левенштейн, 1961). Вскрытая мощность краматорской свиты достигает 475—500 м. Литологический состав краматорской свиты представлен в табл. 3.

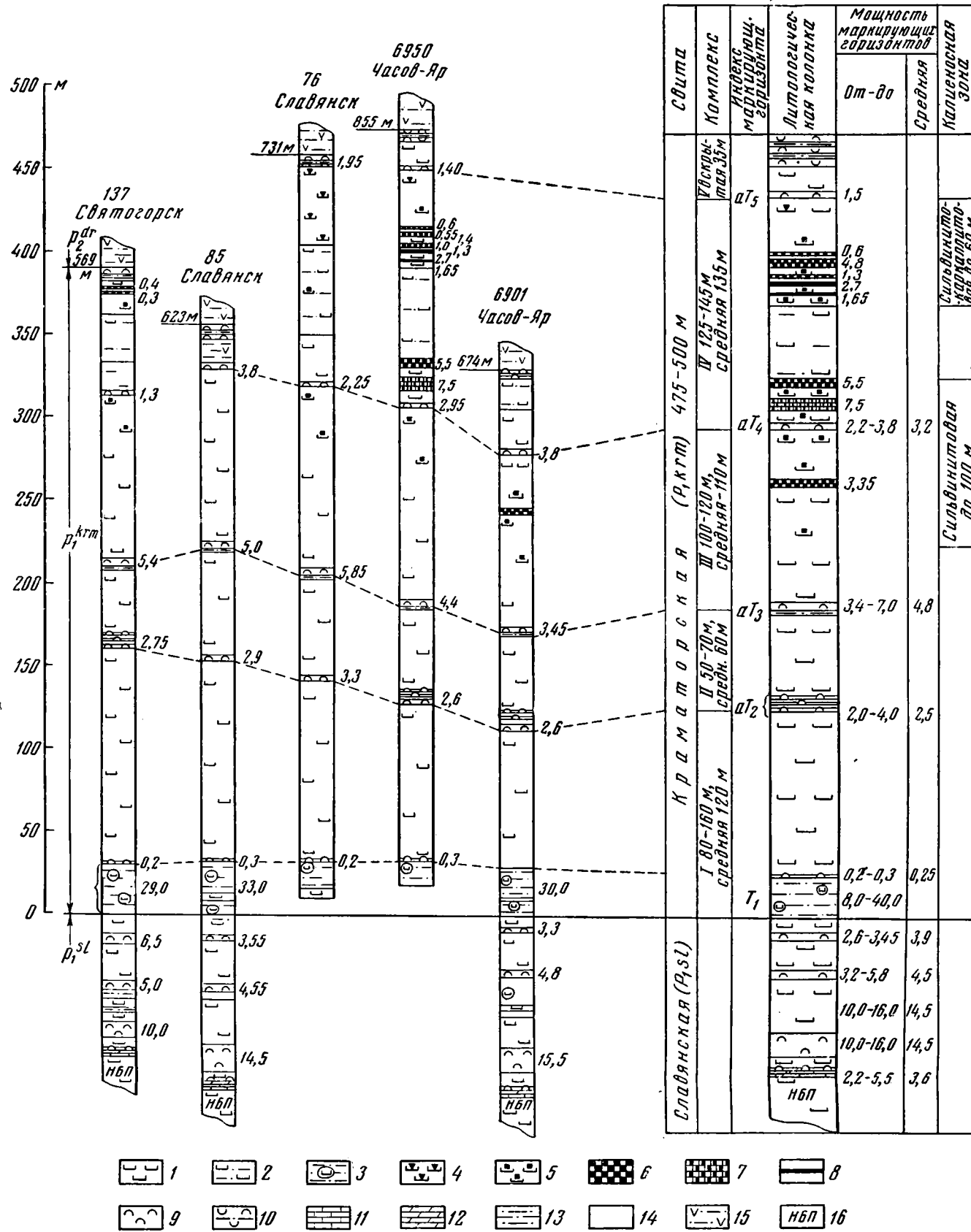
Таблица 3

## Содержание пород в краматорской свите (в %)

Породы	Районы			
	Часов-Яр	Приволье	Славянск	Святогорск
	скв. № 6950	скв. № 6901	скв. № 6809	скв. № 137
Каменная соль с нерастворимым остатком 0—5%	50,0	56	50,5	58,8
Каменная соль с нерастворимым остатком 5—25%	32,5	23	31,0	19,0
Каменная соль с нерастворимым остатком 25—50%	1,5	1,5	2,5	7,0
Алевролит с галитом	2,5	9,5	5,0	—
Алевролит	5,0	3,5	5,5	8,5
Ангидрит	5,5	5,5	5,0	6,5
Калийные соли	6,0	1,0	0,5	0,2
Вскрытая мощность свиты, м	460	300	475	391

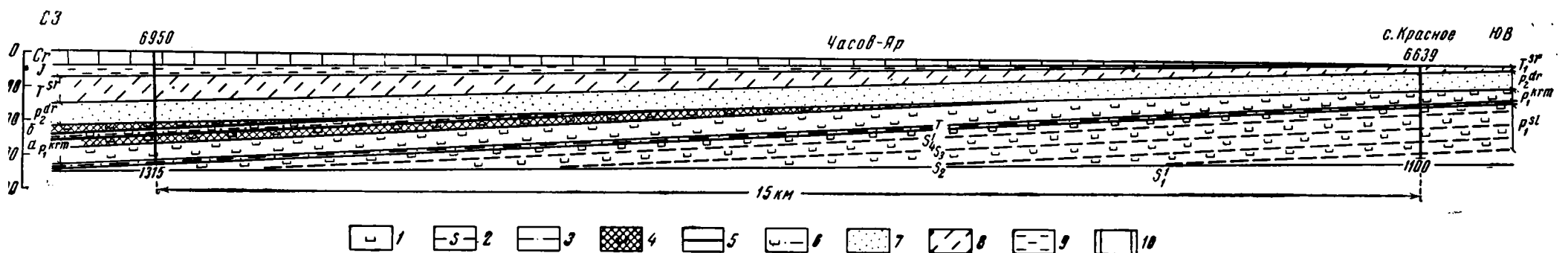
Как видно из табл. 3, в разрезе явно преобладают галитовые породы как чистые, так и загрязненные красно-бурым карбонатно-глинисто-ангидритовым материалом. Соленасыщение разреза составляет 85—90%,

<sup>3</sup> Калийные соли были впервые выделены в керне скважины № 76 и микроскопически определены как сильвин и карналлит В. П. Бобровым (1960).



Фиг. 1. Сопоставление наиболее полных разрезов краматорской свиты нижней перми в Бахмутской котловине.

1 — каменная соль; 2 — глинистая каменная соль; 3 — алевролит с включением галита; 4 — каменная соль с включением карналлита; 5 — каменная соль с включением сильвинита; 6 — сильвинит; 7 — бедный сильвинит; 8 — карналлит; 9 — ангидрит; 10 — гипсы и ангидриты древней зоны гипергенеза; 11 — известняк; 12 — доломит; 13 — алевролит; 14 — аргиллит; 15 — алевролит с селенитом в древней зоне гипергенеза; 16 — надбрянцевский пласт каменной соли



Фиг. 4. Условия залегания калиеносных зон в юго-восточной части Краматорско-Часов-Ярской синклинали. Геологический разрез вдоль оси складки.

— нижняя пермь: 1 — каменная соль с прослоями ангидритов; 2 — маркирующие известняки; 3 — «пятнистый» (белбасовский) горизонт (Т<sub>1</sub>); 4 — калиеносные зоны: сильвинитовая (а), сильвинито-карналлитовая (б); 5 — сильвинитовые пласты промышленного значения; 6 — галопелит, разделяющий калиеносные зоны; 7 — верхняя пермь, дробовская свита; 8 — нижний триас, серебрянская свита; 9 — юра; 10 — мел



причем грязная каменная соль, которая тяготеет в большей степени к средней и верхней частям разреза, составляет около половины этого объема. Как правило, галитовые породы обладают весьма крупнокристаллически-зернистой структурой, что указывает на имевшую здесь место сильную перекристаллизацию солей.

Ангидритовые и алевролитовые породы в составе краматорской свиты имеют весьма подчиненное значение, поскольку встречаются относительно редко и к тому же представлены маломощными прослоями. Всего в наиболее полном разрезе устанавливается до 16 пропластков ангидритов, имеющих мощность до 1 м, и 4 пласта ангидрита мощностью 3—7 м. Особенностью этих ангидритов в отличие от ангидритов нижележащих свит является наличие в них кристаллов галита и появление на общем фоне серой окраски желтых, сиреневых, розовых, красных и красно-бурых пятен, которые порой начинают превалировать в породе и изменяют ее цвет. В верхней части разреза встречаются белые, красно-бурые и мясо-красные ангидриты. Ангидритонасыщение разреза составляет 5—6,5%. Алевролиты и аргиллиты, как правило, маломощны (до первых метров) и имеют красно-бурую окраску. Нередко в разрезе встречаются переходные породы, состоящие примерно из равных количеств ангидрито-глинистого материала и галита (галопелиты).

Регрессивная направленность в осадконакоплении выразилась не только в значительном преобладании в разрезе (по сравнению с нижележащими свитами) галогенных пород, но и в исчезновении из разреза известняков и доломитов, в отсутствии сероцветных алевролитов и аргиллитов, в общей красно-бурой окраске пород всего разреза и в появлении калийных солей. В отличие от славянской свиты в новом разрезе отсутствует морская фауна, а также горизонты со спорами и пыльцой.

Одной из характерных особенностей краматорской свиты является устойчивость литологических комплексов пород и отдельных слоев на всей площади ее распространения. Эта выдержанность разреза позволила выделить ряд маркирующих горизонтов.

Первый маркирующий горизонт, в основании которого проводится нижняя граница краматорской свиты, залегает на 75—110 м выше Надбрянцевского пласта каменной соли. Он представлен карбонатными мелкозернистыми песчаниками, алевролитами и галопелитами общей мощностью 8—40 м. Окраска этих пород красная, с мелкими зелеными пятнами. Под микроскопом устанавливается, что песчаники сложены почти нацело обломками известняка с микрофауной, в составе которой установлены *Tuberitina*, *Nodosaria*, *Tetrataxis* и другие (Нестеренко, Шамаев, 1960; Бондаренко, 1963). Этот горизонт в практике геологоразведочных работ получил наименование «пятнистого» или «белбасовского» и индексируется  $T_1$  в продолжение Донецкой синонимии карбонатных горизонтов. Между «пятнистым» горизонтом и Надбрянцевским пластом залегает группа Красносельских пластов каменной соли с характерными тремя выдержанными пластами ангидритов. В кровле «пятнистого» горизонта прослеживается, как правило, ангидритовый прослой мощностью до 0,3 м, а выше последнего довольно мощный (25—30 м), выдержанный по всем без исключения скважинам химически чистый пласт белой каменной соли.

В вышележащей мощной толще солей маркирующими являются отдельные пласты ангидритов. Наиболее четко прослеживаются четыре пласта ангидрита, обладающие выдержанной мощностью (3—7 м) и индивидуальными особенностями, позволяющими узнавать их в разрезе. Этим горизонтам дается индексация  $a_2$ ,  $a_3$ ,  $a_4$ ,  $a_6$  ( $a$  — ангидрит). Ангидритовые маркирующие горизонты распределены в разрезе

свиты более или менее равномерно, что позволяет выделить и проследить по всей площади Бахмутской котловины пять комплексов, отвечающих пяти мегациклам (циклам III порядка). Циклы более мелкого порядка могут быть выделены по периодическому появлению в разрезе тонких ангидритовых прослоек, изменению содержания нерастворимого остатка в галитовых породах, изменению их окраски и т. д. Детальное исследование цикличности галогенной формации остается одной из ближайших задач.

Ангидритовый горизонт аТ<sub>2</sub> отличается сложным строением: он состоит из одного сравнительного мощного (2,0—4,0 м) и нескольких маломощных (0,15—1,0 м) ангидритовых пластов, залегающих в его кровле.

Горизонт аТ<sub>3</sub> отличается характерной для него пльчатой текстурой за счет наличия в нем тонких прослоек доломита и обладает самой большой мощностью (3,4—7,5 м). В подошве этого горизонта, как правило, залегают красно-бурый алевролит мощностью до 1 м. Выше этого горизонта появляются вкрапления и слои калийных солей.

Горизонт аТ<sub>4</sub> мощностью 2,2—3,8 м может быть также легко узнан в разрезе по наличию несколько выше его кровли характерной пачки сильно глинистого галита, чередующегося с алевролитом, мощностью до 55 м, которая может иметь также маркирующее значение. Эта пачка отделяет нижнюю сильвинитовую от верхней сильвинито-карналлитовой зоны, о чем будет сказано несколько подробнее ниже.

Все вышеотмеченные литологические особенности краматорской свиты показывают, что физико-географическая и физико-химическая обстановка в период накопления основной ее части резко отличалась от условий формирования осадков нижележащих свит.

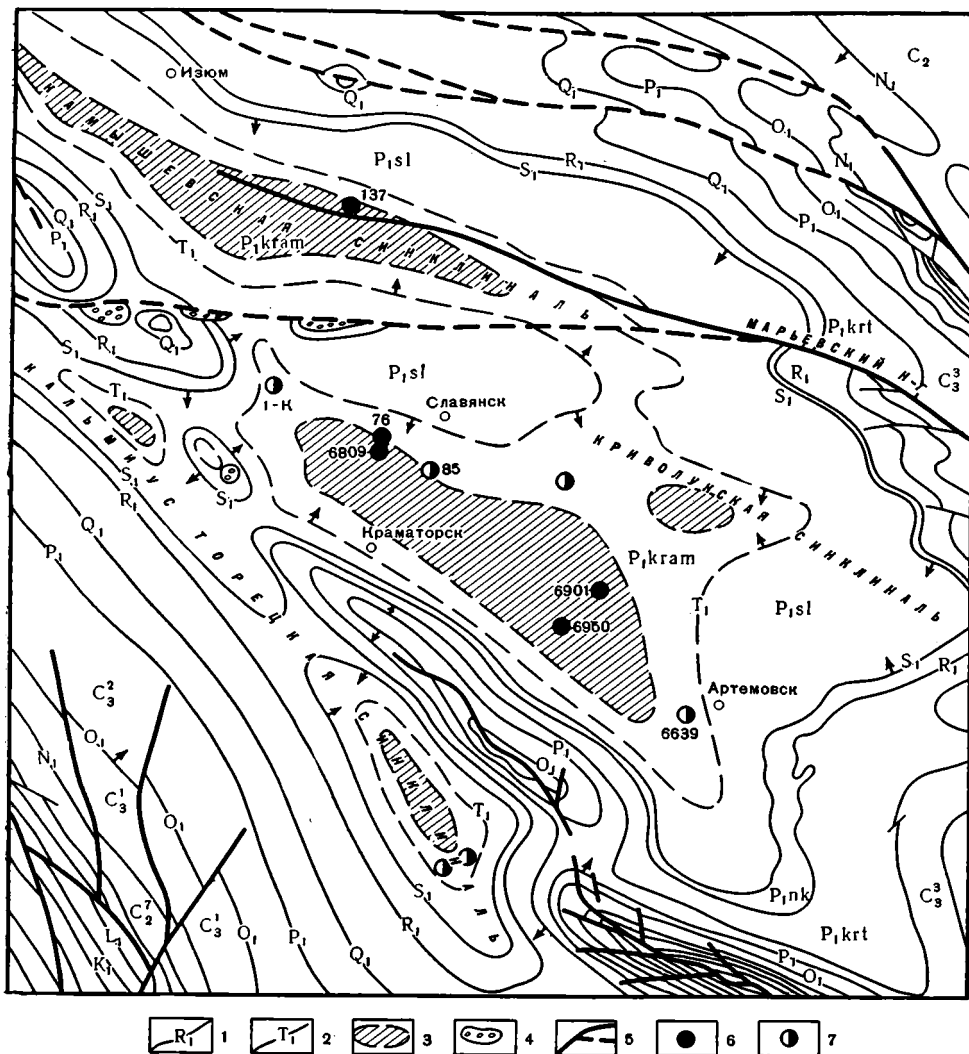
Таким образом, в составе нижнепермской галогенной формации Донецкого бассейна в настоящее время выделяют три согласно залегающие между собой и на подстилающих породах свиты (снизу вверх): никитовская (P<sup>nk</sup>) мощностью 100—250 м, славянская (P<sup>sl</sup>) мощностью 400—600 м и краматорская (P<sup>krm</sup>) со вскрытой мощностью 475—500 м.

В состав галогенной формации Донбасса следует включить и самую верхнюю часть картамышской свиты (P<sup>krt</sup>), где среди терригенно-карбонатных фаций прослеживаются прослои ангидритовых пород. Мощность этой пачки пород до 80 м. Следовательно, вскрытая мощность всей галогенной формации Донецкого бассейна по имеющимся данным достигает 1450 м, а полная ее мощность, по нашим предположениям, в наиболее погруженных частях предверхнепермских синклиналей составляет 1500—1600 м.

### 3. КАЛИЙНЫЕ СОЛИ В НИЖНЕПЕРМСКОЙ ГАЛОГЕННОЙ ФОРМАЦИИ ДОНБАССА

Отложения краматорской свиты вскрыты к настоящему времени рядом скважин на значительной площади в Бахмутской и Кальмиус-Торецкой котловинах (фиг. 2). В этих отложениях по единичным скважинам (№ 76, 6809, 6901, 137, 6950), вскрывшим наиболее полные разрезы краматорской свиты, и были обнаружены в 1960—1963 гг. калийные соли<sup>4</sup>, приуроченные к средней и верхней частям этой свиты.

<sup>4</sup> В разработке направлений поисковых работ на калийные соли и в их проведении участвовала (кроме авторов статьи) группа геологов треста «Артемгеология» — Ю. Н. Брагин, Ю. В. Бузык, В. А. Соколов, А. А. Юдельсон и другие.



Фиг. 2. Прогнозная карта на калийные соли в нижнепермской галогенной формации Донецкого бассейна.

1 — известняки, разграничивающие свиты карбона и перми; 2 — нижняя граница краматорской свиты; 3 — прогнозируемая площадь распространения калийных солей; 4 — брекчии девонских соляных штоков; 5 — разрывные нарушения; 6 — скважины, вскрывшие калийные соли; 7 — некоторые скважины, вскрывшие краматорскую свиту

Незначительные проявления калиенности ( $KCl - 2,17\%$ ), по данным химических анализов, установлены и в нижней части краматорской свиты по скважине 1-К на юго-восточном крыле Корульского купола; по другим скважинам калиенность в этой части разреза не отмечалась.

Различный минералогический состав калийных солей и неодинаковый характер распределения калийных минералов в вертикальном разрезе краматорской свиты позволяет выделить две калиенные зоны: 1) верхнюю — сильвинито-карналлитовую мощностью до 60 м и 2) нижнюю — сильвинитовую мощностью 70—100 м. Эти зоны отделяются друг от друга выдержанной по площади пачкой сильно глинистого галита, чередующегося с алевритом мощностью до 55 м.

Калийные минералы в сильвинито-карналлитовой зоне представлены темно-серым карналлитом, молочно-белым и опаловидным сильвинитом, розовым полигалитом, бесцветным и желтоватым лангбейнитом и каинитом, с образованием по последним двум вторичных минералов шенита и эпсомита; в сильвинитовой зоне пока зафиксирован только один калийный минерал — сильвин того же цвета, что и в верхней зоне, при полном или почти полном отсутствии карналлита и сульфатных калийных минералов<sup>5</sup>.

Из этой группы минералов преобладающими являются сильвин и карналлит, которые наблюдаются в галитовой породе в виде тонкорасеянной микроскопической примеси, отдельных крупных единичных зерен и кристаллов, а также в виде многочисленных включений и гнезд неправильной формы размером до 3—4 см в поперечнике. Сульфатные калийные минералы фиксируются только в верхней зоне, в галитовой и ангидритовой породах исключительно в виде микроскопической примеси или в виде единичных прослоек мощностью не более 0,1—0,2 м.

Главные породообразующие калийные минералы (сильвин и карналлит) образуют в краматорской свите в отдельных случаях слои сильвинитовых и карналлитовых пород, которые устанавливаются в вышеуказанных зонах макроскопически, а также по результатам химического опробования кернов скважин и данным гамма-кароттажа. Карналлитовые слои хорошо выделяются в поле по своему характерному темно-серому цвету, который довольно резко бросается в глаза на общем фоне белой и красно-бурой окраски других пород. Текстура этих карналлитов массивная, структура идиоморфнозернистая; иногда они загрязнены красно-бурым алевритом, распределяющимся равномерно между зернами карналлита и галита. Сильвинитовые слои выделяются в поле несколько труднее; особенно это касается молочно-белых сильвинитов, напоминающих собой каменную соль. Во всяком случае присутствие такой разновидности сильвинита фиксируется среди общей массы каменной соли по появлению индигово-синих пятен и наличию отдельных крупных кристаллов сильвина размером до 3—4 см в поперечнике бледно-голубого цвета кубической или прямоугольной формы. Присутствие в молочно-белом или опаловидном сильвините глинисто-ангидритового вещества, которое, как и в карналлитовых породах, распределяется более или менее равномерно между кристаллами и зернами сильвина, как бы окаймляя их, создает ему пеструю окраску, благодаря чему такие сильвиниты сравнительно легче узнаются в разрезе. Эти сильвиниты мы называем пестрыми по аналогии с пестрыми сильвинитами Верхнекамского месторождения, хотя окраска донецких пестрых сильвинитов менее яркая. Последние имеют блочную структуру и пятнистую текстуру. Следует отметить, что по ассоциации калийных минералов, структуре, текстуре, элементам-примесям и другим признакам калийные соли Донецкого бассейна несколько напоминают калийные соли Верхнекамского месторождения, детально описанные Я. Я. Яржемским (1956), Е. Э. Разумовской (1958) и другими.

Стратификация карналлитовых и сильвинитовых слоев по пробуренным скважинам, расположенным на расстоянии 10—20 км друг от друга, весьма затруднительна. На данном этапе работ вполне определенно увязываются между собой только калиеносные зоны в целом (фиг. 1). В связи с этим еще нет достаточных оснований для суждения о выдержанности отдельных пластов по площади и для характеристики их фациальных замещений, несомненно имеющих место.

<sup>5</sup> Минералогические определения выполнены О. П. Рябиченко.

Таблица 4

## Характеристика отдельных пластов калийных солей \*

Глубина залегания кровли пласта, м	Мощность пласта, м	Среднее содержание, %			Вг·10 <sup>3</sup> Сг-	Название породы
		KCl	MgCl <sub>2</sub>	нерастворимый остаток		
1	2	3	4	5	6	7
Сильвинито-карналлитовая зона, скв. № 6950						
914,8	0,60	25,57	4,28	3,57	0,6	Сильвинит
917,7	0,55	21,72	0,59	4,81	0,4	»
918,75	1,40	39,66	0,48	2,40	0,45	»
921,5	1,00	17,62	1,99	1,21	0,33	»
925,4	1,30	19,46	3,41	0,91	0,42	»
928,5	2,70	13,85	17,57	16,66	1,23	Карналлитовая порода
935,15	1,65	21,57	25,66	7,37	0,90	»
937,0	0,95	10,77	12,77	0,55	0,53	Карналлито-галитовая порода
Сильвинито-карналлитовая зона, скв. № 6809						
1077,7	0,3	22,99	22,75	0,30	0,70	Карналлитовая порода
1084,5	1,1	16,40	18,60	0,76	0,93	»
Сильвинито-карналлитовая зона, скв. № 137						
580,2	0,4	45,33	—	0,62	0,50	Сильвинит
Сильвинитовая зона, скв. № 6950						
993,4	5,50	30,5	0,39	1,21	0,14	Сильвинит
1005,5	7,50	10,77	0,39	2,06	0,12	Бедный сильвинит
Сильвинитовая зона, скв. № 6901						
775,05	3,35	17,29	0,35	4,87	0,13	Сильвинит

\* Химические анализы выполнены в лаборатории треста «Артемгеология» под руководством В. И. Дердовой.

Как видно из табл. 4 и фиг. 1, в верхней сильвинито-карналлитовой зоне, в наиболее полном ее разрезе по скв. № 6950 установлено до восьми пластов сильвинитовых и карналлитовых пород, которые большей частью несмотря на довольно высокое содержание KCl или MgCl<sub>2</sub> характеризуются малой мощностью (0,3—1,65 м). Исключением в этой зоне являются: а) пласт сильвинита сложного строения в интервале глубин 917,7—922,5 м, характеризующийся мощностью 4,8 м и средним содержанием KCl—21,3%, MgCl<sub>2</sub>—1,0%, нерастворимый остаток—2,4%, и б) пласт карналлитовой породы в интервале глубин 928,5—921,2 м с мощностью равной 2,7 м, при среднем содержании MgCl<sub>2</sub> 17,5%, KCl 13,85% и весьма высоком содержании нерастворимого остатка 16,66%.

В сильвинитовой зоне пока установлено два пласта сильвинита и один пласт бедного сильвинита, залегающие на различных стратиграфических горизонтах, при расстоянии между ними 10—70 м. Верхний пласт в этой зоне с мощностью 5,5 м и сравнительно высоким содержанием KCl (30,5%) представляет собой исключительно большой интерес для дальнейших целенаправленных поисков месторождения калийных солей.

Солевой состав этого пласта колеблется (в %): CaSO<sub>4</sub>—1,70—2,61, MgSO<sub>4</sub>—0,11—0,19, CaCl<sub>2</sub>—следы, MgCl<sub>2</sub>—0,19—1,38, KCl—10,80—41,60, NaCl—55,98—85,13, нерастворимый остаток—0,68—1,98. Минералогический состав (в %): сильвин—10,57—41,46, карналлит—

0,55—4,02, галит — 55,98—85,13, ангидрит — 1,70—2,61, глинистый материал — 0,68—1,98.

Нижний пласт сильвинита, имеет по сравнению с верхним несколько меньшую мощность (3,35 м) и содержит КСl 17,29%. Средний пласт бедного сильвинита обладает мощностью 7,5 м и содержит КСl 10,77%. Оба эти пласта также перспективны.

В отношении генезиса калийных солей можно сказать, что они имеют в основном первично-седиментационное происхождение, на что указывают остатки зонально-кристаллического строения, подчеркнутую большим количеством «отрицательных» кристаллов.

Кроме того, мы допускаем образование некоторой части калийных минералов и эпигенетическим путем из межкристалльной рапы в процессе собирательной перекристаллизации солей при диагенетическом метаморфизме (наличие в карналлите и полигалите решетчатых и полисинтетических двойников).

Следует отметить, что при решении вопроса о генезисе калийных солей большое значение имеет, как утверждает М. Г. Валяшко (1956), количественное содержание брома в этих солях и величина бром-хлорного коэффициента. Пониженное содержание этих величин в калийных солях против нормальных (нормальные содержания для сильвинитов  $\text{Br}^-$  — 0,13—0,20%;  $\frac{\text{Br}^- \cdot 10^3}{\text{Cl}^-}$  — 2,9—4,2; для карналлитов — соответственно 0,24—0,60% и 6,0—15,0) говорит, по мнению этого исследователя, об их переотложении. В нашем случае содержание  $\text{Br}^-$  в карналлитовых породах не превышает 0,044%, а бром-хлорный коэффициент 1,23, в сильвинитовых породах — соответственно 0,01% и 0,6%. Как видим, содержание брома и величины бром-хлорных коэффициентов в калийных солях Донбасса крайне низкие, что позволяет, согласно теории М. Г. Валяшко, предположить переотложенный характер этих солей. Однако несмотря на это, мы пока воздерживаемся от этого вывода, так как геологические факторы, отмеченные выше, кажутся нам более убедительными. Следует отметить, что для Верхнекамского и Гаурдакского месторождений калийных солей величины бром-хлорных коэффициентов близки к вышеприведенным, однако несмотря на то, что Верхнекамское месторождение, по М. Г. Валяшко и Т. В. Мандрыкиной, и Гаурдакское, по П. Л. Приходько считаются переотложенными, А. А. Иванов (1960), учитывая в первую очередь геологические факторы, считает, что эти месторождения имеют первично-седиментационное происхождение.

### ПРОГНОЗНАЯ ОЦЕНКА КАЛИЙНЫХ СОЛЕЙ ДОНБАССА

Совокупность накопившихся материалов, а также стратиграфическая приуроченность калиеносных зон в разрезе дают возможность прогнозировать конкретные площади распространения калийных солей в пределах Бахмутской и Кальмиус-Торецкой котловин (фиг. 2).

В Краматорско-Часов-Ярской синклинали калийные соли вскрыты на северо-восточном крыле и в ее донной части по скв. № 76, 6809, 6901, 6950 на глубинах 750—1085 м. Эта синклиналь лежит на продолжении главной синклинали Донбасса. В формировании ее достаточно отчетливо проявили себя позднегерцинская (заальская) и ларамийская фазы складчатости с унаследованностью структурных планов (Левенштейн, Соколов, 1963). Ось синклинали проходит с юго-востока на северо-запад через г. Часов-Яр, скв. № 6950 и северную окраину г. Кра-

маторска, погружаясь в северо-западном направлении. Северо-западнее г. Краматорска ось складки резко воздымается вблизи Корульского купола.

Наиболее полный разрез краматорской свиты в Краматорско-Часов-Ярской синклинали может быть обнаружен по профилю Краматорск — Славянск (фиг. 3). Здесь скв. № 76 и 6809 уже вскрыты обе калиеносные зоны. Исходя из геофизических данных, можно ожидать дальнейшего наращивание разреза краматорской свиты южнее скв. 6809 и наличие здесь новых калиеносных горизонтов, расположенных выше известных. К сожалению, наиболее перспективные площади залегают здесь на значительных глубинах порядка 1100—1500 м. Поэтому практически более ценными, по-видимому, окажутся площади вблизи юго-восточного и северо-западного замыкания Краматорско-Часов-Ярской синклинали. Построенный геологический разрез (фиг. 4) показывает, что наиболее мощные и богатые по содержанию хлористого калия пласты, вскрытые по скв. № 6950, могут быть выявлены на глубинах 500—600 м в районе г. Часов-Яра.

В Камышевахской синклинали пласты калийных солей весьма незначительной мощности вскрыты к настоящему времени только на юго-западном крыле Святогорского поднятия (скв. № 137). Перспективной площадью для поисков здесь следует считать более глубокие горизонты южного крыла Средней антиклинали и южное крыло Камышевахской синклинали. Особенный интерес представляет собой участок южного крыла Камышевахской синклинали, осложненный небольшой Новоселковской антиклиналью, где благодаря наличию ларамийского поднятия можно ожидать встречи калиеносных горизонтов на умеренных глубинах. Необходимо иметь в виду, что на участках, примыкающих к Корульскому куполу, заслуживает проверки на калиеносность не только средняя и верхняя части краматорской свиты, но и ее нижняя часть, где по данным химических анализов кернов из скважины № 1-К, пробуренной на юго-восточном крыле Корульского купола, было зафиксировано в 130 м выше горизонта  $T_1$ , в интервале мощностью 3,5 м содержание KCl, равное 2,17%.

В Криволукской синклинали отложения краматорской свиты еще не вскрыты бурением, но наличие их с калийными солями предполагается. В Кальмиус-Торецкой котловине отложения краматорской свиты (нижняя ее часть) вскрыты пока только в самом ее южном замыкании, где калийные проявления не установлены. По нашим предположениям донная часть этой структуры также будет перспективна на калийные соли.

Выявленные в настоящее время калийные соли в отложениях краматорской свиты нижней перми Донецкого бассейна залегают сравнительно глубоко от дневной поверхности (750—1100 м). Поэтому важной задачей поисковых работ на данном этапе является обнаружение их на меньших глубинах, для чего имеются все необходимые геологические предпосылки.

Наряду с этим следует отметить, что разработка калийных залежей даже в пределах тех глубин, которые установлены в Донецком бассейне, может уже сейчас представлять определенный практический интерес, исходя из опыта эксплуатации калийных месторождений в Южном Гарце в ГДР на руднике Пэтэн, где добыча калийных солей ведется на глубине 1100 м (Фивег, 1956). При этом горно-геологические условия эксплуатации выявленной калийной залежи будут, по-видимому, благоприятными, принимая во внимание пологое почти горизонтальное залегание пластов.





Учитывая огромную потребность народного хозяйства в калийных удобрениях, необходимо шире развернуть поисковые работы на калийные соли в Донецком бассейне.

## ЛИТЕРАТУРА

- Алексеев В. Г., Левенштейн М. Л. К вопросу о стратификации пермских отложений Донецкого бассейна. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2, 1959.
- Бондаренко С. П. Новые данные о краматорской и дровновской свитах донецкой перми. Геол. журн., т. 23, вып. 2, 1963.
- Валяшко М. Г. Геохимия брома в процессе галогенеза и использование содержания брома в качестве генетического и поискового признака. Геохимия, № 6, 1956.
- Галака О. І. Доломіт та гіпси Донбасу. Матеріали до геології України; ч. I, вип. 3, 1930; ч. II, вип. 12, 1934; ч. III, вип. 15, 1934; ч. IV, вип. 18, 1935.
- Евсеева С. И. Пермские отложения Большого Донбасса и их возможные минеральные ресурсы. В сб. «Большой Донбасс». Гостгеоліздат, 1941.
- Иванов А. А., Левицкий Ю. Ф. Геология галогенных отложений (формаций) СССР. Гос. научно-технич. изд-во литер. по геол. и охр. недр, 1960.
- Киреева Г. Д., Нестеренко Л. П. Об условиях залегания и возрасте гальки конгломератов песчано-конгломератовой свиты Донецкого бассейна. Изв. АН СССР, сер. геол., № 3, 1956.
- Лапчик Ф. Е. Пермские и триасовые отложения Днепровско-Донецкой впадины и северо-западных окраин Донбасса. Изд. АН УССР, 1958.
- Левенштейн М. Л. Новые данные о составе и строении нижнепермских отложений Донецкого бассейна. Материалы по геол. и газосносн. нижнепермских отложений юга Русской платформы. Изд. Харьковск. ун-та, 1961.
- Левенштейн М. Л., Соколов В. А. Северо-западные окраины Донецкого бассейна. В кн. «Геология месторождений угля СССР», т. 1, Гос. науч. тех. изд., 1963.
- Левенштейн М. Л., Соколов В. А., Стерлин Б. П. Стратиграфия верхней перми и триаса северо-западных окраин Донецкого кряжа и корреляция с одновозрастными отложениями Днепровско-Донецкой впадины. Докл. АН СССР, т. 140, № 4, 1961.
- Лунгерсгаузен Л. Ф. Стратиграфия триаса Донецкого кряжа. Докл. АН СССР, т. 34, № 3, 1942.
- Лунгерсгаузен Л. Ф. Общие заключения о стратиграфии верхней части палеозойских отложений Донецкого бассейна. Материалы по изуч. верхн. части палеоз. отложений Донецкого бассейна. Изд. Геол. упр. УССР, 1940.
- Люткевич Е. М., Лапкин И. Ю. О нижнетриасовых отложениях Русской платформы. Докл. АН СССР, т. 88, № 1, 1953.
- Малявкин А. А. Верхняя пермь Донбасса и граница с триасом. Материалы по геол. пермской системы европейской части СССР. Гостоптехиздат, 1940.
- Малявкин А. А. Нижняя пермь Донбасса. Материалы по геол. пермской системы Европейской части СССР. Гостоптехиздат, 1940.
- Нестеренко Л. П. Стратиграфия пермских отложений Донецкого бассейна. Изв. АН СССР, сер. геол., № 7, 1956.
- Нестеренко Л. П., Шамаев М. И. О составе, условиях залегания и возрасте дровновской свиты Донецкого бассейна. Донецкий индустриальный ин-т, тезисы докл., 1960.
- Разумовская Е. Э. Соляные породы. В кн. «Справочное руководство по петрографии осадочных пород», т. 2. Гостоптехиздат, 1958.
- Савич-Заблоцкий К. Н., Лапкин И. Ю. Материалы к геологии Донецкой перми, ч. I, Тр. Укр. геологоразвед. треста нерудн. ископ. сб. 1, 1948.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. III. Изд. АН СССР, 1962.
- Фивег М. П. О некоторых задачах геологического изучения калийных месторождений. В кн. «Вопр. геол. агрономических руд». Изд. АН СССР, 1956.
- Яковлев Н. Н. Материалы для геологии Донецкого бассейна (каменная соль, доломиты и медные руды). Тр. Геол. ком-та, нов. сер., вып. 94, 1914.
- Яковлев Н. Н. Пермские отложения. Геология СССР, т. VII. Донецкий бассейн. Гостгеоліздат, 1944.
- Яржемский Я. Я. Минералогия и петрография калийных месторождений Советского Союза. В кн. «Вопр. геол. агрономических руд». Изд. АН СССР, 1956.

Трест «Артемгеология»  
Артемовск

Дата поступления  
8.I.1964

**МИКРОЭЛЕМЕНТЫ В ПЛАСТОВЫХ И ЖЕЛВАКОВЫХ  
ФОСФОРИТАХ НЕКОТОРЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ  
ЦЕНТРАЛЬНЫХ РАЙОНОВ РСФСР**

**А. П. ЯСЫРЕВ**

В статье излагаются результаты изучения связи микроэлементов (Cu, Zn, Mo, Co и др.) с фосфоритами и рассматривается их значение в производстве фосфоритной муки. Приводятся новые данные по геологии пластовых фосфоритов. Высказывается возможность использования пород вскрыши на действующих фосфоритных рудниках в качестве дополнительных минеральных удобрений.

С 1962 г. Тульская комплексная тематическая экспедиция Центрального научно-исследовательского горно-разведочного института проводит работы по теме «Изучение закономерностей распределения редких элементов в фосфоритах на территории Центральных районов РСФСР».

В настоящей статье излагаются основные результаты работ по действующим фосфоритным рудникам: Брянскому (Брянская область), Щигровскому (Курская область), Кимовскому (Тульская область), а также по редким и малым элементам в пластовых фосфоритах Рыльского района Курской области.

Содержания элементов определялись спектроскопически. Спектры получались при помощи дифракционного спектрографа типа ДФС-8, который имеет большую дисперсию во всем рабочем интервале. Анализы проводились в ультрафиолетовой области спектра по основным аналитическим линиям.

Расшифровка спектрограмм и оценка содержания элементов в пробе велась на двойном спектрографе ДСП-1. Эталоны были приготовлены или из смеси солей, или из окислов на гранодиоритовой основе.

Чувствительность спектрального обнаружения при применении анализа составляла (в  $10^{-4}\%$ ): барий — 300, титан — 10, никель — 1, кобальт — 1, ванадий — 3, хром — 10, молибден — 1, вольфрам — 30, цирконий — 30, ниобий — 30, кадмий — 30, серебро — 1, цинк — 30, олово — 3, галлий — 1, бериллий — 3, лантан — 30, иттрий — 10, висмут — 10, скандий — 10, медь — 1, свинец — 10, таллий — 3, стронций — 100, церий — 300, мышьяк — 300, марганец — 1.

Контрольный химический анализ произведен по трем элементам. Cu, Pb, V. Расхождения с данными спектрального анализа незначительные в сторону занижения, что указывает на достаточную надежность полученных данных.

В результате произведенных исследований в фосфоритах отмечаются почти все элементы периодической системы Д. И. Менделеева, которые по степени количественного развития в некотором приближении можно разбить на три группы: 1. макроэлементы, или основные:

Группы Периоды		I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	I	II	III	IV	V	VI	VII			
2	He	Li	Be	B	C	N	O	F											
3	Ne	Na	Mg	Al	Si	P	S	Cl											
4	Ar	K	Ca	Sc	Ti	V	Cr	Mn	Fe	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	Ge	As	Se	Br	
5	Kr	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Mo	Tc	Ru	Rh	Pd	Ag	Cd	In	Sn	Sb	Te	J	
6	Xe	Cs	Ba	Tr*	Hf	Ta	W	Re	Os	Ir	Pt	Au	Hg	Tl	Pb	Bi	Po	At	
7	Em	Fr	Ra	Ac	Tb	Pa	U	Tr* = La и Ce					--- 1 ——— 2 ..... 3						

Фиг. 1. Положение в периодической системе Д. И. Менделеева элементов, обнаруженных в фосфоритах.

1 — макроэлементы, 2 — микроэлементы, 3 — ультраэлементы

компоненты, слагающие фосфоритные серии; 2. микроэлементы, дающие концентрации от 0,1 до 0,0001%; 3. ультраэлементы, имеющие концентрации менее 0,0001%.

Положение этих групп в периодической системе Менделеева иллюстрируется на фиг. 1. В настоящей статье рассматриваются только элементы второй и третьей групп.

## 1. МАЛЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ В ПЛАСТОВЫХ ФОСФОРИТАХ КУРСКОЙ ОБЛАСТИ

Эти фосфориты известны в отложениях, которые относятся к хонерскому горизонту датского яруса и расположены на границе с третичными. Их выходы на дневную поверхность находятся в районе г. Рыльска, на которых они детально были изучены рядом исследователей — Г. И. Бушинским (1954), Н. Т. Зоновым (1936—1939), И. М. Курманом (1941). Фосфориты подстилаются глинами, перекрываясь песками палеогена.

Из табл. 1 видно, что в пластовых фосфоритах содержится всего лишь шесть элементов (Li, Sr, Ba, La, Y, Be), которые превышают кларковые содержания (Виноградов, 1956).

Литий, стронций, лантан, иттрий в породах фосфоритной серии, несомненно, находятся в сорбированном состоянии, и основными сорбентами их были органические остатки и фосфаты, выпадавшие в виде геля. Поэтому повышенные концентрации элементов приурочены к фосфатизированным породам и древесным остаткам.

Интересно отметить присутствие в фосфоритах золота. Напомним, что Р. В. Нифонтов (1957) пришел к выводу, что золото обычно сорбируется глинами в виде субмикроскопических золотинок размером менее  $0,3 \cdot 10^{-5}$  см и концентрация золота увеличивается с глубиной осадка.

Таблица 1

Малые элементы в пластовых фосфоритах (в  $10^{-4}$  %)

Элемент	Алеврит	Фосфатизи- рованный песчаник	Нежелваковый фосфорит		Фосфатизированная глина		Писчий мел	Фосфатизи- рованная древесина
			кремне- видный	мелопод- обный	темно- серая	светло- серая		
Ti	1	Сл.	Сл.	Сл.	150	10	Сл.	Сл.
Co	5	20	»	»	60	65	»	»
Ni	10	20	»	20—25	200	30	»	10
Cu	1	<1	<1	<1	1—3	<1	<1	3
Zn	10	20	10	30	30—100	100	Сл.	10
Ga	—	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.	»	Сл.
Sn	300	250	»	100—400	100	300	»	100
Pb	30	Сл. —30	30	10	10	30	»	1
Sb	—	» —30	30	10	10	30	»	1
Mo	Сл.	» —3	Сл.	20	1	Сл.	<1	3
V	6	60	»	Сл.	100	150	Сл.	150
Mn	30	650	»	»	1250	2000	»	300
Cd	—	—	—	—	—	1	—	—
As	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.	—	—	—	—
Ag	»	»	»	»	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.
Au	He опр.	0,03	0,03	0,03	0,1	0,1	0,1	0,03
Zr	30	30	10	100	30—100	100	10	30
Sc	1	Сл. —1	Сл.	10	Сл. —3	1	Сл.	3
Y	300	50	50	300	200	100	»	200
La	Сл.	400	20	600	200	100	»	100
Be	»	100	Сл.	100	75	Сл.	50	100
Re	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
Li	—	250	375	125	100	150	—	—
Nb	Сл.	Сл.	—	Сл.	—	—	—	—
Sr	»	200	650	100	100	300	650	650
Ba	»	Сл.	100	100	Сл.	100	Сл.	Сл.

Следовательно, величину концентрации золота в какой-то мере можно рассматривать как один из индикаторов глубины водоема, а если это так, то по содержанию золота фосфатизированные глины могут быть отнесены к более глубоководным фациям, чем вышележащие нежелваковые фосфориты и фосфатизированные песчаники.

Содержание бериллия с небольшими колебаниями выдерживается по размеру примерно в пределах до  $100 \cdot 10^{-4}$  % (табл. 1). При изучении остатков, полученных после растворения фосфатизированных песчаников в кислотах, отмечалось присутствие в них единичных зерен циркона, рутила и берилла, последний, вероятно, и является причиной наличия в фосфоритах бериллия. Таким образом, Be, Zr, Ti связаны с терригенным кластическим материалом, являющимся составной частью пластовых фосфоритов. Элементы остальных групп встречаются в концентрациях меньше кларковых. Самостоятельного значения в качестве минералообразователей они не имеют и являются в основном изоморфными примесями аутигенных минеральных включений в фосфатоносных породах, таких как анкерит, монтмориллонит, нонтронит, глаукоцит и пирит.

О присутствии в тонкодисперсном состоянии сульфидов в породах фосфоритной серии можно судить по тому, что содержание сульфидной серы в фосфоритах колеблется от 0,008 (фосфатизированные песчаники) до 0,032% (нежелваковые фосфориты). С сульфидами, по-видимому, и связаны несколько повышенные концентрации Co, Pb, Sn, Sb, Ni. Повышенные концентрации ванадия в пределах  $50—150 \cdot 10^{-4}$  приурочены к фосфатизированным глинам и песчаникам.

Ванадий находится в сорбированном состоянии, причем его сорбентами были сапропелево-фосфатное вещество и органические остатки (пыльца и древесина растений). Фосфат в качестве сорбента ванадия исключается, так как в кремневидных фосфоритах он присутствует в виде следов. То же можно сказать и о марганце.

**2. ЖЕЛВАКОВЫЕ ФОСФОРИТЫ БРЯНСКОЙ И КУРСКОЙ ОБЛАСТЕЙ**

Геология и вещественный состав желваковых фосфоритов на Щигровском и Полпинском месторождениях детально изучены в работах Г. И. Бушинского (1958) и Б. М. Гиммельфарба (1959). На редкие и малые сопутствующие компоненты они ранее детально почти не изучались.

На Щигровском фосфоритном руднике обрабатывается фосфоритная серия в составе плиты и надплитного желвачного слоя, суммарной мощностью 0,5—0,7 м. На Брянском фосфоритном руднике разрабатываются два желвачных фосфоритных слоя (0,5 и 0,3 м), которые разделены кварцево-глауконитовыми песками мощностью 1,5—2,2 м. Верхний желвачный слой представлен только песчанистыми разностями желваковых фосфоритов. Нижний — желваками песчанистого и глинистого фосфорита и часто содержит остатки фосфатизированной древесины и зубы рыб.

Результаты спектрального анализа по желваковым фосфоритам сведены в табл. 2.

Таблица 2

**Малые элементы в желваковых фосфоритах (в 10<sup>-4</sup> %)**

Элемент	Щигровский рудник		Брянский рудник		Элемент	Щигровский рудник		Брянский рудник	
	фосфоритная плита	желвачный фосфоритный слой	песчанистый фосфорит	глинистый фосфорит		фосфоритная плита	желвачный фосфоритный слой	песчанистый фосфорит	глинистый фосфорит
Mn	300	100	300	<100	Pb	20	Сл.	10	< 30
Ti	100	60	10	<100	Mo	1	»	Сл.	Сл.
Cr	10	3	Сл.	1	Ag	Сл.	Сл.	—	»
V	30	10	1	20	Au	—	—	—	»
Co	10	1	1	2	Zr	Сл.	30	Сл.	<100
Ni	20	10	10	< 10	Y	»	1	»	< 30
Cu	1	1	10	<100	La	»	Сл.	»	<300
Zn	30	100	Сл.	Сл.	Be	1	1	»	—
Ga	<10	Сл.	<10	< 10	Sr	6500	2500	2000	2000
Sn	Сл.	1	Сл.	< 10	Ba	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.

Таблица 3

**Содержание микроэлементов в древесных остатках (в 10<sup>-4</sup> %)**

Микро-элемент	Наружная часть		Средняя часть		Сердцевина		Микро-элемент	Наружная часть		Средняя часть		Сердцевина	
	высшее	среднее	высшее	среднее	высшее	среднее		высшее	среднее	высшее	среднее	высшее	среднее
Ti	1000	300	300	70	100	300	Mo	3	0,5	3	0,5	Сл.	Отсутствует
V	20	10	10	6	10	4	Ag	1	0,4	1	0,2	»	Сл.
Cr	30	10	20	8	10	5	Au	0,03	—	0,01	—	0,03	—
Co	10	4	3	0,7	3	0,6	Zr	200	60	30	10	100	40
Ni	10	5	3	2	20	7	Y	30	10	10	3	20	10
Cu	20	8	10	4	3	3	Be	Сл.	Сл.	3	0,5	Сл.	Сл.
Sn	3	2	3	3	3	3	Sr	1000	800	1000	800	1000	1000
Pb	10	4	10	2	Сл.	Отсутствует	Ba	Отсутствуют	—	Сл.	Сл.	Отсутствуют	—

Таблица 4

Содержание микроэлементов в фаунистических остатках (в  $10^{-4}$  %)

Микроэлемент	Ядра пелеципод *	Ядра брахиопод *	Корал	Губки *	Ядра морских ежей *	Позвонки пресмыкающихся	Кости пресмыкающихся
Ti	700	10	Сл.	100	30	5000	Сл.
V	20	10	»	10	10	30	10
Cr	6	1	300	1	3	10	3
Mn	14	300	300	10	Не обн.	10	30
Co	3	10	30	1	Сл.	10	1
Ni	6	30	300	1	3	30	10
Cu	7	10	1	10	3	3000	3
Zn	60	10	Сл.	Не обн.	Не обн.	3	10
Ga	Сл.	1	»	Сл.	»	1	1
Sn	2	Сл.	10	10	13	100	10
Pb	3	30	10	30	Сл.	300	10
Mo	0,5	1	30	Не обн.	Не обн.	Сл.	1
Ag	Сл.	Сл.	10	Сл.	»	»	Сл.
Au	Не обн.	Не обн.	Не обн.	300	»	200	»
Zr	62	Сл.	Сл.	100	10	300	30
Sc	Сл.	Не обн.	10	Не обн.	Не обн.	Не обн.	1
Y	15	Сл.	10	Сл.	»	30	100
La	Сл.	»	Не обн.	100	»	Не обн.	100
Be	»	Не обн.	1	Сл.	»	Сл.	3
Re	Не обн.	»	1	Не обн.	»	Не обн.	Не обн.
Nb	Сл.	»	Сл.	»	»	»	»
Sr	800	10000	300	10000	30	3000	3000
Ba	Сл.	Сл.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Сл.	1000
As	Не обн.	Не обн.	300	»	»	Не обн.	Не обн.
Sb	»	»	300	»	»	»	»

\* Ядра выполнены фосфатным материалом с примесью алевроито-глинистого.

В табл. 3 и 4 приводятся результаты спектрального анализа органических остатков из фосфоритной плиты Щигровского и нижнего желвачного слоя Полпинского месторождений.

Содержание микроэлементов в продуктах обогащения действующих рудников приведены в табл. 5.

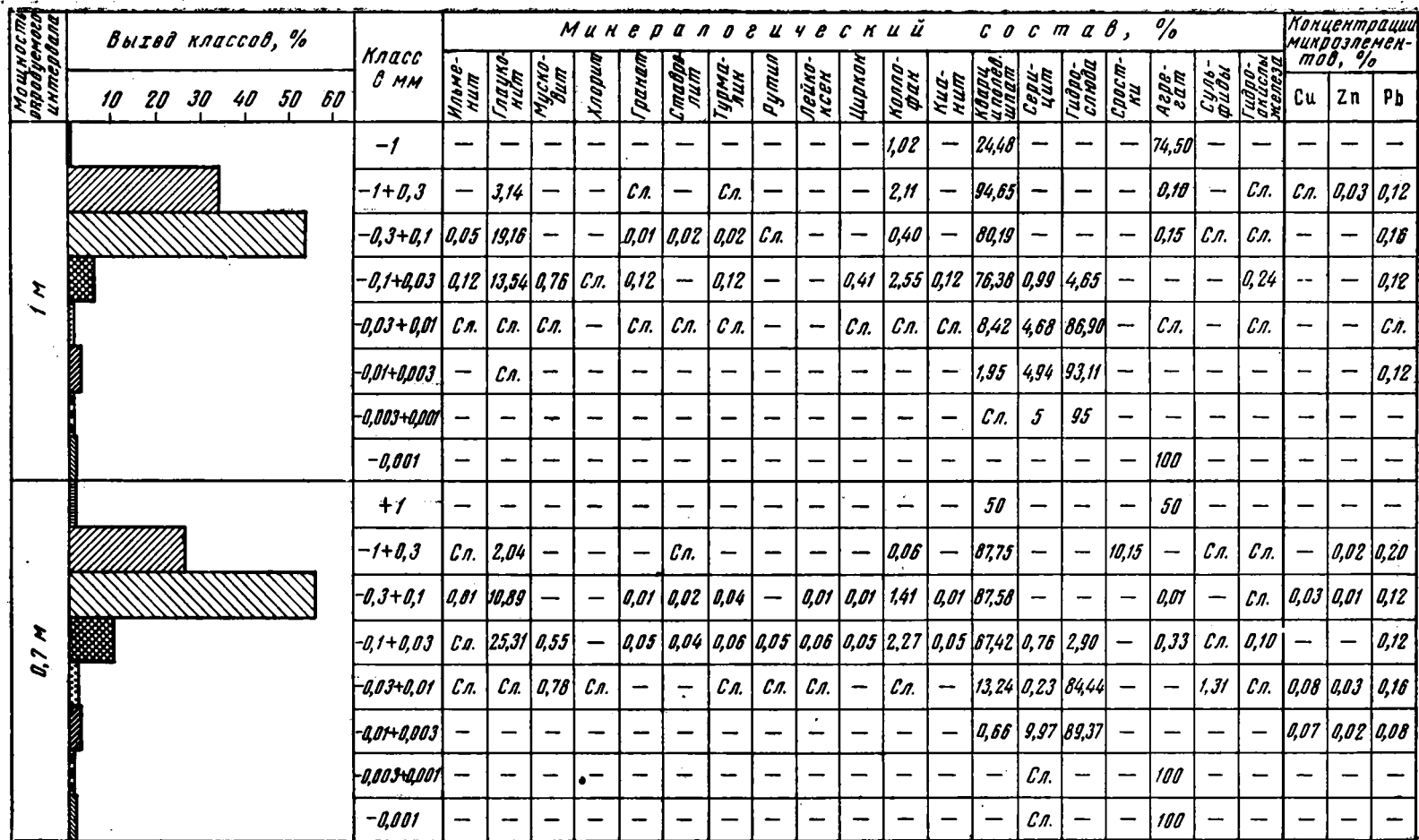
Все микроэлементы в фосфоритах находятся, по-видимому, в сорбированном состоянии. Основными их сорбентами были органические остатки и фосфаты. Этим, возможно, объясняются довольно близкие значения концентраций микроэлементов в фосфоритах и органических остатках.

Повышенные содержания Cu, Zn, Pb связаны с сульфидами, проявления которых установлены в фосфоритах Кимовского и Полпинского месторождений. Сульфиды представлены пиритом.

Как показывает табл. 3, активность поглощения микроэлементов различными частями древесины неодинакова, наиболее активной частью является поверхностный слой древесного остатка.

Как видно из цифр табл. 5, ценные микроэлементы (Cu, Zn, V, Pb, Mo) при обогащении фосфоритной руды теряются и уходят в хвосты флотации (слив сгустителя), рудомойки и сухого грохочения.

Интерес представляет песчанистый мел (местное название — «сурка»), который залегает в кровле фосфоритных серий на месторождениях Брянской, Курской, Орловской, Белгородской областей. Мощность сурки достигает 4—5 м. На Щигровском и Брянском фосфоритных рудниках «сурка» в настоящее время, совместно с породами



Фиг. 2. Гранулометрический и минералогический состав кварцево-глауконитовых песков фосфоритной серии Брянского рудника

Таблица 5

Содержание микроэлементов в продуктах переработки фосфоритов (в  $10^{-4}$  %)

Микро-элемент	Щигровский фосзавод			Брянский фосзавод			Кимовский рудник		
	флотация						сухое грохочение		
	фосфоритная мука ( $P_2O_5=19\%$ )	сливисте-густителя ( $P_2O_5=16-17\%$ )	хвосты мойки ( $P_2O_5\sim 2\%$ )	фосфоритная мука ( $P_2O_5=19\%$ )	сливисте-густителя ( $P_2O_5=17-18\%$ )	хвосты мойки ( $P_2O_5\sim 0,5\%$ )	фосфоритная мука ( $P_2O_5=16\%$ )	продукт I отсева (+7 мм) ( $P_2O_5=8\%$ )	продукт II отсева (-3 мм) ( $P_2O_5=8,5\%$ )
B	200	100	50	10	60	60	200	200	200
Ti	1	1	20	10	10	10	10	3000	200
V	< 10	3	<1	<1	3	Сл.	3	100	6
Cr	6	1	2	1	1	3	10	100	60
Mn	300	300	80	300	200	30	300	200	50
Co	< 1	3	<1	<1	<1	1	30	20	2
Ni	3	20	1	1	2	10	100	30	106
Cu	<100	300	<1	<1	<1	1	1	210	236
Zn	10	1	10	10	10	10	1	30	500
Sn	1	3	1	6	10	Сл.	10	10	600
Pb	10	100	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.	30	180	100
Mo	Сл.	Сл.	»	»	1	1	1	3	3
Zr	<100	30	70	30	30	30	30	100	100
Sc	Сл.	—	3	Сл.	Сл.	Сл.	30	—	Сл.
Y	10	10	4	10	10	1	30	20	30
La	< 30	10	Сл.	—	—	—	100	100	40
Be	< 1	1	1	30	6	Сл.	1	3	1
Sr	4000	700	50	1000	700	10	600	600	300

вскрыши при эксплуатации сбрасывается в отвал. В ней содержится (по 17 определениям, в %): класического материала от 14,07 до 49,64%,  $CaCO_3$  от 62,07 до 33,43%,  $MgCO_3$  — от 1,38 до 0,42,  $P_2O_5$  от 1,21 до 0,82%. Кроме того, установлено присутствие ряда микроэлементов (табл. 6).

Таблица 6

Содержание микроэлементов в «сурке» (в  $10^{-4}$  %)

Микро-элемент	Щигровский фосфоритный рудник	Брянский фосфоритный рудник	Микро-элемент	Щигровский фосфоритный рудник	Брянский фосфоритный рудник	Микро-элемент	Щигровский фосфоритный рудник	Брянский фосфоритный рудник
Fe	1000	300	Zn	10	100	Sc	3	1
Mn	300	100	Ga	Сл.	Сл.	Y	20	3
Ti	10	3	Sn	3	200	La	30	Сл.
Cr	Сл.	1	Pb	Сл.	300	Be	Сл.	»
V	10	Сл.	Mo	»	Сл.	Sr	600	300
Co	Сл.	1	Ag	»	»	Re	<1	—
Ni	1	30	Zr	10	30	B	60	30
Cu	1	3000						

Повышение содержания в «сурке» Cu, Zn, Sn, Pb на Брянском руднике связаны с мелко-расеянным кристаллическим пиритом и халькопиритом.

Несколько слов о кварцево-глауконитовых песках, которые залегают между продуктивными слоями Полпинского месторождения (Брянский рудник). Минералогический состав песков иллюстрируется диаграммой (фиг. 2). Пески мелкозернистые, содержание глауконита в них достигает 22,6%. В средней части слоя иногда наблюдаются скопления сульфидов в виде неправильной формы гнезд (4—5 см).



Сульфиды представлены мелкокристаллическим пиритом (0,2—0,25 мм), в массе которого встречаются отдельные сростки пирита с халькопиритом.

Глауконит представлен обычно трещиноватыми зернами (0,03—0,3 мм) лапчатой и почковидной формы. При магнитной сепарации глауконит легко отделяется от немагнитной фракции (кварца). Извлечение его из песков высокое и составляло 96—98%. По данным планетной фотометрии в нем содержится (в %): калия—до 3,6, натрия—до 0,4 и лития—до 0,0025. Данные спектрального анализа в глауконите приведены в табл. 7. Глауконит, судя по облику зерен образовался из гелевого осадка, который явился адсорбентом микроэлементов.

Таблица 7

Содержание микроэлементов в глауконите (в  $10^{-4}$  %)

Микроэлемент	Cu	Pb	Zn	Co	Ni	Mo	Zr	Sc	Be	Nb	Y	Cr	Ti	V	Sr	B
Содержание в $10^{-4}$ %	3	1	10	1	3	1	30	10	Сл.	10	30	10	6000	30	200	20

Кроме глауконита в адсорбции Cu, Pb, Zn принимали участие фосфаты и гидрослюды. Несколько повышенные содержания этих элементов в песках связаны с сульфидами пиритом и халькопиритом.

### 3. КИМОВСКОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ

Это месторождение открыто в 1960 г., приурочено к зоне Rjasanites rjasanensis  $Cr_2V_{1г}$ . Фосфориты подстилаются келловейскими глинами (до 6—8 м) с обильной фауной пелеципод и гастропод, с оолитами лимонита, конкрециями пирита и желваками глинистых фосфоритов.

Продуктивный пласт (0,8—1 м) представлен мелкозернистыми кварцево-глауконитовыми песчаниками на базальном фосфатно-глинистом цементе.

Фосфат состоит из отдельных зерен (0,2—0,25 мм), глинисто-фосфатной массы и радиально-лучистых корочек, обволакивающих зерна кварца и глауконита. Кроме того, в шлифах часто отмечается изотропный, сильно железистый фосфат, который замещает оолиты лимонита. В основании слоя наблюдается скопление мелких хорошо окатанных галек, черных и светло-серых глинистых фосфоритов (по фауне определены как юрские). Верхняя часть пласта венчается прослоем конгломерата (0,2—0,3 м), представленным окатанной галькой глинистых фосфоритов, которая цементируется фосфатно-глинистым цементом. В приконтактовой зоне песчаника и конгломерата отмечено обилие фауны пелеципод, из которых по нашим образцам А. П. Герасимовым (ГУЦР) определены Rjasanites subrjasanensis Nik, R. rjasanensis Vener, Aucella volgensis Lah., Trigonina scapha Ag.

Пласт фосфоритовых песчаников повсеместно перекрывается кварцево-глауконитовыми песками мощностью до 4 м. Пески мелкозернистые. Глауконит лапчатой формы, реже почковидный, трещиноватый, ярко-зеленый.

Отмечается присутствие тяжелых минералов: рутила (до 0,93 кг/м<sup>3</sup>), лейкоксена (до 1,45 кг/м<sup>3</sup>), ильменита (до 10,9 кг/м<sup>3</sup>), цир-

кона (до 3,04 кг/м<sup>3</sup>) и в малом количестве граната. В виде единичных зерен отмечено присутствие эпидота, цоизита, турмалина, ставролита, мусковита, кианита и гидрослюд. Результаты спектроскопических исследований сведены в табл. 8.

Таблица 8

Содержание микроэлементов в породах Кимовского месторождения (в 10<sup>-4</sup> %)

Элемент	Юрские глины	Галька из почвы продуктивного пласта	Фосфатизированный песчаник	Фосфатизированный конгломерат	Обломки раковин
Mn	50	<300	300	<100	300
Ti	1000	100	200	300	300
Cr	30	10	15	10	10
Co	10	10	20	30	30
Ni	20	30	30	< 30	30
Cu	20	<100	350	<100	50
Zn	10	10	80	<100	80
Ga	Сл.	< 10	10	< 10	10
Sn	1	Сл.	30	< 10	3
Pb	30	10	30	30	30
Mo	30	Сл.	Сл.—1	1	1
Ag	—	»	»	Сл.	10
Au	—	—	Сл.	»	Сл.
Zr	300	30	50	< 10	»
Sc	—	Сл.	Сл.	—	—
Y	10	30	30	30	Сл.
La	100	100	200	300	100
Ce	300	—	Сл.	Сл.	—
Be	Сл.	—	»	—	Сл.
Nb	10	—	»	—	10
Sr	200	1000	»	»	Сл.
Ba	300	Сл.	»	Сл.	»

#### 4. ОБСУЖДЕНИЕ ИЗЛАГАЕМЫХ ДАННЫХ

1. В пластовых и желваковых фосфоритах установлено присутствие большой гаммы микроэлементов преимущественно в концентрациях меньше кларковых для глинистых пород и сланцев (Виноградов, 1956). Самостоятельного значения в качестве минералообразователей эти элементы не имеют и находятся в сорбированном состоянии. Основными сорбентами их были фосфат и глауконит, выпадавшие в виде геля; органические остатки и гидрослюды (глинистый материал).

В некоторых случаях повышенные концентрации Cu, Pb, Zn связаны с сульфидами (пиритом и халькопиритом), которые, как правило, или находятся в тонкорассеянном состоянии, или в виде небольших гнездовых скоплений.

2. Наблюдается определенная закономерность в распределении в фосфоритах некоторых микроэлементов в зависимости от возрастного положения и циклов седиментации.

Для нижнемелового трансгрессивного цикла (Кимовское месторождение) характерны повышенные содержания хрома, кобальта, никеля, меди, цинка, золота (табл. 8). Для верхнемелового регрессивного (Рыльские пластовые фосфориты) — лантана, бария и стронция (табл. 1).

3. Микроэлементы по своим концентрациям в фосфоритах имеют лишь биологическое значение как естественные добавки к ним в виде микроудобрений. Для попутного промышленного извлечения они в настоящее время интереса не представляют.

Наиболее полную гамму элементов и повышенные их концентрации содержат фосфориты Кимовского месторождения. Из табл. 5 видно, что фосфоритная мука при одинаковом стандартном содержании в ней пятиоксида фосфора по трем фосфоритным заводам содержит различные количества микроэлементов, т. е. по биологической активности не одинакова.

При обогащении в фосфоритной муке значительно снижаются концентрации таких важных микроэлементов для роста растений, как цинк, медь, ванадий, никель, кобальт, молибден.

Из приведенных данных вытекает, что изготавливаемая в настоящее время мука на заводах центральных районов РСФСР, безусловно, нуждается в пополнении ее некоторыми микроэлементами, естественно, в определенных дозах.

В США обогащение минеральных удобрений микроэлементами, в частности бором и молибденом, вошло в практику промышленности. В некоторых штатах на каждую тонну минеральных удобрений примешивают 2—3 кг буры. Во многих штатах дозы микроудобрений для каждой сельскохозяйственной культуры публикуются в специальных бюллетенях или регламентируются для производства минеральных удобрений законом.

Настало время и нам заняться вопросами о значительном улучшении эффективности как химических, так и сырых минеральных удобрений, в частности фосфоритной муки, разработать рецепты и узаконить дозы добавок к ней минеральных примесей, содержащих тот или иной микроэлемент.

Как известно, фосфоритная мука при внесении в почву не теряет своей биологической активности в течение нескольких лет. В этом отношении, по-видимому, будут наиболее перспективными в качестве минеральных добавок к ней так называемые керамические микроудобрения, представляющие тонко размолотый сплав стекла с микроэлементом. Они имеют то преимущество, что не вымываются из почвы, мало связываются ею и могут действовать так же в течение нескольких лет.

Существующий основной качественный показатель кондиций (содержание пятиоксида фосфора) фосфоритной руды для производства муки, по-видимому, также в настоящее время недостаточен и должен быть при ведении разведочных работ дополнен количественными показателями концентраций микроэлементов в руде. В данном случае утвержденные запасы фосфоритов в ГКЗ или ТКЗ были бы более логично обоснованными.

4. Намечаются реальные предпосылки рассматривать фосфоритные рудники как комплексные предприятия по производству молотых сырых удобрений с большой гаммой микроэлементов.

На месторождениях желваковых фосфоритов в кровле продуктивного слоя залегает песчанистый мел или «сурка» мощностью от 1,5 м и более. Он может найти широкое применение как сырье для производства известковой муки. В нем содержится пятиокись фосфора (до 1,5%) и 14 микроэлементов.

Песчанистый мел может рассматриваться не только с точки зрения попутной его добычи с фосфоритами, но и как резерв для самостоятельной добычи. Большая ценность его заключается в том, что он содержит кроме бора и медь, концентрация которой в десятки раз больше той дозы, которая дает эффект на торфяно-подзолистых почвах. Заслуживает внимания содержание в нем  $P_2O_5$ , которое при норме внесения извести 6—7 т на гектар практически исключает дополнительное внесение с известью фосфоритной муки и суперфосфата.

5. Представляет интерес глауконит, который содержится в глауконито-кварцевых песках, идущих в настоящее время при добыче фосфоритов в отвал. Глауконит содержит калий, который после обжига способен в какой-то степени отдавать его растениям. Кроме того, он содержит микроэлементы.

Использование глауконита не только позволит получить комплексное удобрение — фосфатно-калийное, но и даст возможность значительно поднять производительность добычи фосфоритов и уменьшить себестоимость фосфоритной муки. Как показали лабораторные исследования, глауконит может быть успешно выделен за счет введения в состав существующей технологической схемы получения фосфоритной муки сравнительно недорогих установок магнитной сепарации. Введение магнитной сепарации не потребует сокращения существующих производственных площадей фосфоритных заводов, так как в технологической схеме она должна находиться между «рудомойкой» и эфельными полями. В отношении же термической обработки глауконита особых затруднений также не возникает, так как сушка фосфоритной муки производится при довольно высоких температурах, примерно рекомендуемых для его обжига.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Бушинский Г. И. О минералогии и классификации фосфоритов в связи с использованием их в сельском хозяйстве. Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, 1954.
- Бушинский Г. И. Фосфоритные породы. Справочное руководство по петрографии осадочных пород, т. II, Л., 1958.
- Виноградов А. П. Закономерность распределения химических элементов в земной коре. Геохимия, № 1, 1956.
- Гиммельфарб Б. М. Основные геологические закономерности размещения фосфоритных месторождений СССР. Тр. Гос. н.-и. ин-та горно-хим. сырья, вып. 5, 1959.
- Зонов Н. Т. Геологические наблюдения в Рыльском районе Курской области и нежелваковые фосфориты хоперского горизонта бассейна р. Сейма. Фонды ГИГХС, 1936.
- Нифонтов Р. В. К вопросу о хемогенной золотонности осадочных пород некоторых районов. Методы исследования минерального сырья, ВИМС, 1957.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. II, изд. II, М., 1962.
- Сводная легенда геологической карты СССР (масштаб 1 : 200 000). Серии Московская и Брянско-Воронежская. Утверждена Научно-редакционным советом ВСЕГЕИ 28 ноября 1961.
- Ферсман А. Е. Геохимия, т. II. ОНТИ, 1934.
- Школьник М. Я. и Макарова Н. А. Микроэлементы в сельском хозяйстве. Изд. АН СССР, 1957.

Тульская экспедиция  
Центрального н.-и. горно-разведочного института  
Тула

Дата поступления  
13.V.1963

УДК 553.668 (575.3)

## **О ВОЗМОЖНОМ ВАДОЗНО-ГИДРОТЕРМАЛЬНОМ ПРОИСХОЖДЕНИИ ЦЕЛЕСТИНОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЮЖНО-ТАДЖИКСКОЙ ДЕПРЕССИИ**

**В. В. МОГАРОВСКИЙ**

Выдвигается гипотеза о формировании целестиновых месторождений Южно-Таджикской депрессии за счет вадозных вод, просачивающихся в породы в предгорьях Дарвазского хребта. В процессе миграции в сторону наклона пластов эти воды обогащаются стронцием, выщелачивая его из пород. Поступая на большие глубины, воды нагреваются и приобретают характер вадозных гидротерм. Эти стронцийсодержащие хлоридные воды, перемещаясь по тектоническим нарушениям и ослабленным трещиноватым зонам, обогащали породы целестином. Образовавшиеся месторождения были вскрыты впоследствии в результате эрозии.

Как известно, целестиновые месторождения Южно-Таджикской депрессии относят к вторичным, эпигенетическим (Бурков, Подпорина, 1962; Требования промышленности..., 1960) или, употребляя принятый сейчас термин, к катагенетическим. Каких-либо мнений об условиях их формирования (температуре, рН,  $\Sigma$ Н минералообразующих растворов, их источниках, путях движения и т. д.) не высказывалось

Представляется, что полученные нами новые геологические данные (Могаровский, 1963<sub>1,2</sub>) позволяют более конкретно подойти к вопросу о генезисе целестиновых и некоторых других месторождений Южно-Таджикской депрессии.

Предлагаемая гипотеза, разумеется, не исключает других точек зрения на генезис указанных месторождений, более того, ряд высказанных ниже соображений нуждается в проверке и подтверждении, что предполагается сделать в дальнейшем. Сознвая это, мы рассматриваем выдвигаемую гипотезу не более как рабочую схему. Тем не менее геолого-минералогические особенности месторождений, результаты изучения других объектов, изложенные прежде всего в ряде работ А. И. Германова (1960, 1962 и др.), позволяют считать, что общий подход к вопросу о генезисе целестиновых месторождений Южно-Таджикской депрессии с «немагматических» позиций является верным.

Дело в том, что какие-либо магматические проявления, с которыми можно было бы связать целестиновые месторождения, в Таджикской депрессии вообще и в изучаемом районе в частности отсутствуют. Более того, типичные гидротермальные собственно целестиновые месторождения, подобные Гулисайскому или Чалташскому, за исключением разве целестинового проявления в районе Нижней Тунгуски (Бондарь, 1959; Андрусенко, 1958; Бурков, 1962), где связь с магматической деятельностью может считаться доказанной, вообще не известны.

Таким образом, у нас нет данных, которые позволяли бы считать целестиновые месторождения Гулисай, Чалташ и другие образованными гидротермами, отделившимися от магматического расплава.

Конечно, следуя традиции, можно считать, что эти месторождения связаны с интрузивами, еще не вскрытыми эрозией. Однако это было бы в какой-то мере попыткой уклониться от решения вопроса. Поэтому естественнее попытаться выяснить, не могли ли в данном случае существовать другие причины образования гидротермальных растворов.

В настоящее время выявлено, что в природе осуществляются гидротермальные процессы различного генезиса. В частности, А. А. Сауков (1960), Н. И. Хитаров (1961), Л. В. Пустовалов (1956, 1961), М. М. Константинов (1962, 1963), А. И. Германов (1961, 1962 и др.), С. И. Набоко (1961), А. М. Овчинников (1953, 1961) и другие считают доказанным, что гидротермальные растворы могут формироваться за счет подземных вод вадозного происхождения. Последние, по Н. И. Хитарову, представлены «водами свободного движения и водами регенерированными, т. е. в основном возникающими в результате освобождения вод, захороненных в поровых пространствах осадочных пород».

Наиболее хорошо изучены воды свободного движения, и результаты их изучения показывают, что эти воды, попадая в глубокие, прогретые зоны земной коры, фактически приобретают все свойства типичных гидротерм.

Так, например, имеются многочисленные сведения о температуре подземных вод ряда областей СССР. По Ф. А. Макаренко (1961), в Терском прогибе широко развиты воды с температурой выше 100—120°, а в восточной части Кура-Араксинской низменности воды майкопских и надмайкопских отложений имеют температуру до 260° и, возможно, выше. Из работы В. А. Покровского (1962) известно, что в пределах Днепровско-Донецкой впадины (Русская платформа) на глубине 2,8 км вскрыты воды с температурой до 95°, а на глубинах, больших 3 км, по результатам экстраполяции, подземные воды должны иметь температуры 200—210°; по его же данным, в Предкавказье на глубине 3,5 км воды имеют температуру 182°, а на глубине 5—7 км предполагаются воды с температурой 300—350°.

Ф. А. Макаренко (1961) упоминает, что подземные воды Западно-Сибирской низменности на глубине 2,5—3 км имеют температуру 90—100°. С. С. Джибути (1962) сообщает, что подземные воды Западной Туркмении имеют температуру до 100°, а на глубинах порядка 7—8 км температуры должны быть в пределах 200—300°. Такие же цифры для этого района приводит Ф. А. Макаренко (1962).

По нашему мнению, именно такого типа гидротермальные растворы и сформировали месторождения Гулисай и Чалташ, а возможно, и другие месторождения Южно-Таджикской депрессии.

Прежде чем перейти к изложению предлагаемой гипотезы, кратко напомним общие сведения об указанных месторождениях.

Целестиновое месторождение Гулисай локализовано в породах риштанских слоев палеогена. Крутопадающая целестиновая залежь представлена метасоматической линзой, приуроченной к контакту ангидритов с терригенными отложениями и контролируется зоной тектонических нарушений субмеридионального простирания. Изменения вмещающих пород со стороны всиячего бока линзы выражены силицификацией и целестинизацией ангидритов, перешедших с поверхности в типсы. Со стороны лежащего бока в красных глинах и аргиллитах наблюдается зона осветления и связанная с этими целестинизация пород. Имеется полоса эпигенетической глауконитизации, наблюдаемая здесь в серых глинах вблизи их перехода в неизменные красные разности.

Главный минерал месторождения — целестин. Сопутствующие минералы встречаются в подчиненном количестве и представлены кварцем.

халцедоном, кальцитом, доломитом, сидеритом, стронцианитом, ангидритом, гипсом, пиритом, каолинитом, иллитом, глауконитом (в виде прожилков и гнезд) и гидроокислами железа. Довольно широко развиты пленки и включения битумов.

Ранее уже сообщалось (Могаровский, 1963), что термометрическое изучение газовой-жидких включений в минералах месторождения показало температуры их гомогенизации в пределах 250—100°. Указанные данные в сочетании с многократными контрольными определениями позволяют считать, что месторождение образовалось примерно при таких температурах.

Месторождение Чалташ приурочено к осевой части Пушионской антиклинали, но локализовано в ангидритоносных известняках бухарского яруса палеогена, разбитых тектоническими нарушениями на ряд блоков. Целестин образует секущие линзы, жилы и, кроме того, является цементом в зонах дробления известняков. Целестиноносные известняки разделены на две пластовые зоны минерализации. Изменения пород вокруг целестиновых тел выражены целестинизацией и ожелезнением, являющимся следствием окисления вкрапленности марказита.

Главный минерал — целестин. В ассоциации с ним встречаются кальцит, доломит, ангидрит, гипс, кварц, халцедон, флюорит, марказит, гетит, галенит, сфалерит и гринокит. Весьма интересно наличие в сульфидных цинка повышенных количеств Cd (0,0%), Tl (0,021%), Ge (0,01%)<sup>1</sup>, As (до 1%); в галените характерно присутствие Sb (0,0%). В некотором удалении от целестиновых тел, в осветленных красноватых рихтана, обнаружены эпигенетические прожилки глауконита.

Температуры образования целестина, выявленные методом гомогенизации газовой-жидких включений, также довольно высоки и составляют в основном 200—100°.

Охарактеризованные месторождения находятся в пределах Яхсуйской передовой впадины (депрессии), называемой иногда Кулябским прогибом или Преддарвазской зоной. Эта впадина имеет субмеридиональное простираие и ограничена с востока Дарвазом (включая хребет Хозретишо), а с запада — менее высокими хребтами Вахшским и Джилан-Тау (фиг. 1, 2).

Впадина выполнена отложениями юры, мела, палеогена и мощной толщей терригенных осадков неогена, перекрытых кулябской свитой Q<sub>1</sub>. Суммарная мощность только верхнемеловых и третичных отложений достигает здесь 7—8 км и более (Чедия, 1962).

По данным В. В. Иванова (1961), Южно-Таджикская депрессия входит в зону краевых прогибов и внутренних впадин кайнозойской складчатости. Подобные области слагаются мощными толщами осадочных отложений, тепловой режим в них часто повышен (геотермическая ступень 20—30 м/град), в них широко развиты крупные артезианские бассейны, причем на больших глубинах (2—2,5 км и более) подземные воды имеют температуры, значительно большие 100°. Заметим также, что по Г. Н. Каменскому и др. (1959) специфическими особенностями Южно-Таджикской гидрогеологической области являются широкое распространение высокой минерализации в водах и обилие горячих артезианских вод.

В конце неогена — начале четвертичного периода в районе, как и во всей депрессии, проявилась основная фаза альпийской складчатости<sup>2</sup>,

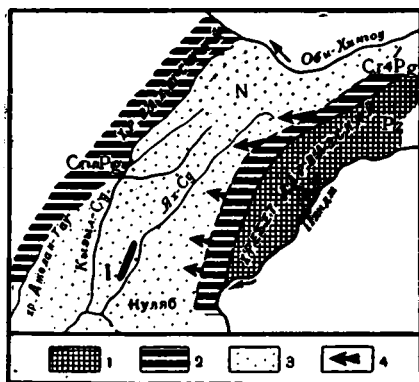
<sup>1</sup> Среднее из восьми количественных спектральных анализов.

<sup>2</sup> По мнению С. А. Захарова (1962), интенсивность складкообразования в Таджикской депрессии достигла апогея к концу неогена.

сопровождается формированием разрывов. В результате этих движений наряду с другими структурами была окончательно сформирована Пушионская (Тулисайская) антиклиналь, к осевой части которой, усложненной рядом тектонических нарушений субмеридионального простирания, и приурочены целестиновые тела месторождений. Подчеркнем, что в направлении с востока (от Дарваза) на запад Пушионская антиклиналь — первое место, где обнажаются породы палеогена.

В неогене — начале четвертичного периода Яхсуйская впадина представляла собой крупный артезианский бассейн, область питания которого мог быть Дарваз как наиболее приподнятая часть обрамления этого бассейна. Таким образом, общее направление движения подземных вод бассейна было с востока — северо-востока на запад — юго-запад (фиг. 1), причем циркуляция водных растворов здесь, по-видимому, была довольно интенсивной, что вообще свойственно тектонически мобильным областям, подобным Яхсуйской впадине.

Поверхностные воды, инфильтруясь в области Дарвазского хребта, попадали в породы мела и нижнего палеогена и двигались по водопроницаемым горизонтам в направлении общего наклона пластов, в сторону интересующего нас района Пушионской антиклинали. При своем движении эти валозные воды могли смешиваться с «метаморфическими» (регенерированными) водами, отжатыми из пород,



Фиг. 1. Схема геологического строения Яхсуйской депрессии (деталь). I Пушионская антиклиналь.

1 — палеозойские отложения, 2 — терригенно-карбонатные отложения мела и палеогена, 3 — терригенные отложения неогена, 4 — направление движения подземных вод

опущенных на большую глубину. Таким путем формировался состав этих подземных вод. Поскольку они перемещались в карбонатных породах верхнего мела и нижнего палеогена, содержание стронция в которых измеряется сотыми — десятными долями процента, а иногда целыми процентами (табл. 1), воды постепенно обогащались этим элементом, выщелачивая его из пород. Так как содержание ряда элементов, в том числе и стронция, в подземных водах находится в прямой зависимости от их содержания в породах (Германов, 1962), то вполне естественно, что подземные воды могли содержать значительные количества стронция. Как известно, содержание стронция в подземных водах, особенно водах районов нефтяных месторождений, может быть весьма высоким и достигать многих сотен и даже тысяч миллиграмм на литр (табл. 2).

К сожалению, подземные воды Южно-Таджикской депрессии на содержание стронция изучены слабо, однако имеющиеся данные показывают, что содержание стронция в современных подземных водах в районе Пушионской антиклинали достигает нескольких тысяч миллиграмм на литр.

Нет никаких оснований отрицать, что и ранее подземные воды содержали примерно такие же количества стронция, тем более что в ряде случаев наблюдается тенденция к увеличению содержания стронция в подземных водах с увеличением глубины залегания водоносных пород.



Таблица 1

## Содержание стронция в известняках Чалташа (полуколичественный спектральный анализ)

№ проб	Содержание Sr, %	№ проб	Содержание Sr, %	№ проб	Содержание Sr, %
1	0,01—0,03	18	0,03	35	0,1
2	0,03—0,06	19	0,01	36	0,01—0,03
3	0,3 —0,6	20	0,1	37	0,03
4	0,1 —0,3	21	0,1	38	0,06—0,1
5	0,1 —0,3	22	0,1	39	0,03
7	0,06—0,1	23	0,1	40	0,1
8	0,06—0,1	24	0,1	41	0,03
9	0,06—0,1	25	0,03—0,06	42	0,06
10	0,1	26	0,06—0,1	43	0,06
11	0,3	27	0,1	44	0,03—0,06
12	0,3	28	0,1 —0,3	45	0,03—0,06
13	0,3	29	0,1	46	0,03—0,06
14	0,3	30	0,3 —0,6	47	1
15	0,3	31	0,03—0,06	48	1—3
16	0,1 —0,3	32	0,03	49	1
17	0,1	33	0,03	50	0,03—0,06
		34	0,03	51	0,06
				52	0,06

Таблица 2

## Содержание стронция в подземных водах ряда районов СССР

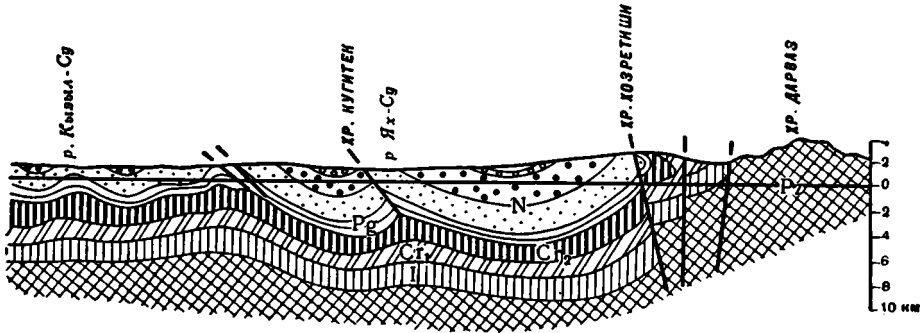
Район	Содержание Sr, мг/л	Литературный источник
Месторождение Кала (Апшерон) — нефтяные воды	40—320	Зульфугарлы (1960)
Ухтинское месторождение	2—3	»
Урало-Поволжье (буровые воды)	До 100—500	»
Саратовские газовое месторождение	89—538	»
Предуралье	275—892	Крочаев и др. (1959)
Южно-Таджикская депрессия (соленые воды, подобные нефтяным)	До 1000—2000	Осичкина и др. (1958)
Юго-Западная Туркмения (воды нефтяных месторождений)		
а) Челекен	42—803	Добров (1960)
б) Котур-Тепе	220—412	»
в) Небит-Даг	58—692	»
г) Кум-Даг	211—396	»
д) Кемиро-Чикишлярский район	66—676	»
Эмбенский район (воды нефтяных месторождений)		
а) воды юрских отложений	210—690	Викторова и др. (1961)
б) воды альбских отложений	60—190	»

Известно, что растворимость солей стронция повышается в присутствии в водах хлоридов щелочных металлов. В связи с этим наиболее благоприятны для накопления стронция хлоридно-кальциевые воды, не содержащие сульфатов (Викторова и др., 1961; Уклонский, 1940).

Напомним, кстати, что глубокие воды обычно являются хлоридно-кальциево-натриевыми и хлоридно-гидрокарбонатно-натриевыми и что вообще хлориды типичны для всех подземных вод глубокой циркуляции (Сулин, 1948 и др.).

По данным бурения, на глубине 1000—2000 м интересующие нас воды верхнемеловых и бухарских отложений Южно-Таджикской депрес-

сии, как правило, высоко минерализованы (100—250 г/л). Тип воды почти повсеместно хлор-кальциевый, причем во всей депрессии зона хлор-кальциевых вод начинается с пород бухарского яруса; сульфатность низкая ( $\frac{SO_4 \cdot 100}{Cl}$  до 0,1—0,4, редко выше). Воды меловых и бухарских отложений содержат растворенные углеводородные газы (главным образом метан). В водах бухарских пород в значительном количестве присутствует  $H_2S$ , в то время как воды меловых отложений в закрытых структурах его почти не содержат (Потапова и др., 1962).



Фиг. 2. Геологический разрез через Яхсуйскую депрессию (по С. А. Захарову)

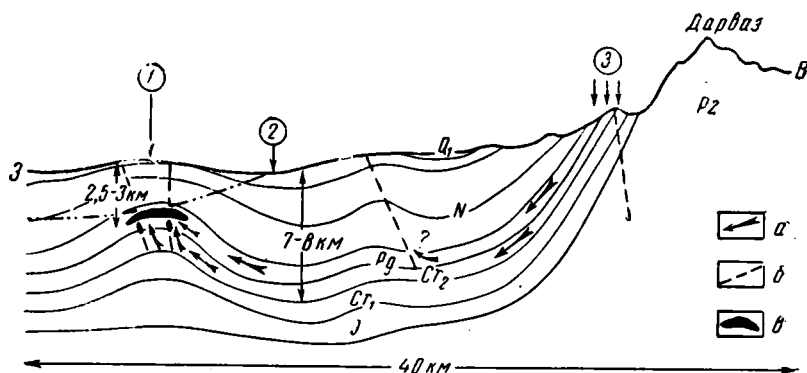
Поэтому можно считать, что подземные воды глубинных частей Яхсуйской впадины относились к тому типу вод, в котором стронций находился в повышенных количествах в виде легко растворимого соединения, например  $SrCl_2$ .

Накоплению стронция в растворе, несомненно, способствовала и относительно высокая температура вод, о которой будет сказано ниже.

На довольно протяженном пути своего движения от области инфильтрации в Дарвазском хребте до Пушионской антиклинали (около 40 км) эти воды могли взаимодействовать с сульфатами (ангидритом), вследствие чего в них могли поступать ионы  $SO_4^{2-}$  и при достижении определенной их концентрации часть стронция могла связываться с ними в труднорастворимый продукт — целестин, т. е. часть стронция могла высаживаться из растворов, одновременно освобождая воды от сульфат-иона, и хлоридные воды вновь могли накапливать стронций, выщелачивая его из пород при дальнейшем движении. Кроме того, вероятнее допустить следующее. Ввиду того, что воды находились на значительной глубине, в области полного отсутствия свободного кислорода, то обстановка в них была восстановительной и, возможно, даже сильно восстановительной, при которой ион  $SO_4^{2-}$  существовать не может: поскольку породы нижнего палеогена и верхнего мела нефтеносны, в подземных водах могли идти реакции десульфатизации за счет взаимодействия  $SO_4^{2-}$  с углеводородами. Возникающий при этом  $H_2S$  очень подвижен, легко вступает в реакцию с элементами пород и вод, например Fe, Cu, Pb, Zn с образованием соответствующих сульфидов. Последние действительно встречаются в палеогеновых и меловых породах в виде эпигенетических образований как в районе, так и за его пределами. Можно напомнить, что именно в Яхсуйской впадине находится большинство свинцово-цинковых проявлений Южно-Таджикской

депрессии, приуроченных к породам Сг — N (Большуван, Иокуньж, Дарайсо и др.). Таким образом, восстановление  $\text{SO}_4^{2-}$  до  $\text{S}^{2-}$  в глубинных водах будет способствовать сохранению в них стронция, так как в этом случае целестин образовываться не может.

Как видно из фиг. 3, воды меловых и нижнепалеогеновых отложений, перемещаясь по наклону пластов, оказывались на значительных



Фиг. 3. Принципиальная схема образования целестиновых месторождений в Яхсуйской депрессии.

1 — Пушионская антиклиналь, 2 — современный срез, 3 — область инфильтрации вод; а — направление движения подземных вод, б — тектонические нарушения, в — целестиновые рудные тела

глубинах (до 7—8 км) от существовавшей тогда линии дневной поверхности. Вполне естественно, что на таких глубинах господствовали довольно высокие температуры и, следовательно, подземные воды также приобретая характер гидротерм (вадозных гидротерм, по М. М. Константинову, 1963). Соответственно воды становились более подвижными и агрессивными, выщелачивая из пород большие количества различных компонентов, в том числе и стронция.

Несмотря на то, что водоносные породы находились на большой глубине и испытывали значительное давление, можно допустить, что в них происходило активное движение вод. По мнению В. В. Аверьева (1961), движение горячих вод на больших глубинах в принципе не отличается от движения обычных подземных вод и, следовательно, подчиняется закону Дарси. По этому закону скорость фильтрации прямо зависит от проницаемости пород и обратно — от вязкости воды. Как пишет В. В. Аверьев, величина последней весьма существенно зависит от температуры. Так, вода с температурой  $170^\circ\text{C}$ , по сравнению с холодной, обладает в 10 раз меньшей вязкостью. Таким образом, высокотемпературные гидротермы обладают повышенной фильтрационной способностью. Мелкие поры и трещины, которые в обычных условиях практически не пропускают воду, при высокой температуре оказываются путями активной фильтрации.

Исходя из этого, можно полагать, что даже закрытие крупных пор и трещин из-за погружения пород на большую глубину будет в какой-то мере компенсироваться увеличением температуры воды и связанным с этим уменьшением ее вязкости, т. е. движение вод на больших глубинах будет происходить довольно активно.

Из-за отсутствия специальных, надежных исследований по геотер-

мическим условиям в Южно-Таджикской депрессии<sup>3</sup> сделаем попытку оценить температуру на таких глубинах, исходя из общетеоретических соображений.

Средняя величина геотермического градиента для земной коры равна  $3,3^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$ , т. е.  $33^{\circ}$  на 1 км глубины. Исходя из этих цифр, температура пород и содержащихся в них вод на глубине 7—8 км будет лежать в пределах  $230\text{—}260^{\circ}$ . Таковы, по-видимому, минимальные температуры, так как в тектонически мобильных областях предгорных прогибов, к числу которых относится Яхсуйская впадина, геотермический градиент был, вероятно, более высоким. Впрочем, если даже допустить обратное и принять геотермический градиент равным  $2^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$  или  $1,5^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$ , то и в этом случае температура вод будет от  $140\text{—}160$  до  $100\text{—}120^{\circ}$ . Напомним, что ранее (Могаровский, 1963<sub>1</sub>) было показано, что термометрические замеры температур гомогенизации газожидких включений в минералах из описываемых месторождений (причем замеры многократно контролировались) показали температуры образования минералов, близкие к расчетным ( $250\text{—}100^{\circ}$ ). Этим же данным не противоречат и типы окolorудного изменения пород (Могаровский, 1963<sub>2</sub>), кстати не известные на других целестиновых месторождениях, описанных в литературе.

Пушионская антиклиналь, в осевой части которой проходит серия тектонических нарушений, была, по-видимому, крупной областью разгрузки подземных термальных вод.

На путях движения подземных вод могли быть, конечно, и другие, предположительно менее мощные очаги разгрузки, например в зоне тектонического нарушения Кугитекской антиклинали. В этом случае на путях движения вод (на участке между Дарвазским хребтом и Пушионом) можно ожидать в сходных геологических условиях нахождение целестиновых месторождений, подобных Гулисаю и Чалташу. Однако этот вопрос нуждается в специальном, серьезном изучении.

Подходя к Пушионской антиклинали, глубинные воды, имевшие высокий гидростатический напор, совершали восходящее движение по зонам разрывов.

Поскольку антиклинальные структуры благоприятны для накопления нефти и ее производных (следы присутствия которых здесь действительно имеются и сохранились до настоящего времени в виде пород, пропитанных нефтью), восходящие воды именно здесь могли захватывать битумы.

Эти стронцийсодержащие хлоридные воды, перемещаясь по тектоническим нарушениям или ослабленным (трещиноватым) зонам в ангидридах, взаимодействовали с ними, а также смешивались с находящимися здесь сульфатными водами. Вследствие этого реакция растворов менялась до кислой, они обогащались ионом  $\text{SO}_4^{2-}$ ; после достижения достаточной концентрации последнего и оптимальных условий рН и  $\epsilon\text{H}$  среды стронций связывался с сульфат-ионом с образованием труднорастворимого соединения — целестина, метасоматически замещающего ангидрит.  $\epsilon\text{H}$  растворов несколько уменьшился, но в целом обстановка продолжала оставаться слабо восстановительной, достаточной для частичной редукции  $\text{Fe}^{3+}$  в  $\text{Fe}^{2+}$ , но недостаточной для редукции сульфат-иона, так как в противном случае сульфат стронция не мог бы образовываться.

Только вначале восстановительный потенциал был несколько выше, вследствие чего образовалось некоторое количество  $\text{H}_2\text{S}$ , связывающее

<sup>3</sup> Имеются лишь немногочисленные замеры пластовых температур в отдельных скважинах, которые показывают, что на глубине 500—1500 м температуры составляют  $45\text{—}62^{\circ}$ .

железо в пирит и марказит, наблюдаемые в виде вкрапленности в окорудных породах.

Слабо восстановительные стронцийсодержащие растворы по трещинам и порам попадали также в красные глины и аргиллиты, вмещающие ангидритовую линзу на месторождении Гулисай. В результате красные породы осветлялись до серых и зеленовато-серых и одновременно обогащались целестином, вследствие чего серые глины являются так называемыми бедными рудами. При понижении температуры растворенные битумы выделялись в свободном виде и захватывались кристаллизующимся целестином, концентрируясь преимущественно в голловках кристаллов.

Как видно из фиг. 3, в области Пушионской антиклинали, являющейся областью разгрузки вадозных гидротерм, т. е. в области минералообразования, покрывка пород была порядка 2,5—3 км (мощность неогеновых пород в осевой части антиклинали во время ингенсивной складчатости и образования разрывов, вмещающих оруденение). Иначе говоря, мощность пород во время образования месторождений составляла около 2,5—3 км, что дает возможность ориентировочно оценить давление, существовавшее во время минералообразования.

Если исходить из литостатического давления (279 ат на 1 км), то на указанной глубине давление будет составлять 700—840 ат<sup>4</sup>.

Однако по мнению Н. П. Ермакова и В. А. Калюжного (1957), давления при минералообразовании «не могут отвечать литостатическим, рассчитанным по покрывке пород, а скорее лишь давлению «столба» воды (т. е. гидростатическому.— В. М.), равному ~100 ат на 1 км». Если исходить из этого, то давление при процессе минералообразования описываемых месторождений будет составлять 250—300 ат.

Указанные процессы минералообразования осуществлялись на фоне общего поднятия и протекавшей параллельно эрозии (Чедия, 1962). Вследствие этого происходило эрозионное раскрытие района Пушионской антиклинали, и стадия гидротермальной вадозной деятельности артезианских вод путем постепенного снижения температуры сменялась стадией циркуляции слабо нагретых вод. Последние, перемещаясь по путям, уже «промытым» более горячими и, следовательно, более агрессивными водами, а также вследствие более низкой температуры содержали уже меньшие количества стронция, что привело к затуханию минералообразования.

На месторождении Гулисай в конце процесса воды, по-видимому, были уже слабощелочными, что привело к образованию минералов группы гидрослюд — иллита и эпигенетического глауконита. Что касается месторождения Чалташ, то растворы здесь до конца были кислыми, несмотря на карбонатную вмещающую среду. Это фиксируется образованием сфалерита, содержащего  $Tl^{1+}$ . Кроме того, здесь при понижении температуры и давления вследствие эрозионного раскрытия восстановительный потенциал местами увеличивался, что привело к образованию ионов  $S^{2-}$ , и таким образом создались условия для выпадения из остаточных растворов сульфидов свинца, цинка и кадмия, наблюдаемых на этом месторождении.

В конце концов единый Яхсуйский артезианский бассейн вследствие тектонических движений и эрозионных процессов оказался расчлененным на ряд более мелких; подток стронцийсодержащих вод к Пушио-

<sup>4</sup> Если принимать цифру 250 ат на 1 км (Ермаков, 1960), то давление будет оцениваться в 620—750 ат.

ну прекратился, и месторождение окончило стадию своего формирования.

Очаг разгрузки подземных термальных вод в осевой части Пушионской антиклинали, естественно, мог возникнуть только после образования тектонических нарушений, усложнивших сводовую часть антиклинали. В Южно-Таджикской депрессии наиболее интенсивная фаза альпийской складчатости и связанное с ней формирование разрывов протекало в конце неогена — начале четвертичного периода. В это же время, очевидно, началось и формирование целестиновых месторождений.

Таким образом, эти месторождения имеют поздненеогеновый — древнечетвертичный возраст. После окончания процесса минералообразования, связанного с деятельностью вадозных гидротерм глубокой циркуляции, начался этап гипергенного развития месторождений. Последний выразился во вскрытии месторождений, выводе их на дневную поверхность и инфильтрации водами. В результате верхние части целестиновых месторождений оказались эродированными, целестин из разрушающихся частей вынесен главным образом механически, а частью растворен. В это же время вследствие деятельности поверхностных и приповерхностных вод произошла гидратация ангидрита в верхних частях месторождений, достигающая на Гулисае глубины 100—120 м от современной поверхности.

В заключение остановимся на вопросе, касающемся терминологии.

В результате работ последних лет (Овчинников, 1961; Макаренко, 1961; Покровский, 1962 и др.) выяснено, что горячие подземные воды широко развиты на огромных территориях на относительно небольших глубинах. Такого рода воды могут производить не только интенсивные изменения пород, но и приводить при определенных геохимических и тектонических условиях к формированию месторождений, в частности такой генезис могут иметь телетермальные месторождения свинца и цинка, месторождения меди и других элементов. С подобными водами, по нашим предположениям, связаны и эпигенетические целестиновые и свинцово-цинковые месторождения Южно-Таджикской депрессии (Гулисай, Чалташ, Дарайсо и др.).

Возможность образования месторождений горячими подземными водами освещена в ряде работ А. С. Уклонского (1940), А. И. Германова (1962), Л. В. Пустовалова (1961), Н. И. Хитарова (1961), М. М. Константинова (1963) и других. Однако при описании деятельности горячих подземных вод существует полный разнобой в терминах, что может привести к недоразумениям. Так, горячие подземные воды называют псевдомагматическими гидротермами, просто гидротермами, парагидротермами, метаморфическими водами, горячими артезианскими водами и т. д. В этом отношении, как нам представляется, разнобой легко устранить, узаконив предложенный М. М. Константиновым (1963) термин «вадозные гидротермы», а месторождения, связанные с последними, в отличие от обычных гидротермальных в классическом понимании, называть соответственно в а д о з н о - г и д р о т е р м а л ь н ы м и.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Аверьев В. В. Условия разгрузки Паужетских гидротерм на юге Камчатки. В сб. «Гидротермальные процессы и минералообразование в областях активного вулканизма». Тр. Лабор. вулканол. АН СССР, № 19, 1961.
- Андрусенко Н. И. Гидротермальный целестин из бассейна р. Нижней Тунгуски. Тр. Всес. н.-и. ин-та пьезосырья, т. II, вып. 1, 1958.

- Бетехтин А. Г. Гидротермальные растворы, их природа и процессы рудообразования. В сб. «Осн. пробл. в учении о магматогенных рудн. месторожд.». М., 1955.
- Богородицкий К. Ф. Некоторые черты химического состава подземных вод в различных гидротермических зонах земной коры. В сб. «Гидрогеохимические материалы». Изд. АН СССР, 1963.
- Бондарь В. Г. О месторождении целестина, связанном с гидротермальной деятельностью траппов на территории Сибирской платформы. Зап. Всес. минералог. о-ва, № 2, 1959.
- Брод И. О., Еременко Н. А. Основы геологии нефти и газа. Изд. Моск. ун-та, 1953.
- Буачидзе И. М., Чихелидзе С. С. Термальные воды Грузии. В сб. «Пробл. геотермии и практич. исполыз. тепла Земли», т. II. Изд. АН СССР, 1961.
- Бурков В. В., Подпорина Е. К. Стронций. Минералогия, геохимия и главные типы месторождений. Тр. Ин-та минер. геох. и кристал. хим. редк. элементов, вып. 12, 1962.
- Викторова М. Е., Котова А. В. О содержании бария и стронция в водах нефтяных месторождений Эмбенского района. Тр. Ин-та нефти АН КазССР, № 4, 1961.
- Геология СССР, т. 21, ч. 1. Госгеолтехиздат, 1959.
- Германов А. И. Кислород подземных вод и его геохимическое значение. Изв. АН СССР, сер. геол., № 6, 1955.
- Германов А. И. Основные черты гидрохимических условий формирования некоторых инфильтрационных месторождений урана. Изв. АН СССР, сер. геол., № 8, 1960.
- Германов А. И. Роль органического вещества в образовании гидротермальных сульфидных месторождений. Изв. Высш. учебн. завед., Геология и разведка, № 8, 1961.
- Германов А. И. О возможном участии органического вещества в геохимических процессах, совершающихся в областях новейшего и современного вулканизма. В сб. «Гидротермальные процессы и минералообразование в областях активного вулканизма». Тр. Лабор. вулканол. АН СССР, № 19, 1961.
- Германов А. И. Гидродинамические и гидрохимические условия образования некоторых гидротермальных месторождений. Изв. АН СССР, сер. геол., № 7, 1962.
- Джибути С. С. Геотермические условия подземных вод Западно-Туркменского нефтегазозносного бассейна. Изд. АН СССР, 1962.
- Добров Ю. В. О содержании стронция в пластовых водах юго-западной Туркмении. Изв. АН ТуркмССР, сер. физ.-техн. хим. и геол. наук, № 6, 1960.
- Егоян В. Л. Геологические предпосылки к постановке геотермических исследований в Армении. В сб. «Пробл. геотермии и практич. исполыз. тепла Земли», т. II. Изд. АН СССР, 1961.
- Ермаков Н. П. Исследования минералообразующих растворов. Изд. Харьковск. ун-та, 1950.
- Ермаков Н. П., Калужный В. А. О возможности выявления истинных температур минералообразующих растворов. Тр. Всес. н.-и. ин-та пьезосырья, т. 1, вып. 2, 1957.
- Захаров С. А. Тектоническое районирование и структурная схема Таджикской депрессии. Тр. Ин-та геологии АН ТаджССР, т. 5, 1962.
- Зульфугарлы Д. И. Распространение микроэлементов в каоустобиолитах, организмах, осадочных породах и пластовых водах. Изд. Азерб. ун-та, 1960.
- Иванов В. В. Основные генетические типы термальных вод и их распространение в СССР. В сб. «Пробл. геотермии и практич. исполыз. тепла Земли», т. II. Изд. АН СССР, 1961.
- Каменский Г. Н., Толстихина М. М., Толстихин Н. И. Гидрогеология СССР. Госгеолтехиздат, 1959.
- Константинов М. М. Схема формирования рудообразующих гидротермальных растворов. Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, 1962.
- Константинов М. М. Происхождение стратифицированных месторождений свинца и цинка. Изд. АН СССР, 1963.
- Кропчаев А. М., Кропчаева Т. С., Шестов И. Н. Стронций в подземных слабоминерализованных водах Среднего Предуралья. Геохимия, № 1, 1959.
- Макаренко Ф. А. Некоторые общие закономерности формирования термальных вод и их распределение на территории СССР. В сб. «Пробл. геотермии и практич. исполыз. тепла Земли», т. II. Изд. АН СССР, 1961.
- Макаренко Ф. А. Геотермическое изучение и районирование подземных вод Кавказа. В сб. «Пробл. геотермии и практич. исполыз. тепла Земли», т. II. Изд. АН СССР, 1961.
- Могаровский В. В. О температурных условиях формирования некоторых целе-

- стиновых месторождений Южно-Таджикской депрессии. Докл. АН СССР, т. 150, № 5, 1963.
- Могаровский В. В. Глауконитизация глинистых пород как вид околорудного изменения на одном из целестиновых месторождений Южно-Таджикской депрессии. Докл. АН СССР, т. 151, № 5, 1963.
- Набоко С. И. Современные гидротермальные процессы и метаморфизм вулканических пород. Тр. Лабор. вулканол. АН СССР, № 19, 1961.
- Овчинников А. М. К вопросу о «ювенильных» водах. В сб. «Вопр. петрогр. и минералогии», т. 1. Изд. АН СССР, 1953.
- Овчинников А. М. Закономерности распространения и формирования углекислых гидротерм. В сб. «Пробл. геотермии и практич. использ. тепла Земли», т. II. Изд. АН СССР, 1961.
- Осичкина Р. Г., Бергман А. Г. и др. Соляные месторождения Южного Таджикистана (сообщ. 1—7). Тр. Ин-та химии АН ТаджССР, т. 84, № 2, 1958.
- Перельман А. И. Катагенез. Изв. АН СССР, сер. геол., № 8, 1959.
- Покровский В. И. Геотермические условия подземных вод на территории Европейской части СССР. В сб. «Вопр. гидрогеологии и гидротермии». Тр. Лабор. гидрогеол. проблем АН СССР, т. 42, 1962.
- Пустовалов Л. В. Вторичные изменения осадочных горных пород и их геологическое значение. В сб. «О вторичных изменениях осадочных пород». Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 5, 1956.
- Пустовалов Л. В. Некоторые новые данные о месторождениях полезных ископаемых осадочного происхождения. В сб. «Очерки по металлогении осадочных образований». Изд. АН СССР, 1961.
- Разумова В. Н. Природа красных и зеленых окрасок пород красноцветной формации мезо-кайнозоя Центрального и Южного Казахстана. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1960.
- Сауков А. А. Несколько замечаний о гидротермальных растворах и гидротермальных месторождениях. Тр. Ин-та геол. рудн. месторожд., петрогр., минералогии и геохимии АН СССР, т. II, вып. 46, 1960.
- Сулин В. А. Условия образования, основы классификации и состав природных вод, в частности вод нефтяных месторождений, ч. 1. Изд. АН СССР, 1948.
- Требования промышленности к качеству минерального сырья, вып. 70 (стронций). Госгеолтехиздат, 1960.
- Уклонский А. С. Парагенезис серы и нефти. Изд. АН УзбССР, 1940.
- Хитаров Н. И. Проблемы изучения термальных полей Большого и Малого Кавказа. В сб. «Пробл. геотермии и практич. использ. тепла Земли», т. II. Изд. АН СССР, 1961.
- Хитаров Н. И. Вопросы формирования гидротермальных растворов. Тр. Лабор. вулканол. АН СССР, вып. 19, 1961.
- Чедия О. К. История геологического развития территории Таджикистана в кайнозое. В сб. «Новейший этап геол. развития территории Таджикистана». Душанбе, 1962.
- Чедия О. К., Трофимов А. К. Особенности новейшего развития структурных форм Таджикистана. В сб. «Новейший этап геол. развития территории Таджикистана». Душанбе, 1962.

Институт геологии  
Душанбе

Дата поступления  
2.I.1964



УДК 553.434 (571.55)

## **О ГЕНЕЗИСЕ УДОКАНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ МЕДИСТЫХ ПЕСЧАНИКОВ**

**(Читинская область)**

***Н. Н. БАКУН, Р. Н. ВОЛОДИН, Ф. П. КРЕНДЕЛЕВ***

Медистые песчаники нижнепротерозойской удоканской серии Восточной Сибири приурочены к отложениям палеоделты и являются более древними, чем изверженные породы. Доказательством первично-осадочного генезиса руд являются: фациально-стратиграфический контроль оруденения, геохимические особенности руд, их сложная минералогическая зональность (связанная с пестротой фациальных обстановок при накоплении петрографически однородных осадков) и реликты син- и диагенетических структур и текстур. Геолого-структурный и литологический контроль оруденения не выражены. Гипогенный характер сульфидов является результатом эпигенеза, слабого регионального, контактового и гидротермального метаморфизма.

Характеристика геологического строения Удоканского месторождения, условий отложения и последующих изменений рудовмещающей толщи, минералогии руд и рудоносности меденосного горизонта изложена в наших предыдущих работах (Бакун, Володин, Кренделев, 1958; Бакун, 1958; Володин, 1958; Кренделев, 1959; Кренделев, 1960), а также в работах М. Е. Бердичевской и А. М. Лейтеса (1960<sup>1, 2</sup>, 1961, 1962), В. С. Домарева и Ю. В. Богданова (1959) и В. С. Домарева (1960).

Все авторы признают первично-осадочный генезис оруденения. Но выводы о генезисе обоснованы изложением лишь некоторых важных особенностей месторождения и не охватывают всей проблемы в целом.

В настоящей статье генезис Удоканского месторождения рассматривается на основе результатов, полученных нами при проведении детального литолого-фациального и минералого-петрографического изучения рудовмещающей толщи и горизонта медистых песчаников. Используются также все другие данные, полученные в настоящее время при продолжающемся исследовании месторождения.

В статье рассматриваются геолого-структурный, стратиграфический, литологический и фациальный контроль оруденения, возможная связь оруденения с магматической деятельностью, окolorудные изменения пород, геохимические особенности руд и физико-химические условия их образования, а также возможные источники меди и способы ее переноса и концентрации.

### **1. О ГЕОЛОГО-СТРУКТУРНОМ КОНТРОЛЕ ОРУДЕНЕНИЯ**

Горизонт медистых песчаников Удоканского месторождения залегает согласно с вмещающими породами и участвует в строении крупной синклинали Намингу (фиг. 1, 2). Выходы медистых песчаников, прослеженные непрерывно по крыльям синклинали А. А. Семихатовым,

Г. А. Русиновым, Т. Н. Михайловой, Ю. А. Якимовым, Л. А. Лешуковым и другими геологами, образуют в плане замкнутый овальный контур. Бурением установлено, что оруденение развито не только на крыльях, но и в замковой части синклинали. Обогащения оруденения в замковой части складки не наблюдается.

Горизонт медистых песчаников залегает, сохраняя свое стратиграфическое положение, в опрокинутом и интенсивно нарушенном южном крыле синклинальной складки, что доказывает доскладчатый возраст медного оруденения. Другие горизонты медистых песчаников, известные в Удоканском хребте в бассейне р. Кемен (Лейтес, 1957), участвуют в строении как антиклинальных, так и синклинальных структур. Следовательно, приуроченность оруденения к замковым частям и крыльям антиклинальных складок, рассматриваемая как один из главных рудоконтролирующих факторов при локализации оруденения в гидротермальных месторождениях медистых песчаников Казахстана (Сатпаев, 1954), не характерна для Удоканского месторождения и для других горизонтов медистых песчаников Удоканского хребта.

Не наблюдается связь оруденения с разрывными структурами. Наиболее крупные разрывные нарушения приурочены к тектоническим зонам, где образовались дайки габбро-диабазов и по которым заложены долины рек и ключей (Кренделев, 1960). Данные разведочных работ показывают, что в участках горизонта медистых песчаников, примыкающих к тектоническим зонам, не обнаруживается обогащения оруденения. Об этом, в частности, свидетельствует тот факт, что в юго-восточной части месторождения, где наиболее широко развиты разрывные нарушения и дайки габбро-диабазов, промышленное оруденение в горизонте медистых песчаников почти отсутствует.

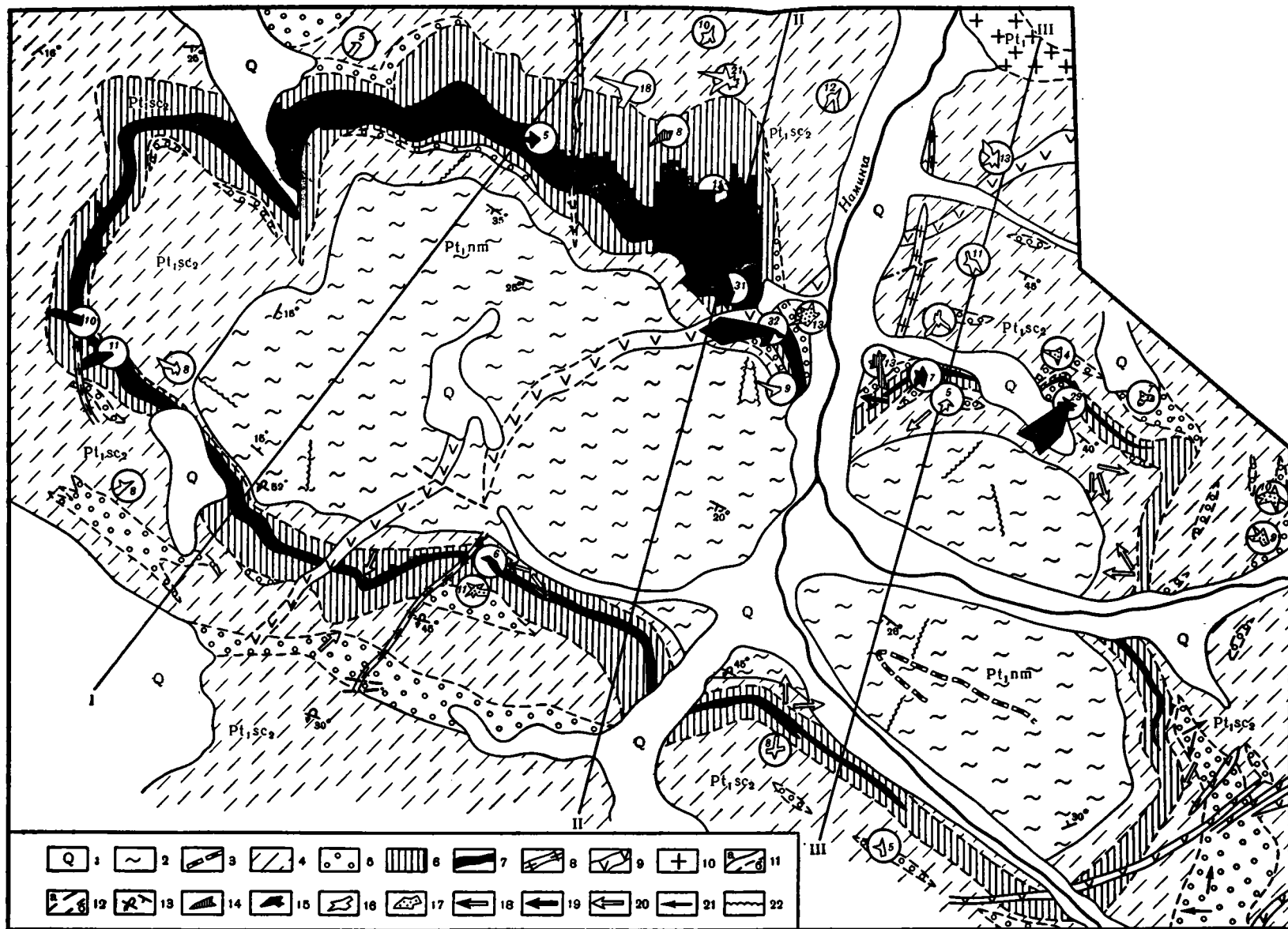
Характерно, что на месторождении отсутствуют секущие рудные тела. Мелкие кварцевые и кальцитовые прожилки с сульфидами меди, широко распространенные в горизонте медистых песчаников, обычно не выходят за пределы пластов песчаников с интенсивной вкрапленностью сульфидов меди и крайне редко продолжают за пределы горизонта.

Необходимо также подчеркнуть отсутствие условий для эффекта экранирования при гидротермальном рудоотложении. Между возможным экраном, представленным толщей метаморфизованных алевролитов и филлитов свиты Намингу, и горизонтом медистых песчаников залегает мощная (от 100 до 250 м) надрудная пачка песчаников, литологические особенности которых аналогичны песчаникам рудных и подрудных слоев.

Имеющийся материал показывает, что медное оруденение на Удоканском месторождении не контролируется геолого-структурными условиями.

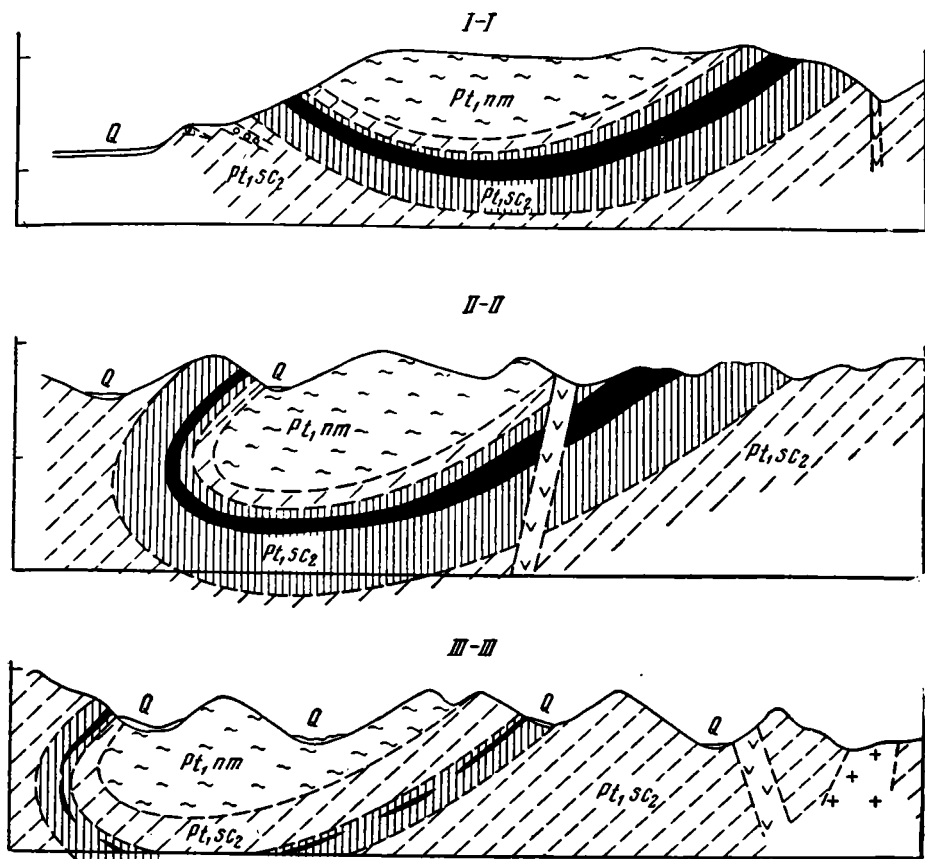
## 2. О СТРАТИГРАФИЧЕСКОМ КОНТРОЛЕ ОРУДЕНЕНИЯ

Медистые песчаники Удоканского месторождения приурочены к верхней трети разреза верхней подсвиты сакуканской свиты (удоканская серия), представленной серыми и бледно-розовыми мелко- и среднезернистыми полевошпатово-кварцевыми косослоистыми метаморфизованными песчаниками, содержащими прослои темно-серых метаморфизованных алевролитов и филлитов. Медистые песчаники образуют здесь горизонт, который сохраняет стратиграфическое положение на всей площади месторождения, включая, как уже указывалось выше, южное опрокинутое крыло синклинали (фиг. 2).



Фиг. 1. Литолого-фациальная схема Удоканского месторождения.

1 — четвертичная система. Литолого-генетические типы нижнепротерозойских отложений; 2—5 отложения мелководного бассейна: 2 — тонкослоистые алевритно-глинистые осадки фаций мелководной, часто осушающейся прибрежной части бассейна, с большим количеством знаков ряби, течений и трещин высыхания; 3 — меденосные, тонкослоистые алевритно-глинистые осадки фации мелководной прибрежной части бассейна; 4 — мелкозернистые, песчаные осадки фаций подводной дельты с неясной кривой слоистостью; 5 — хорошо отсортированные песчаные осадки фаций прибрежной зоны волнений с прослойками зерен естественного тяжелого шлиха; 6—7 — отложения надводной (?) дельты: 6 — повторное чередование слабо отсортированных косослоистых песчаных осадков русловых фаций и песчано-глинистых осадков пойменно-озерных (?) фаций со знаками течения и трещинами высыхания; 7 — меденосные отложения над водной (?) дельты; 8 — дайки аплитов и гранит-порфиров; 9 — дайки габбро-диабазов и габбро-диоритов; 10 — граниты порфировидные биотитовые; 11 — границы достоверные (а), предполагаемые (б); 12 — зоны тектонических нарушений достоверные (а), предполагаемые (б); 13 — элементы залегания пород; 14—17 — диаграммы ориентировки кривой слоистости (цифры показывают количество замеров в обнажении); 14 — в песчаных отложениях надводной (?) дельты; 15 — в меденосных песчаных отложениях надводной (?) дельты; 16 — в песчаных отложениях подводной дельты; 17 — в песчаных отложениях прибрежной зоны волнений; 18—21 — единичные замеры ориентировки кривой слоистости в песчаных отложениях; 18 — надводной дельты (?); 19 — в меденосных отложениях надводной (?) дельты; 20 — подводной дельты; 21 — прибрежной зоны волнений; 22 — ориентировка знаков течения — простирание валиков волновой симметричной ряби



Фиг. 2. Профили к литолого-фациальной схеме Удоканского месторождения. Условные обозначения см. фиг. 1. Отношение масштабов вертикального к горизонтальному 1:1

Характерно, что направленность изменения мощности горизонта медистых песчаников закономерно связана с изменением мощности всей верхней подсвиты сакуканской свиты. Эта особенность, подчеркивающая стратиграфический контроль оруденения на Удоканском месторождении, выражается в том, что постепенное уменьшение мощности рудовмещающей верхней подсвиты сакуканской свиты с северо-запада в юго-восточном направлении совпадает с постепенным уменьшением мощности горизонта медистых песчаников в том же направлении.

Другие известные горизонты медистых пород Удоканского хребта в читкандинской, александровской, бутунской и намингской свитах удоканской серии также залегают согласно с вмещающими породами, сохраняя четкое стратиграфическое положение на больших площадях. Все известные в настоящее время меденосные отложения в Удоканском хребте приурочены лишь к верхним свитам удоканской серии, не встречаясь в ее средней и нижней частях.

Вышеизложенное свидетельствует о том, что для медистых песчаников в составе удоканской серии и особенно для детально изученного Удоканского месторождения характерен четко выраженный стратиграфический контроль оруденения.

## 3. О ЛИТОЛОГИЧЕСКОМ КОНТРОЛЕ ОРУДЕНЕНИЯ

В результате исследований Н. Н. Бакуна (1958), М. Е. Бердичевской и А. М. Лейтеса (1960<sub>1,2</sub>), В. С. Домарева и Ю. В. Богданова (1959), Э. Ф. Гринталя (Удоканская ГРП) установлено, что локализация оруденения в горизонте медистых песчаников не связана с литологическими особенностями рудовмещающих пород. Здесь, как было указано выше, сказывается стратиграфический контроль оруденения. Это связано с тем, что породы рудовмещающей верхней сакуканской свиты, включая горизонт медистых песчаников, по литологическим особенностям являются однотипными.

Подрудные, рудные и надрудные слои представлены почти исключительно серыми мелкозернистыми, реже среднезернистыми кослоистыми слабо метаморфизованными песчаниками. В виде маломощных линзовидных прослоев встречаются филлиты и слабо метаморфизованные алевролиты.

По составу песчаники относятся к одной группе — полимиктовых кварцево-полевошпатовых песчаников, близких в аркозам. Обломочные зерна кварца в песчанике составляют 42—60%, полевые шпаты 20—30%, зерна микрокварцита 5—10%, зерна гематита, магнетита, турмалина, циркона, рутила, апатита, силлиманита, эпидота и других — от 1 до 10%. Характерной особенностью песчаников является концентрация обломочных зерен минералов тяжелой фракции в прослойках естественного тяжелого шлиха. В песчаниках и алевролитах преобладает кварцево-серпичитовый цемент. Менее распространен кальцитовый цемент.

Химические анализы песчаников из подрудных и рудных слоев, приведенные в сравнительной табл. 1, показывают отсутствие резких раз-

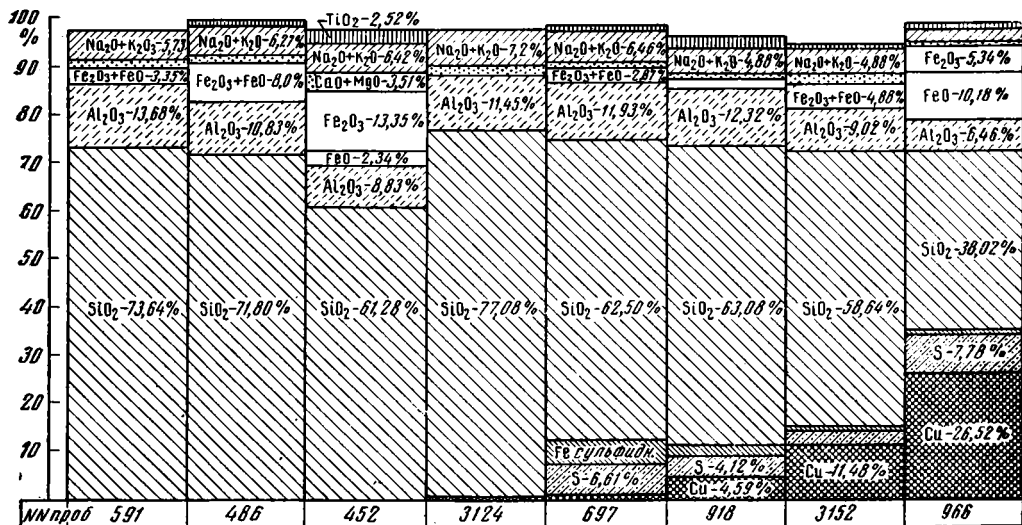


Таблица 1. Химический состав песчаников подрудных слоев и горизонта медистых песчаников Удоканского месторождения.

Краткое описание образцов: 591 — песчаник кварцево-полевошпатовый из подрудной пачки верхней толщи; 486 — песчаник кварцево-полевошпатовый с прослойками, обогащенными обломочным мармитом из нижней толщи; 452 — песчаник кварцево-полевошпатовый, обогащенный обломочным мармитом из горизонта медистых песчаников; 3124 — песчаник кварцево-полевошпатовый с вкрапленностью халькопирита II и пирита II; 697 — пирит-халькопиритовая руда (пирит II, халькопирит II); 918 — борнит-халькопиритовая руда (борнит II, халькопирит II); 3152 — борнит-халькозинная руда (борнит II, III, халькозин II, III); 966 — борнит-халькозинная руда (борнит III, халькозин III).

личий в их химическом составе. Медистые песчаники отличаются только повышенным содержанием меди и серы. Даже наиболее благоприятные для гидротермального рудоотложения песчаники с кальцитовым цементом в подрудных и надрудных слоях не несут оруденения. Распределение минералогических типов руд в горизонте медистых песчаников также не обнаруживает связи с литологическими особенностями пород.

Вышеизложенное свидетельствует о том, что литологический контроль оруденения, характерный для гидротермальных месторождений, в данном случае не проявляется.

#### 4. О ФАЦИАЛЬНОМ КОНТРОЛЕ ОРУДЕНЕНИЯ

На Удоканском месторождении четко проявляется фациальный контроль оруденения. Интенсивность оруденения связана с фациальными особенностями отложений, образующих горизонт медистых песчаников.

Верхние свиты удоканской серии по условиям образования аналогичны отложениям красноцветных терригенных формаций (Бакун, 1958; Бердичевская и Лейтес, 1960<sub>2</sub>).

В верхней подсвите сакуканской свиты и свите Намингу, обнаженных на участке месторождения, развиты четыре фациальных комплекса осадков. Первый фациальный комплекс — осадки краевой части надводной дельты крупного водотока — развит в верхней трети разреза верхней подсвиты сакуканской свиты, включающей горизонт медистых песчаников. Это толща многоярусного строения, залегающая в виде огромной линзы, подразделяется на линзовидные пачки серых песчаников с косою слоистостью, сходной по многим признакам с косою слоистостью русловых отложений (Ботвинкина, 1962).

Характерна выдержанность ориентировки косою слоистости в пачке. На розе-диаграмме первичной ориентировки косою слоистости разброс замеров не выходит обычно за пределы сектора 70—90°. Замеры образуют один четкий максимум.

В верхних частях пачек часто залегают линзы (мощностью до 2—3 м) первично алеврито-глинистых отложений с неясной горизонтальной, мелкой косою и волнистой слоистостью, текстурами оползания осадка, знаками ряби, течений, трещинами высыхания, предствляющие собой, по-видимому, осадки фаций пойменно-озерного типа.

Мощность отложений этого фациального комплекса уменьшается с севера на юг и юго-запад (фиг. 1, 2). В северной части района мощность отложений дельты достигает 1000 м. Здесь среди песчаников залегают прослои конгломератов с рассеянной вкрапленностью сульфидов меди. На месторождении горизонт медистых песчаников приурочен к средней части разреза дельтовых отложений. В восточной части месторождения (фиг. 1) меденосные дельтовые отложения фациально замещаются отложениями прибрежного фациального комплекса (мелководно-пляжевая зона), которые не несут промышленного медного оруденения.

Второй фациальный комплекс — осадки подводной части дельты, подстилающие и перекрывающие отложения первого фациального комплекса (фиг. 1, 2). Это монотонные серые мелкозернистые песчаники с крупной пологой, часто неясно выраженной, косою слоистостью, признаки которой указывают на ее дельтовый характер. Характерно отсутствие четкой ориентировки косою слоистости даже на небольших интервалах разреза. На розах-диаграммах выделяется обычно несколь-

ко расплывчатых максимумов ориентировки в секторе 100—120°. С отложениями этого фациального комплекса связаны ничтожные проявления медного оруденения.

Третий фациальный комплекс — прибрежные мелководные отложения (мелководно-пляжевая зона); он фациально замещает по простиранию отложения надводной дельты и образует линзы и просли среди отложений подводной дельты. Представлен этот комплекс красноватыми косослоистыми песчаниками, отличающимися хорошей сортировкой и окатанностью обломочных зерен. Здесь много скоплений обломочных зерен минералов тяжелой фракции — естественного шлиха (магнетит, гематит, циркон, рутил, турмалин и т. д.). Естественный шлик образует прослойки и подчеркивает слоистость в песчанике. Типично отсутствие определенной ориентировки косой слоистости. В соседних косослоистых сериях косая слоистость часто направлена в разные стороны. На диаграмме ориентировки косой слоистости обычно наблюдается несколько равноценных максимумов различных направлений.

Для этого фациального типа отложений характерно наличие лишь крайне рассеянного медного оруденения. Замещение дельтовых отложений прибрежными, сопровождающееся резким изменением рудности, прослеживается по обнажениям и горным выработкам в юго-восточной части месторождения (фиг. 1). На этом участке мощный горизонт медистых песчаников расщепляется на серию маломощных меденосных линз, которые представляют собой пачки русловых косослоистых песчаников, залегающие среди безрудных песчаников с хорошей сортировкой обломочных зерен и слоистыми текстурами, свидетельствующими об условиях образования в мелководно-пляжевой зоне (косая и волнистая слоистость, образованная знаками ряби, подчеркивается скоплениями естественного тяжелого шлиха).

Четвертый фациальный комплекс — отложения мелководного, временами осушавшегося бассейна, слагающие свиту Намингу. Это толща первично алеврито-глинисто-песчаных осадков с тонкой ритмичной горизонтальной слоистостью, знаками волновой и перекрестной ряби. Иногда встречаются трещины высыхания и ходы илоедов. В юго-восточной части месторождения в отложениях этого фациального комплекса встречен выдержанный по простиранию прослой медистого алевролита.

Различные минералогические типы руд, несмотря на метаморфизм, связаны преимущественно с определенными фациальными разновидностями отложений дельты. Пирит-халькопиритовое и борнит-халькопиритовое оруденение характерно для отложений той части русловых осадков, которые накапливались в условиях интенсивных движений воды. Эти отложения представлены мелко- и среднезернистыми грубокосослоистыми песчаниками, содержащими прослой конгломератобрекчий. Борнит-халькозиновое оруденение и халькозиновое оруденение приурочено главным образом к отложениям русловых фаций, формировавшихся в условиях более медленных течений. Последние представлены мелкозернистыми песчаниками с пологой и маломощной или неясной косой слоистостью (отложения прирусловых отмелей). Борнит-халькозиновое и халькозиновое оруденение наблюдается также среди отложений пойменно-озерных фаций, представленных переслаиванием филлитов и метаморфизованных алевролитов. Р. Н. Володин установил, что именно со сложным чередованием различных фациальных типов отложений связано сложное чередование минералогических

типов руд в горизонте медистых песчаников (минералогическая зональность).

Описанная приуроченность оруденения и его минералогических разновидностей к определенным фациальным типам отложений свидетельствует о широком проявлении фациального контроля оруденения на Удоканском месторождении.

##### 5. О ВОЗМОЖНОМ МАГМАТИЧЕСКОМ ИСТОЧНИКЕ ОРУДЕНЕНИЯ

В районе Удоканского месторождения широко развиты изверженные породы, прорывающие и метаморфизующие меденосные отложения удоканской серии. Поэтому является естественным предположение о возможном гидротермальном источнике оруденения. Как один из источников медного оруденения могут рассматриваться наиболее древние изверженные породы района — габбро-нориты и дайки габбро-диабазов (каларский анортозитовый комплекс; Салоп, 1958).

Проведенное А. П. Лебедевым (Бердичевская, Лейтес, 1960<sub>1</sub>) изучение проявлений медной минерализации в габбро-норитах Чинейской интрузии показало, что они приурочены к участкам с большим количеством ксенолитов осадочных пород и связаны с ассимиляцией меди из вмещающих пород удоканской серии. Этот вывод свидетельствует о том, что медное оруденение в осадочных породах удоканской серии является более древним по отношению к наиболее древним магматическим породам района.

В дайках габбро-диабазов небольшие количества сульфидов меди (установлены в протолочках проб) отмечаются только в местах пересечения ими горизонта медистых песчаников. Опробование дайки габбро-диабазов, проведенное Э. Ф. Гринталем в горной выработке, показало резкое уменьшение содержания меди в центральной части дайки по сравнению с приконтактовыми зонами, что определяется ассимиляцией меди из вмещающих медистых песчаников. Кроме того, отмечены явления метаморфизма медистых песчаников на контакте с габбро-диабазами, выражающиеся в локальном появлении вторичного халькопирита, замещающего борнит. Это явление связано, вероятно, с прогревом приконтактовой зоны.

Широко развитые в районе месторождения граниты Чуйско-Кодарского комплекса еще моложе описанных выше габбро-норитов (Салоп, 1958). Они прорывают и метаморфизуют как габбро-нориты, так и медистые песчаники, т. е. также являются более молодыми, чем медное оруденение. Незначительные проявления медной минерализации в гранитах и в гидротермальных кварцевых жилах, связанных с гранитами, также являются результатом ассимиляции из вмещающих пород.

Более молодые изверженные породы — габбро-диориты, микродиориты, диорит-порфиры, образующие маломощные дайки и возникшие в конце нижнего протерозоя, а также кварцевые порфиры и сиенит-порфиры, связанные с мезозойским магматизмом (Салоп, 1958), — содержат признаки медного оруденения только в местах пересечения горизонта медистых песчаников (Кренделев, 1960). По данным полуквантитативных спектральных анализов, для вмещающих осадочных пород, а также для сульфидов меди из осадочных, магматических пород и гидротермальных жил района Удоканского месторождения характерны одни и те же элементы-примеси (табл. 2). Эта особенность свидетельствует об отсутствии геохимической связи оруденения с каким-либо комплексом изверженных пород.



Элементы		Cu	Co	Ni	Ag	Pb	Zn	Mo	Sn	Zr	Ti	Ba	Ga	V	Mn	Cr	Be	Bi	
Характеристика проб	Песчаник плаго отсортированный	[График]																	
	Песчаник гораши отсортированный со слюдами, подчёркнутой магнетитом	[График]																	
Вмещающие породы	Андролит	[График]																	
	Конгломерато-брекчия	[График]																	
Медистые песчаники	Песчаник плаго отсортированный с сульфидами меди	[График]																	
	Песчаник гораши отсортированный со слюдами, подчёркнутой магнетитом, с сульф. меди	[График]																	
	Андролит с вкрапленностью сульфидов меди	[График]																	
	Конгломерато-брекчия с сульфидами	[График]																	
	Массивная руда	[График]																	

1   
 2   
 3   
 4   
 5

Таблица 2. Элементы-примеси медистых песчаников и вмещающих пород Удоканского месторождения.

Содержания элементов (в %): 1 — более 1; 2 — 1—0.1; 3 — 0.1—0.01; 4 — 0.01—0.001; 5 — следы. Анализы выполнены в спектральной лаборатории ЦНИГРИ (заведующая лабораторией О. Б. Фалькова). Для каждой разности породы и руды проанализированы по 5 проб

Таким образом, несмотря на широкое развитие изверженных пород, связи оруденения с магматическим источником не устанавливается. Оруденение является более древним, чем изверженные породы.

## 6. ОБ ОКОЛУРУДНЫХ ИЗМЕНЕНИЯХ МЕДИСТЫХ ПЕСЧАНИКОВ

Рудовмещающие породы и медистые песчаники удоканской серии подверглись эпигенетическим изменениям и испытали слабый региональный метаморфизм. Эти преобразования мало затронули первичные особенности строения осадочных пород и привели к раскристаллизации первичных глинистых минералов в мелкошуйчатый агрегат мусковита, кварца, хлорита, эпидота, к интенсивной перекристаллизации карбонатов, регенерации обломочных зерен кварца, плагиоклазов, турмалина, магнетита и др. Подобные слабо измененные породы развиты в центральной части района месторождения и представлены надрудными и частично рудными и подрудными слоями.

В зоне, примыкающей к контактам интрузивных пород на периферии района, породы подрудных и частично рудных и надрудных слоев подверглись контактовому метаморфизму и превращены в роговики и ороговикованные песчаники с биотитом. В этой же зоне интенсивно проявился постмагматический гидротермальный метаморфизм — микроклинизация, альбитизация, эпидотизация, окварцевание (Бакун, 1958).

Гидротермальные изменения наиболее резко проявляются в отдельных зонах среди подрудных слоев. В горизонте медистых песчаников, породы которого, как уже указывалось, не отличаются от пород подрудных и надрудных слоев, не установлено проявлений каких-либо специфических изменений, которые можно было бы назвать околорудными.

7. ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ РУД

Состав элементов-примесей в медистых песчаниках различных месторождений заметно различен (табл. 3). В основном это касается таких элементов, как сурьма, мышьяк, висмут, бериллий, хром, кадмий, германий. Постоянными спутниками меди в медистых песчаниках являются свинец, серебро, ванадий, и в большей части месторождений — кобальт, никель, молибден, олово, титан, стронций, барий. Следует указать на отсутствие элементов-примесей, которые характеризовали бы медистые песчаники общепринятого осадочного или спорного генезиса.

Как видно на прилагаемой диаграмме (табл. 3), руды медно-колчеданных и жильных месторождений по сравнению с медистыми песчаниками отличаются значительно более высокими содержаниями свинца, цинка, мышьяка, сурьмы. По сравнению с ними руды медно-порфировых месторождений отличаются высокими содержаниями молибдена. Наиболее резкие различия наблюдаются в содержании рассеянных элементов — селена, теллура, индия, кадмия, германия. В рудах и минералах Удоканского месторождения рассеянные элементы (селен, теллур, индий, кадмий, германий) химическими и спектральными анали-

Вид анализа	Типы месторождений	Медистые песчаники							Колчеданные м-ния		Медно-порфиров. м-ния	Жильные м-ния	
		Удокан	Ажез-назган	Мангышлак	Сев. Родезия	Приуралье	Дон-басс	Атбасар-Калкандар-Терская группа	Ленская группа	Сибай	Худес	Кочкар	Кафан
Полуполноценный спектральный	Свинец	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
	Цинк	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
	Золото	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
	Серебро	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
	Мышьяк	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
	Сурьма	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
	Олово	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
	Молибден	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
	Никель	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
	Кобальт	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
	Висмут	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
	Вольфрам	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
	Ванадий	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
	Индий	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
	Кадмий	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
	Германий	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
	Бериллий	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
Хром	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	
Барий	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	
Стронций	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	
Титан	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	
Химический	Селен	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.
	Теллур	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.
	Индий	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.
	Кадмий	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.
	Германий	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.
	Рений	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.
		1	2	3	4	5							

Таблица 3. Элементы-примеси в медистых песчаниках и рудах медных месторождений других типов.

Содержания элементов (в %): 1 — более 1; 2 — 1—0,1; 3 — 0,1—0,01; 4 — 0,01—0,001; 5 — следы. Анализы выполнены в спектральной лаборатории ЦНИГРИ (заведующая лабораторией О. Б. Фалькова). Н. а. — нет анализов

зами практически не обнаружены. В отношении селена и теллура это подтверждается также данными Н. Д. Синдеевой.

Установлено, что в эндогенных месторождениях меди главным ее спутником является двухвалентное железо, а в медистых песчаниках — трехвалентное железо (Гудалин, 1947). Эта особенность объясняется

Таблица 4

**Характеристика отношения  $Fe^{2+}:Cu$  в месторождениях меди разного генезиса**

Типы месторождений	$Fe^{2+}:Cu$	Примечание
Медно-колчеданные	16:1	По Г. Г. Гудалину То же Среднее из 5 анализов штучных проб
Медистые песчаники Джезказганского месторождения	0,37:1	
Медистые песчаники Удоканского месторождения	0,08:1	

окислением железа в экзогенных условиях и привлекается в качестве одного из фактов, свидетельствующих об осадочном генезисе месторождения Джезказган. Руды Удоканского месторождения характеризуются чрезвычайно низкими содержаниями двухвалентного железа (табл. 4). Вследствие низкого содержания двухвалентного железа главными рудными минералами руд Удоканского месторождения являются борнит и халькозин, в отличие от большинства эндогенных месторождений меди, где главным рудным минералом является халькопирит.

Таблица 5  
**Изотопический состав серы в халькопирите и пирите Удоканского месторождения**

Минерал	$S^{32}/S^{34}$
Халькопирит	22,38
Пирит	22,36

Предварительное определение изотопического состава серы в халькопирите и пирите из руд Удоканского месторождения, произведенное Л. Н. Гриненко, показало преобладание в составе серы легкого изотопа, что характерно для экзогенных сульфидов (табл. 5).

Из изложенного выше следует, что руды Удоканского месторождения по геохимическим особенностям не имеют сходства с рудами эндогенных колчеданных, медно-порфировых руд и жильных месторождений меди, что заставляет предполагать иной, по-видимому первично-осадочный, генезис медистых песчаников Удоканского месторождения.

## 8. О ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИХ УСЛОВИЯХ ОБРАЗОВАНИЯ РУД

Медистые песчаники Удоканского месторождения по структурно-текстурным особенностям и минералогическому составу обнаруживают сходство с рудами эндогенных месторождений. Это сходство выражается в широком развитии в рудах Удоканского месторождения кристаллобластических и метазернистых структур, а также пятнистой, прожилково-вкрапленной и прожилковой текстур. Среди кристаллобластических структур большой интерес в качестве геологического термометра представляют чрезвычайно распространенные структуры распада твердого раствора халькопирита в борните — пластинчатая, решетчатая, эмульсионная, петельчатая, свидетельствующие о температуре минера-

лообразования не ниже 270° (Филимонова, 1952). Кроме того, участвующие в строении руд месторождения кубический халькозин, борнит, халькопирит, молибденит являются минералами, типичными для эндогенных месторождений.

Пирит из медистых песчаников Удоканского месторождения характеризуется следующими физическими свойствами: отражательной способностью, равной  $R\%$  — 54,3—57,1; микротвердостью  $H$  кг/мм<sup>2</sup> — 898—1410,  $H_0$  — 6,8—7,8 (по шкале Мооса); термоЭДС кристаллов 0,18—0,23 мВ/град.

При сравнении физических свойств пирита из различных месторождений, изученных В. Г. Кругловой, свойства пирита из руд Удоканского месторождения оказались аналогичными свойствам пиритов колчеданных и гидротермальных месторождений и отличными от свойств пирита осадочного генезиса.

Вместе с тем установлен ряд особенностей оруденения, которые трудно объяснить с точки зрения гидротермального рудоотложения. В обломочных зернах кварца и микрокварцита нередко встречается вкрапленность мелких зерен халькопирита и борнита, а цемент, окружающий зерна, является безрудным. В конгломерато-брекчиях, в угловатых и окатанных обломках первично глинисто-алевролитовых пород, превращенных в филлиты и метаморфизованные алевролиты, нередко отмечается мелкая рассеянная вкрапленность сульфидов меди (халькопирит, борнит, халькозин). Подобные меденосные гальки и обломочные зерна с вкрапленностью сульфидов рассматриваются нами как показатель существования медного оруденения в первичных осадках.

Кроме того, в участках первично-глинистого цемента, которые захвачены при росте кристаллов магнетита, ильменита, эпидота, встречены мелкие округлые выделения халькозина, борнита и халькопирита. Аналогичные выделения сульфидов меди в виде мелких сфероподобных стяжений в цементе медистых песчаников известны в Западном Приуралье и Донбассе и рассматриваются как осадочно-диагенетические образования (Сатпаева, 1958).

Выявлены также текстурные признаки в медистых песчаниках Удоканского месторождения, которые можно рассматривать как унаследованные от первично-осадочных текстур. К ним относятся полосчатая (наследует, по-видимому, слоистую текстуру), вкрапленная и цементная текстуры. Выделения сульфидов меди повторяют детали текстур осадочных пород. В косослоистых песчаниках в меденосном горизонте косяя слоистость часто подчеркивается слойками, обогащенными сульфидами меди. Сульфиды располагаются как в срезанных, так и в перекрывающих слойках в нескольких косослоистых сериях. Сульфиды меди образуют скопления во впадинах между валиками знаков волновой ряби и знаков течений, а также в песчанике, заполняющем трещины высыхания в первичных глинистых осадках.

Таким образом, руды Удоканского месторождения наряду с общим гипогенным обликом содержат признаки, присущие рудам осадочного генезиса. Резкое преобладание в составе руд борнита и халькозина по сравнению с пиритом и халькопиритом свидетельствует об относительно высоком режиме кислорода при рудообразовании, что хорошо согласуется с предполагаемым экзогенным генезисом оруденения.

Сложное распределение минералогических типов руд указывает на прихотливые изменения окислительно-восстановительных условий, существовавших при рудообразовании. Но резкую и сложную смену окислительно-восстановительных условий в такой однородной среде, какой является литологически однообразная пачка терригенных пород,

слагающая горизонт медистых песчаников, трудно ожидать. Поэтому наблюдающуюся минералогическую зональность весьма трудно объяснить отложением рудных минералов из гидротермальных растворов. В то же время для осадкообразования в области дельты чрезвычайно характерна пестрота окислительно-восстановительных условий. Естественно рассматривать гипогенный облик сульфидов как отражение изменения физико-химических условий, главным образом температуры и давления в связи с эпигенезом, региональным метаморфизмом и контактовым воздействием магматических пород, а не как следствие отложения из гидротермальных растворов.

### 9. О ВОЗМОЖНЫХ ИСТОЧНИКАХ МЕДИ, СПОСОБАХ ЕЕ ПЕРЕНОСА И КОНЦЕНТРАЦИИ

Для месторождений осадочных руд в качестве источников металла рассматриваются в основном соседние области размыва, откуда сносятся обломочный материал рудовмещающих осадочных пород. Металл мог содержаться в рассеянном состоянии, либо встречаться в виде рудопроявлений и месторождений, подвергающихся разрушению. В ряде случаев концентрации металлов в осадочных породах связываются с вулканической деятельностью. Поскольку в породах верхней части разреза удоканской серии отсутствуют следы вулканической деятельности от последнего предположения следует отказаться.

Работами Л. И. Салопа (1958), М. Е. Бердичевский и А. М. Лейтеса (1962), Н. Н. Бакуна (1958) установлено, что терригенная толща удоканской серии отложилась в результате размыва архейских пород Алданского щита, Чарской глыбы и Станового хребта, расположенных к северу и северо-востоку от района месторождения. В этих районах и следует искать возможные источники меди.

Состав обломочного материала в отложениях верхней части разреза удоканской серии показывает, что наиболее возможным его источником являются породы иенгрской серии архея, развитой в западной и центральной частях Алданского щита, а также частично архейских пород Чарской глыбы и Станового хребта. Породы иенгрской серии сложены кварцитами, кристаллическими сланцами, гранатовыми и силлиманитовыми гнейсами (Сердюченко и др., 1960). В составе пород много магнетита, гематита, ильменита, которые слагают тяжелую фракцию песчаников удоканской серии (читкандинской, александровской, бутунской и сакуканской свит). В качестве акцессорных минералов в песчаниках сакуканской свиты отмечены циркон, апатит, турмалин, рутил сфен, эпидот. Эти же минералы встречаются и в архейских породах иенгрской серии. К федоровской свите (верхняя часть иенгрской серии) приурочены месторождения магнетит-гематитовых руд.

Большой интерес представляют указания на присутствие в железных рудах сульфидов железа и меди, а также молибденита (Сердюченко и др., 1960). Сульфиды железа — пирит и пирротин — присутствуют на всех месторождениях в рудных телах и во вмещающих породах, составляя 1—3% от общей массы породы или руды. В отдельных участках содержание сульфидов железа достигает 15%. Спектральными анализами в пирите и пирротине обнаружены примеси меди, титана, кобальта, никеля, молибдена, ванадия, галлия. Медь содержится в основном в пиритах. Такие элементы, как свинец, цинк, серебро, спектральными анализами в пирите и пирротине не обнаружены.

Сульфиды меди представлены халькопиритом, борнитом, ковеллином, халькозином, встречаются также самородная медь, малахит, азу-

рит, хризоколла. Присутствуют они в железных рудах и во вмещающих породах. Халькопирит и борнит в виде микроскопических выделений сопровождают сульфиды железа и являются первичными минералами. Остальные минералы меди связаны с поверхностным окислением первичных сульфидов при формировании докембрийской коры выветривания (Сердюченко и др., 1960).

Количество меди в пробах магнетитовых руд колеблется от следов до сотых долей процента, а в зонах докембрийского выветривания (в мартитовых рудах) достигает от 1—2, до 4, а в отдельных случаях до 10%. В некоторых месторождениях количество меди весьма значительно.

Молибденит отмечен в железных рудах и вмещающих породах в ряде месторождений. Встречается в составе кварцево-полевошпатовых прожилков среди архейских аляскитовых гранитов. В железных рудах и вмещающих породах обнаружены также примеси кобальта, хрома, титана. Подчеркивается незначительное содержание никеля (Сердюченко и др., 1960).

Сравнение состава руд Удоканского месторождения и железных руд Алданского щита показывает их некоторое геохимическое сходство. Характерно, что в медистых песчаниках много магнетита. Из элементов-спутников меди в рудах Удокана отмечены молибден, кобальт, ванадий, хром. Возможно, что молибден, встречающийся в медистых песчаниках, попадал в осадки вместе с медью. Так же как и в железных рудах Алданского щита, в рудах Удокана мало никеля, почти нет свинца и цинка.

Следовательно, можно предполагать, что источником меди для медистых песчаников Удоканского месторождения и других меденосных горизонтов Удоканского хребта явились меденосные породы и медные руды архейских пород Алданского щита.

Предположение о том, что источником металла в песчаниках являлась не рассеянная в разрушаемых породах медь, а повышенные ее концентрации и даже месторождения, хорошо согласуется с наблюдающимся на Удоканском месторождении и других подобного типа месторождениях хребта Удокан проявлением четкого стратиграфического контроля оруденения.

Накопление меди, по-видимому, происходило в периоды, когда разрушались крупные скопления меди в областях размыва и в область накопления осадков поступало значительное количество металла.

Горизонт мощных пластов Удоканского месторождения образован отложениями краевой части надводной дельты крупного водотока (Браун, 1958). Имеются все основания предполагать, что медь при разрушении месторождений, попадала в речную сеть и выносилась в дельту. Вопрос о форме переноса меди не решен даже для месторождений медистых песчаников более молодого геологического возраста.

Известно, что медь может находиться в растворенном состоянии в кислых растворах в виде сульфата. Эксперименты А. Д. Архангельского и Е. В. Рожковой (1932), а также М. А. Яковлевой (1952) показали, что в современных поверхностных условиях медь не может длительное время находиться в растворе, так как при  $pH$  выше 6,3 сульфат меди переходит в труднорастворимые соединения — карбонаты или основные сульфаты. Частицы этих труднорастворимых соединений меди переносятся речными водами, в основном в виде взвеси вместе с терригенным материалом (Страхов, 1961).

При рассмотрении генезиса медистых песчаников Удоканского месторождения нами предполагался перенос меди способом, описанным

М. Н. Яковлевой, в виде взвесей карбонатов или основных сульфатов (Бакун, Володин, Кренделев, 1958). Соединения меди осаждались в дельте вместе с основной частью взвешенных осадков, благодаря чему в дельте и наблюдаются повышенные концентрации металла. В прибрежно-морских условиях вследствие интенсивного движения воды и сортировки принесенного материала соединения меди рассеивались.

Учитывая высокую концентрацию  $\text{CO}_2$  в составе докембрийской атмосферы и воды и вследствие этого низкое значение  $pH$  воды рек и морей (Страхов, 1961), можно допустить перенос значительных количеств меди в растворенном состоянии на большие расстояния. Кислые растворы сульфата меди, образующиеся при окислении медных месторождений [а на существование докембрийской зоны окисления на медных проявлениях Алданского щита имеются прямые указания (Сердюченко и др., 1960)], подвергались нейтрализации значительно медленнее, чем в настоящее время, вследствие чего в основной своей массе медь в виде раствора, попадая в речную сеть, по-видимому, успевала достигать низовьев реки, где в надводной дельте из растворов осаждалась главная часть металла, вероятно в форме карбонатов или основных сульфатов, и лишь незначительная часть меди выносилась в бассейны. Этим объясняется четкий фациальный контроль оруденения, наблюдающийся на месторождении. Некоторая часть меди переносилась механическим способом в виде сульфидов, включенных внутри обломочных зерен кварца и микрокварцита.

При диагенезе происходит значительное перераспределение компонентов в осадках (Страхов, 1961), стягивание их в отдельных участках за счет обеднения других. Неравномерность распределения оруденения на месторождении, возможно, связана с перераспределением металла при диагенезе.

#### ГЕНЕЗИС УДОКАНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Таким образом, на Удоканском месторождении устанавливается четкий стратиграфический и фациальный контроль оруденения. Структурный и литологический контроль оруденения не проявляется. Связи оруденения с магматическими породами не наблюдается. Наоборот, медное оруденение оказывается в возрастном отношении древнее всех магматических пород. Не наблюдается околорудных изменений пород.

Все эти особенности говорят о том, что медное оруденение в песчаниках имеет первично-осадочный генезис. Источником металла могли быть медные месторождения и медные рудопроявления среди отложений иенгрской серии архея Алданского щита. Медь, вероятно, переносилась в виде истинных растворов и взвесей. При формировании рудных тел, по-видимому, кроме привноса и осаждения меди, значительная роль принадлежит перераспределению меди при диагенезе. Первично-осадочное происхождение руд подтверждается их геохимическими особенностями и реликтами сингенетических и диагенетических образований (рудоносные обломочные зерна, рудоносные гальки глин, текстурные особенности руд и т. д.). Гипогенный облик минерализации связан с преобразованиями рудного вещества под воздействием эпигенеза, регионального, контактового и постмагматического метаморфизма.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Архангельский А. Д., Рожкова Е. В. Об условиях накопления меди в осадочных породах. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., т. 10 (2), 1932.
- Бакун Н. Н. Условия образования и вторичные изменения осадочных пород Удоканского месторождения медистых песчаников. Изв. Высш. учебн. завед. Геология и разведка, № 11, 1958.

- Бакун Н. Н., Володин Р. Н., Кренделев Ф. П. Основные особенности геологического строения Удоканского месторождения медистых песчаников и направление его дальнейшей разведки. Изв. Высш. учебн. завед. Геология и разведка, № 5, 1958.
- Бердичевская М. Е., Лейтес А. М. Меденосность восточной части Удоканского хребта. Разведка и охрана недр, № 1, 1960.
- Бердичевская М. Е., Лейтес А. М. Некоторые особенности строения пластовых месторождений меди на примере медистых песчаников Восточной Сибири. Междунар. конгр. по седиментологии. Докл. сов. геологов к VI Междунар. конгр. по седиментологии. Москва, 1960.
- Бердичевская М. Е., Лейтес А. М. Геолого-петрографическая характеристика протерозойских меденосных осадочных толщ в северной части Читинской области. В сб. «Очерки по металлогении осадочных пород». Изд. АН СССР, 1961.
- Бердичевская М. Е., Лейтес А. М. Некоторые особенности пространственного размещения типов пород удоканской серии. В сб. «Очерки по металлогении осадочных и осадочно-метаморфических пород». Изд. АН СССР, 1962.
- Ботвинкина Л. Н. Слоистость осадочных пород., Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 59, 1962.
- Володин Р. Н. Молибденит в рудах Удоканского месторождения медистых песчаников. Изв. Высш. учебн. завед. Геология и разведка, № 11, 1958.
- Гудалин Г. Г. Вопросы геологии и генезиса Джезказгана. Горный ж., № 9, 1947.
- Домарев В. С. Первичная зональность оруденения в месторождениях медистых песчаников. В кн.: «Междунар. геол. конгр., XXI сес. Докл. сов. геологов. Пробл. 20». Изд. АН СССР, 1960.
- Домарев В. С., Богданов Ю. В. О зональности оруденения в медистых песчаниках Удоканского месторождения. Геология рудн. месторожд., № 1, 1959.
- Кренделев Ф. П. О рудоносности медистых песчаников Удоканского месторождения и методике его разведки. Изв. Высш. учебн. завед. Геология и разведка, № 2, 1959.
- Кренделев Ф. П. Учет геоморфологических особенностей при промышленной оценке месторождений медистых песчаников. Изв. Высш. учебн. завед. Геология и разведка, № 1, 1960.
- Лейтес А. М. О меденосности удоканской серии (Средне-Витимской горной страны). Бюл. НТГО Читинского геол. упр., № 4, 1957.
- Салоп Л. И. Протерозой Байкальской горной области. В сб. «Геологическое строение СССР» (ВСЕГЕИ), т. 1, 1958.
- Сатпаев К. И. О некоторых специфических особенностях геологии медистых песчаников Атбасар-Терсакканского района. Изв. АН КазССР, № 134, сер. геол., вып. 18, 1954.
- Сатпаева Т. А. Минералогические особенности месторождений медистых песчаников. Изд. АН КазССР, 1958.
- Сердюченко Д. П., Глебов А. В., Каденская М. И., Леонова Е. П., Каденский А. А., Павлов В. А. Железные руды Южной Якутии. Изд. АН СССР, СОПС, 1960.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. Изд. АН СССР, 1961.
- Филимонова А. А. Опыты по нагреванию борнитсодержащих колчеданных руд. Изв. АН СССР, сер. геол., № 3, 1952.
- Яковлева М. Н. Экспериментальные исследования к вопросу накопления меди в осадочных породах. Бюл. Моск. о-ва, испыт. природы, Отд. геол., т. 26 (6), 1952.

Институт геологии  
и геофизики СО АН СССР  
Новосибирск

Дата поступления  
6.IX.1963



## **ФЛЮОРИТ ЮГО-ЗАПАДНОЙ ОКРАИНЫ ДОНЕЦКОГО БАСЕЙНА**

**Б. С. ПАНОВ**

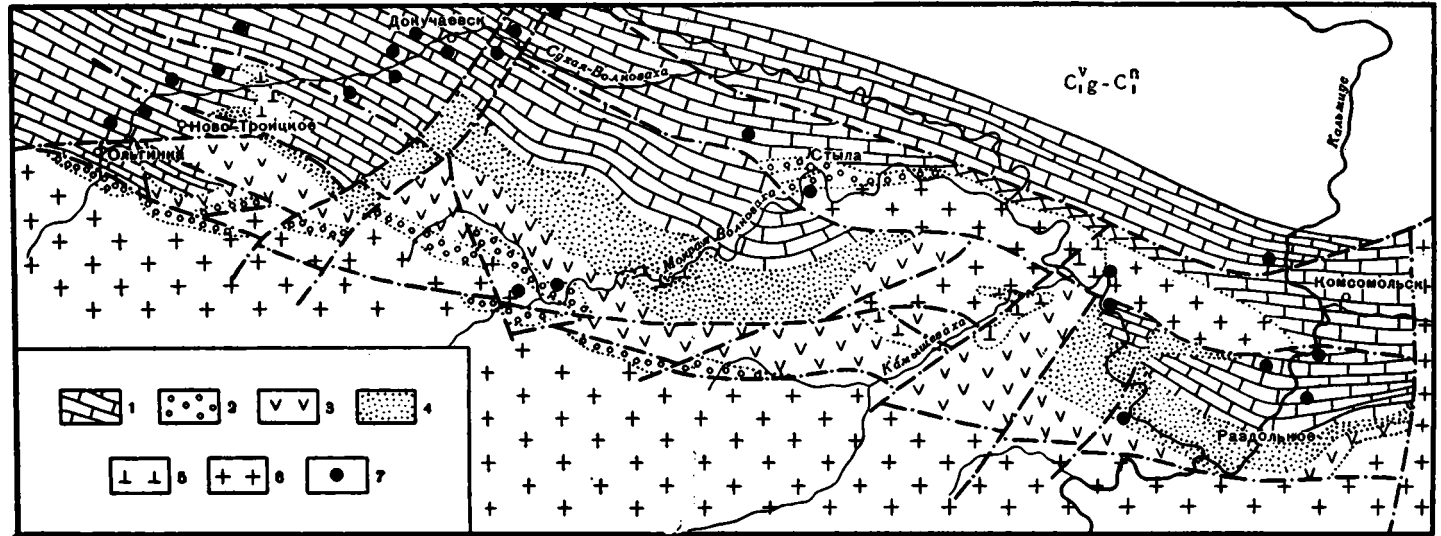
В статье дается описание флюоритовой минерализации карбонатной толщи нижнего карбона и приводятся данные о нахождении флюорита в качестве цемента аркозовых песчаников девонских пород. Дается характеристика морфологических разновидностей флюорита, приводится оптическая характеристика минерала, данные спектроскопического изучения флюоритов различных типов и вмещающих карбонатных пород. Рассматривается вопрос о генезисе флюорита в карбонатных породах нижнего карбона.

### **1. ВВЕДЕНИЕ**

Внимание исследователей давно привлекают к себе находки флюорита среди осадочных пород. Они известны в Подмосковье, Поволжье, Башкирии, на Урале, Сибири, а также на юго-западной окраине Донецкого бассейна. Описанию этих находок посвящены работы многих исследователей (Абрамович, Нечаев, 1960; Батурин, 1938; Зайцев, 1936; Миропольский, 1941; Пустовалов, 1937; Сергеев, 1912; Успенский, 1936; и др.). Вместе с тем сведения о флюорите Донецкого бассейна ограничены короткими заметками о его присутствии среди нижнекаменноугольных карбонатных пород (Гинзбург, 1928; Иваницкий, 1833; Орловский, 1934). В настоящее время все находки плавикового шпата здесь вызывают к себе интерес, особенно в связи с обнаружением Покрово-Киреевского флюоритового месторождения (Древин, Зарицкий, 1960) в восточной части зоны сочленения Донецкого бассейна с Приазовским кристаллическим массивом. Проявления флюоритовой минерализации заслуживают также изучения с целью выяснения генетических особенностей этого интересного минерала, остающихся еще во многом неясными.

По заданию треста «Артемгеология» нами были проведены работы по изучению флюорита юго-западной окраины Донецкого бассейна; их основные результаты излагаются в настоящей статье.

Юго-западная окраина Донецкого бассейна сложена девонскими осадочно-вулканогенными и нижнекаменноугольными карбонатными породами, залегающими моноклиinally на размытой поверхности докембрийских кристаллических образований. Не останавливаясь на геологической характеристике района в связи с имеющимися подробными описаниями (Ротай, 1944), отметим, что девонские отложения мощностью до 800 м по литологическим признакам делят обычно на три свиты: «белый», «бурый» и «серый» девон. По новым данным, основанным на изучении остатков панцирных рыб, эти свиты девонских пород относятся соответственно к отложениям живетского, франского и фаменского ярусов (Тихомиров, 1959). На них трансгрессивно залегают карбонатные породы турнейского и визейского ярусов, которые А. П. Ро-



Фиг. 1. Схема размещения местонахождений флюорита на юго-западной окраине Донецкого бассейна.

Условные обозначения: 1 — карбонатная толща С<sub>1</sub>, 2 — отложения живецкого яруса («белый девон»), 3 — покров палеобазальтов, 4 — отложения фаменского и франского ярусов («бурый» и «серый» девон), 5 — посленижнекаменноугольные дайково-эффузивные породы, 6 — породы кристаллического массива, 7 — местонахождения флюорита

тай по фауне разделил на зоны. Среди турнейских отложений выделяются четыре зоны:  $C_{1a}^t$ ,  $C_{1b}^t$ ,  $C_{1c}^t$ ,  $C_{1d}^t$ , среди визейских — семь: от  $C_{1a}^v$  до  $C_{1g}^v$ . Все эти зоны, за исключением зоны  $C_{1e}^v$ , представленной кремнистыми мергелями, и зоны  $C_{1g}^v$ , относящейся к угленосной толще, сложены в основном известняками общей мощностью до 450 м.

## 2. РАСПРОСТРАНЕНИЕ И ОСОБЕННОСТИ ФЛЮОРИТА В НИЖНЕКАМЕННОУГОЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ

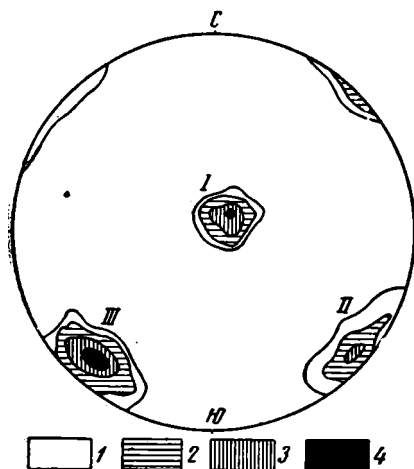
Проведенными работами установлено присутствие флюорита во всей полосе развития карбонатной толщи — от с. Ольгинки на западе до г. Комсомольска на востоке. Здесь выявлено до 20 точек с флюоритовой минерализацией (фиг. 1). Большинство из них расположено в карьерах Ново-Троицкого, Докучаевского и Каракубского рудоуправлений, вскрывающих известняки различных стратиграфических зон от  $C_{1a}^t$  до  $C_{1f}^v$ . Проявления флюорита обнаружены также в керне известняков некоторых разведочных скважин. Наиболее часто флюорит встречается в кальцитовых прожилках среди известняков зон  $C_{1d}^v$  и  $C_{1f}^v$ , где он образует мелкие (до 5 мм) кристаллики и их небольшие сростки.

Весьма характерна приуроченность кальцитовых прожилков с флюоритом к определенным системам трещин в известняках. Флюорит встречается лишь в крутопадающих, почти вертикальных трещинах, перпендикулярных к плоскостям напластования пород и протягивающихся согласно общему простиранию пород района. На диаграмме трещиноватости известняков балки Скелеватой (Каракубское рудоуправление), например, четко выявляются три их максимума, однако флюорит встречен лишь в прожилках кальцита, относящихся к III системе (фиг. 2). Аналогичная картина наблюдается и в других местах. Прожилки кальцита, среди которых встречается

флюорит, часто невыдержаны по падению и простиранию, иногда заметно их выклинивание кверху и книзу в мощных пластах известняка, вскрытых карьерами.

Помимо прожилков, флюорит встречается также в жеодах, наблюдающихся среди известняков и доломитов, особенно нижних стратиграфических горизонтов. Стенки жеоидов выстланы ромбоэдрическими или шестоватыми кристаллами кальцита, реже доломита. На них в виде отдельных вкраплений располагаются хорошо образованные кристаллы флюорита, достигающие иногда размеров 1—1,5 см.

Следующей морфологической разновидностью флюорита, встречающейся реже, но имеющей важное значение, являются тонкие прожилки и примазки плавикового шпата среди кремнистых конкреций известняков. Кремнистые конкреции обычно встречаются в верхних зонах визейских известняков.

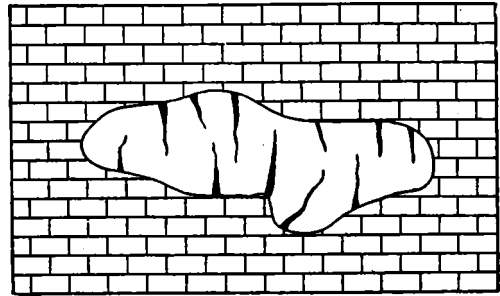


Фиг. 2. Диаграмма трещиноватости известняков балки Скелеватой (Каракубское рудоуправление).

1 — 2—4%; 2 — 4—12%; 3 — 12—20%; 4 — более 20%. Количество замеров 149

Конкреции, как правило, трещиноватые, при этом в одних случаях наблюдается незначительное смещение по трещинам отдельных частей конкреций, но в большинстве смещений не устанавливается. Трещины обычно ориентированы параллельно друг другу и перпендикулярно к границам конкреций. Поскольку границы конкреций совпадают с напластованием известняков, а залегание пород пологое, то эти трещины расположены почти вертикально. Встречаются трещины и иной ориентировки, примерно параллельные напластованию и реже наклонные.

Интересной особенностью конкреционных трещин является то, что они не переходят в известняк и ограничены самими конкрециями (фиг. 3). В этих трещинах, особенно вертикальных, и встречается флюорит в виде пленок, тонких прожилков и радиально-лучистых стяжений. Совместно с флюоритом наблюдается и кальцит. В соответствии с распространением трещин, пленки, налеты и прожилки флюорита тоже не переходят в известняк и заключены только внутри конкреций. Иногда заметно как бы растекание флюорита по контакту конкреций и известняка. Примазки и прожилки флюорита, приуроченные к тонким трещинам в конкрециях, имеют азимут падения  $130-140^\circ \angle 80-85^\circ$ , т. е. ориентированы иначе, чем прожилки кальцита с флюоритом в известняках, которые имеют обычно азимут падения  $215-225^\circ \angle 80-85^\circ$ .



Фиг. 3. Трещины с флюоритом в кремнистой конкреции среди известняков  $C_1^d$ . Длина конкреции 20 см

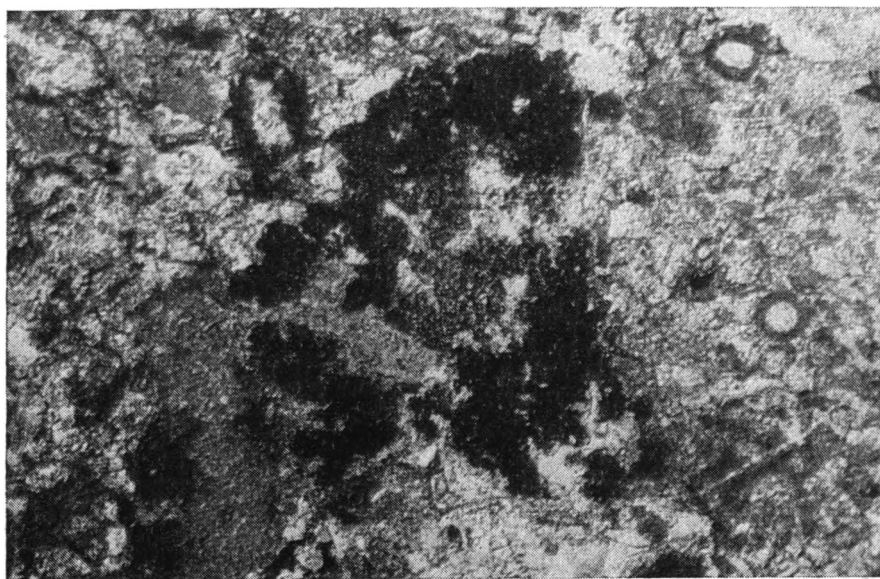
У флюоритов всех указанных морфологических разновидностей преобладает темно-фиолетовая и розовая окраска. Реже встречаются светло-фиолетовые, зеленые, черные, белые, а также бесцветные прозрачные кристаллики флюорита. Нередко окраска сростков зерен флюорита или отдельных его крупных кристаллов смешанная. В центральной части кристалла, например, может наблюдаться светло-зеленая окраска, переходящая постепенно к краям кристалла в светло-, а затем темно-фиолетовую. Часто встречается розово-фиолетовая окраска сростков флюоритовых зерен. При царапании и ударе черного флюорита слышен резкий запах, который, вероятно, объясняется присутствием в кристаллах флюорита углеводородов. Замечается постепенное обесцвечивание флюорита на солнце.

Форма кристаллов флюорита — кубическая, нередко наблюдаются сростки кубиков, имеющие сложные очертания. Необходимо отметить, что в изученных образцах флюорита нигде не наблюдались октаэдрические кристаллы флюорита, которые встречаются на Покрово-Киреевском месторождении (Древин, Зарицкий, 1960). Согласно имеющимся сведениям, образование кубических кристаллов флюорита происходит в щелочной среде, тогда как в кислой возникают октаэдрические кристаллы (Шафрановский, 1957), что недавно было показано на примере флюорита Букуинского месторождения В. Ф. Барабановым (1959). Поэтому можно говорить об образовании описываемых флюоритов карбонатной толщи из щелочных слабоконцентрированных растворов.

Микроскопическое изучение шлифов подтверждает, что наиболее характерной формой нахождения флюорита в известняках является его

присутствие в тонких трещинах вместе с кальцитом. Как правило, эти трещинки расположены поперек слоистости породы. Зерна флюорита имеют ясно выраженную спайность по октаэдру (111). Показатель преломления флюорита колеблется от 1,434 у бесцветных или слабоокрашенных разновидностей до 1,437 у черных и темно-фиолетовых.

В строении прожилков, выполненных кальцитом и флюоритом, наблюдается иногда, что на стенках трещин располагаются мелкокри-



Фиг. 4. Флюорит (черное) среди основной массы известняка. Увел. 90, николи+

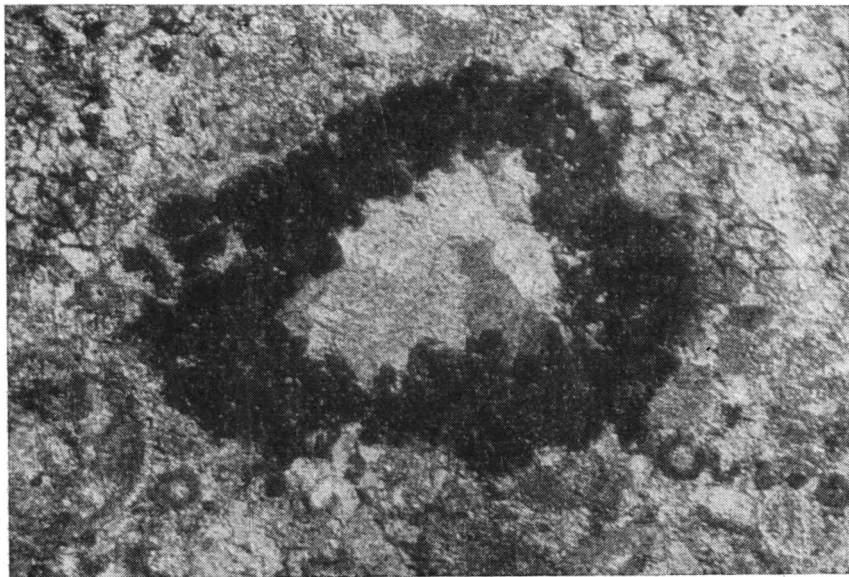
сталлические агрегаты зерен флюорита, постепенно сменяющиеся по направлению к центральной части прожилка более крупными индивидуализированными кристаллами минерала среди зерен кальцита.

Наряду с весьма характерной парагенетической связью флюорита с кальцитом в прожилках наблюдается иногда вторичный кварц призматического облика и мелкие кристаллики пирита. Следует отметить, что грани кристаллов кварца не имеют штриховки, столь характерной для гидротермального кварца (Шафрановский, 1957). Они сходны с кристаллами кварца, обнаруженными в этом районе И. Е. Лескевичем (1959) в углях нижнего карбона.

Микроскопическое изучение показывает присутствие флюорита не только в трещинах среди известняков. Иногда наблюдается замещение бесцветным флюоритом обломков криноидей, ядер, фораминифер и окремнелых раковин гастропод. Можно обнаружить флюорит и в виде мелких рассеянных зерен в известняках (фиг. 4). В некоторых случаях заметны небольшие овальные образования, имеющие кокардовую текстуру (фиг. 5). В нерастворимом остатке известняков встречается иногда флюорит в количестве до 5% веса нерастворимого остатка. Помимо флюорита, в основной массе известняка и его нерастворимом остатке встречаются мелкие кристаллики кварца и зерна пирита. Таким образом устанавливается сходный парагенез флюорита во вмещающих породах и в подчиненных им кальцитовых прожилках.

Спектроскопическое изучение нескольких сот проб известняков раз-

ных стратиграфических горизонтов и всех морфологических разностей флюоритов показало сходные результаты. В плавиковом шпате установлено присутствие десятых долей процента цинка и магния, сотых долей процента бария, бериллия, титана, марганца, стронция, свинца и лантана, тысячных долей процента меди, хрома, серебра, галлия и следы олова. Эти же элементы установлены и в известняках.



Фиг. 5. Овальные сростания флюоритовых зерен (черное) в известняке. Увел. 90, николи+

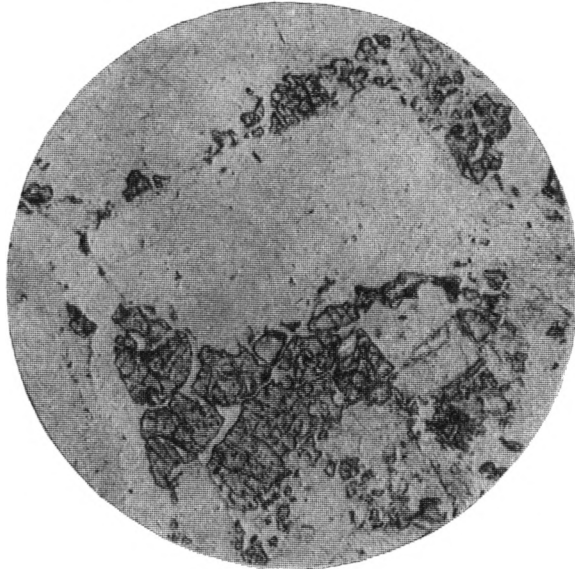
Химическое изучение известняков указывает на повсеместное присутствие в них фтора. При этом содержание фтора в образцах из визейской толщи, особенно зон  $C_{1a}^v$  и  $C_{1f}^v$  значительно выше, чем в пробах пород турнейского возраста. Эти величины соответственно составляют 0,016 и 0,007% фтора. Указанным обстоятельством объясняется, вероятно, более частое нахождение флюорита среди визейских отложений, особенно верхних их зон, по сравнению с турнейскими образованиями.

В заключение следует указать на несомненность присутствия флюорита и в иных, кроме известных в настоящее время, пунктах района. При вскрытии карбонатной толщи новыми карьерами, а также при внимательной целенаправленной документации обнажений находки флюорита будут сделаны и в других местах.

### 3. О ФЛЮОРИТЕ В ДЕВОНСКИХ ПОРОДАХ

Помимо флюорита среди нижнекаменноугольных отложений, находки его были сделаны и среди девонских пород. Наиболее интересно присутствие флюорита в кернах одной из скважин, пробуренных на левом берегу реки Мокрой Волновахи в центральной части района. Здесь на глубине 280 м был вскрыт прослой аркозового песчаника с флюоритовым цементом. Мощность прослоя составляет 40 см. Этот прослой имеет фиолетовый оттенок вследствие присутствия флюорита и распо-

ложен среди пятиметрового пласта грубозернистого аркозового песчаника, который залегает на размывтой поверхности гранитов. Сверху он перекрыт чередованием пластов кварцевых песчаников, аргиллитов и известняков, относящихся к «белому девону». Все эти отложения залегают моноклиinally с падением в северо-восточном направлении под углом 10—12°. В пласте с прослоем флюорита количество обломочного полевошпатового материала неодинаково. Снизу вверх наблюда-



Фиг. 6. Флюорит (темно-серое) среди обломочных зерен кварца в песчанике. Увел. 42, николи ||

ется его постепенное уменьшение, так что в верхней части пласта песчаник становится существенно кварцевым, тогда как его нижняя часть, где отмечается флюорит, содержит многочисленные обломки полевого шпата красно-бурого цвета. Распределение флюорита среди прослоя неравномерное, наибольшее его количество приурочено к более грубозернистым и более полевошпатовым разновидностям песчаника. Контакты прослоя довольно резкие, на расстоянии нескольких сантиметров флюорит исчезает, и песчаник приобретает свой обычный розово-серый цвет.

Микроскопическое изучение показало, что главными породообразующими минералами прослоя являются кварц, полевые шпаты и флюорит. Кварц встречается в виде угловатых зерен размером до 2,5 мм, он занимает примерно половину поля зрения шлифа. Местами мелкие зерна кварца образуют крупные сростки, при этом линия контакта между зернами является сильно извилистой и зазубренной. В отдельных местах заметно обрастание обломочных зерен кварца вторичным волнисто-гаснувшим кремнеземом, входящим в состав цемента песчаника.

Полевые шпаты очень плохо окатаны и имеют форму зерен, сходную с формой полевого шпата в гранитах. Средний размер обломочных зерен полевого шпата составляет 0,5—0,6 мм, представлены они ортоклазом, микроклином и плагиоклазами. Поверхность этих минералов часто покрыта бурым налетом глинисто-серицитового и карбонатного (кальцит, сидерит) материала.

Флюорит встречается в виде мелких зерен размером 0,05 мм (иногда до 0,5 мм). Зерна имеют кристаллическое строение с ясно выраженной спайностью. Они образуют небольшие скопления, располагающиеся обычно в порах породы и являются цементом (фиг. 6). Нередко отмечается коррозия флюоритом зерен кварца и полевого шпата, вплоть до рассеяния их прожилками флюорита. Обычно флюорит ассоциирует с карбонатным цементом песчаника, реже присутствует среди мелких кристалликов вторичного кварца, который также служит цементирующим веществом песчаника. Форма зерен флюорита кубическая, окраска фиолетовая, реже розовая и бесцветная. Характерно неравномерное пятнистое распределение окраски в одном и том же зерне. Показатель преломления флюорита 1,435; удельный вес 3,2. Местами в песчанике встречаются небольшие скопления пирита, зерна которого часто покрыты корочкой лимонита. Акцессорными минералами песчаника являются магнетит, ильменит, гематит, циркон, турмалин, анатаз. Изредка присутствуют пироксены, роговая обманка в виде желтовато-зеленых слабомангитных зерен, биотит и обломки гранита размером до 3—4 мм. Структура породы крупнозернистая псаммитовая, переходящая в песчистую. Тип цементации поровый. Цемент породы наряду с флюоритом образует карбонатно-глинисто-железистое вещество местами с примесью кремнезема. Иногда в цементе много пирита вплоть до образования пирито-карбонатного цемента. Цемент, представленный иногда почти одним флюоритом, составляет до 20—25%.

В аналогичных по составу и структуре аркозовых песчаниках залегающих выше и ниже прослоя с флюоритом, количество цемента увеличивается, тип цементации становится контактным, а сам цемент кремнисто-глинистым. Песчаники, аналогичные по своему составу и структуре, были вскрыты соседними скважинами, отстоявшими на 200 м от места находки, однако в них флюорит обнаружен не был.

Химический состав песчаника с флюоритом и без него показан в табл. 1.

Таблица 1

№ обр.	Содержание компонентов, %											Сумма	
	CaF <sub>2</sub>	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	TiO <sub>2</sub>	SO <sub>3</sub>	K <sub>2</sub> O+ Na <sub>2</sub> O		П. п. п.
771	15,5	70,7	5,2	1,4	0,1	0,04	0,5	0,05	0,1	0,14	4,9	1,9	100,53.
736	—	80,5	8,7	1,2	—	0,05	0,25	0,04	0,31	0,27	6,0	1,5	99,72.

Разницу в содержании SiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, а также K<sub>2</sub>O+Na<sub>2</sub>O следует, очевидно, объяснять тем, что флюорит замещает глинисто-серицитовый цемент песчаника, а также корродирует зерна кварца и полевых шпатов. Это явление, наряду с тесной ассоциацией флюорита с карбонатным цементом, указывает на щелочной характер растворов, отложивших плавиковый шпат.

Спектральным анализом установлено присутствие в флюорите десятых долей процента стронция, фосфора, титана и железа, сотых долей марганца и циркония, тысячных долей меди, свинца, серебра, бериллия и ванадия.

Присутствие небольшого количества зерен флюорита отмечается также при микроскопическом изучении песчаников «бурого девона» в восточной части района.

Флюорит в цементе песчаников девона отмечается для Донецкого бассейна впервые. По литературным данным, подобная находка флюорита была описана в песчаниках карбона Подмосковского бассейна.



(Зайцев, 1936), а недавно сходные проявления флюорита стали известны среди нижнекембрийских песчаников левобережья Днестра (Виноградов, Древин, Жовинский, 1963).

#### 4. К ВОПРОСУ О ГЕНЕЗИСЕ ФЛЮОРИТОВ

Переходя к вопросу о генезисе флюорита юго-западной окраины Донецкого бассейна, необходимо отметить довольно широкое распространение флюоритовой минерализации не только в описываемом районе, но и в прилегающей части Приазовского кристаллического массива. Здесь имеются Петровско-Гнутовские жилы флюорита по реке Кальмиус (Кузьменко, 1946), мелкие местонахождения плавикового шпата по реке Кальчик, отмеченные рядом авторов (Лебедев, Молева, 1933; Лучицкий, 1937; Сулоев, 1938); кроме того, здесь стали известны новые участки с флюоритовой минерализацией. Характерной особенностью этих флюоритовых местонахождений является их приуроченность к щелочным породам Приазовского массива.

Судя по имеющимся данным, эти местонахождения флюорита довольно резко отличаются от флюоритовой минерализации среди палеозойских пород юго-западной окраины Донбасса. Здесь мы имеем дело, по всей видимости, с генетически разными и разновозрастными флюоритовыми проявлениями.

Помимо геологических данных, на это указывают результаты химических анализов мономинеральных проб флюоритов, приведенные в табл. 2.

Таблица 2

Место взятия пробы	Содержание компонентов, %										Сумма
	Ca	F	TiO <sub>2</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	SiO <sub>2</sub>	Pb	Ge	ΣTR <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	U <sub>2</sub> O <sub>8</sub>	
Флюорит в известняках горизонта С <sub>1</sub> <sup>v</sup> b + с балки Скелеватой (Каракубское рудоуправление)	50,2	46,9	He обн.	0,58	0,37	3,08	He обн.	0,0002	He обн.	He обн.	101,13
Флюорит в цементе аркозовых песчаников «белого девона» по р. Мокрой Волновахе	48,7	44,9	0,20	0,30	1,64	1,32	»	0,0002	»	»	100,15
Флюорит в щелочных породах Октябрьского массива	50,5	48,8	He обн.	0,32	0,52	1,88	»	0,0001	0,17	»	101,19

Примечание. Анализы произведены в Институте общей и неорганической химии Академии наук УССР старшими химиками Пекарской и Суричан.

Обращают на себя внимание прежде всего различные соотношения между кальцием и фтором и отклонения их от теоретического. Если разница в содержании кальция и фтора согласно формуле флюорита составляет 2,6, то в образцах, взятых среди известняков нижнего карбона и девонских аркозовых песчаников, она увеличивается соответственно до 3,3 и 3,8, т. е. отмечается недостаток фтора. Зато в пробе флюорита из щелочных пород Приазовского массива содержится избыток фтора, часть которого, возможно, присутствует в свободном состоянии. На возможность такого явления имеются указания в литературе (Лаврович, 1956).

Второй особенностью этой пробы флюорита является присутствие в ней заметных количеств редкоземельных элементов. Спектральным анализом в этом флюорите, кроме того, обнаружено присутствие ванадия, ниобия, олова и галлия, тогда как эти элементы в флюоритах из осадочных пород почти не встречаются.

Относительно возраста флюоритовых проявлений необходимо отметить следующее. Наиболее древние флюоритовые образования связаны со щелочными породами Приазовского кристаллического массива. Об этом свидетельствует наблюдавшееся В. И. Кузьменко в канаве 32 по балке Чернечей (приток реки Кальмиус) смещение флюоритовой жилы и вмещающих ее сиенитов дайкой основной породы. Более молодыми являются флюоритовые образования среди девонских и нижнекаменноугольных пород. Хотя данных для суждения относительно генезиса флюорита в девонских породах недостаточно, все же представляется вероятной связь этой флюоритовой минерализации с конечными этапами девонского вулканизма. В этот период в районе имела место деятельность горячих источников, о чем свидетельствует наличие здесь яшмовидных пород. Учитывая значительную интенсивность девонского магматизма на юго-западной окраине Донецкого бассейна, следует признать возможным обнаружение среди девонских пород района новых находок флюорита, которые, возможно, будут иметь не только минералогический интерес.

Относительно генезиса флюорита среди карбонатных и других осадочных пород среди геологов уже давно ведется дискуссия. Различными исследователями были высказаны на этот счет разные точки зрения (Карпинский, 1919; Кротов, 1928; Пустовалов, 1937; Самойлов 1921; Ферсман, 1922). Подробный анализ этих высказываний был произведен Г. И. Бушинским (1936), отметившим несколько направлений в решении этого вопроса:

Изучение флюоритов и вмещающих их карбонатных пород юго-западной окраины Донецкого бассейна выяснило следующие их генетические черты. Одним из очень важных обстоятельств является присутствие тонких прожилков флюорита среди кремнистых конкреций в известняках. Выше была отмечена их интересная особенность: в соответствии с распространением трещин они заключены только внутри конкреций и не переходят в известняк (фиг. 7). Это указывает, что в момент возникновения трещин пласт обладал такой степенью вязкости и пластичности, которая не позволяла возникать в нем трещиноватости или приводила к быстрому ее залечиванию. Это был, вероятно, период уплотнения и превращения карбонатных осадков в известняк, когда пласты были уже достаточно твердыми и плотными, но вместе с тем сохраняли еще вязкость, позволяющую им деформироваться без разрывов. Кремнистыми конкрециями такая вязкость была утрачена уже на стадии раннего диагенеза, вследствие чего при уплотнении и сжатии пластов в них возникали трещины разрыва. В эти трещины как в зоны пониженного давления устремлялись жидкие и газообразные компоненты пласта, возникшие при обезвоживании и перекристаллизации известняка. Заполняя трещины, они могли дать начало примазкам и прожилкам флюорита в конкрециях.

В последующие стадии изменения известняков, после того как в них стало возможно образование трещин, аналогичным образом могли образоваться прожилки кальцита с флюоритом, сходные с жилами альпийского типа. Активизации этих процессов могли способствовать сжимающие усилия, связанные со складчатостью в Донском бассейне, и проявления дайково-эффузивного магматизма в районе, что могло

привести к повышению температуры вмещающих пород. Поскольку с повышением температуры растворимость  $\text{CaF}_2$  растет, то несомненно, что в условиях повышенных температур и давлений растворы содержали значительные количества фтора и могли иметь характер гидро-терм. По данным химических анализов современных подземных вод, приуроченных к карбонатным отложениям, в них содержится фтор в количестве 0,8—1 мг/л; в прошлом значения могли быть значительно большими.



Фиг. 7. Прожилок флюорита (черное) среди кремнистой конкреции выклинивается на контакте с известняком. Увел. 42, николи +

Источником фтора в водных компонентах пластов является флюорит, находившийся в рассеянном состоянии среди пород. Образование этого флюорита связано с процессом карбонатакопления в нижнекаменноугольном морском бассейне. О возможности такого явления свидетельствуют определения фтор-фосфорного коэффициента карбонатных пород района, среднее значение которого оказалось равным 0,25. По данным А. В. Казакова и Е. И. Соколовой (1950), садка флюорита возможна при значении фтор-фосфорного коэффициента выше 0,15—0,20.

Причины обогащения фтором вод нижнекаменноугольного морского бассейна не совсем ясны, однако здесь нужно отметить справедливость высказываний А. П. Карпинского на этот счет, подтверждающихся новыми данными (Айзенберг, 1958). Следует также, вероятно, учитывать, что большое количество фтора могло быть принесено в водный бассейн впадавшими в него потоками, которые вымывали фтор по пути следования из кристаллических пород, обогащенных фтором.

Подобный процесс вымывания фтора происходит в южной части Донецкого кряжа в настоящее время. Это объясняется тем, что поверхностные водные потоки, омывая обнажающиеся здесь кристаллические породы Приазовского массива, растворяют фторсодержащие минера-

лы, особенно флюорит, довольно многочисленные местонахождения которого известны в этом районе. Помимо отдельных местных концентраций в виде небольших месторождений, мелкая вкрапленность флюорита встречается почти во всех породах этого массива, особенно щелочных. Многочисленные химические анализы пород показывают, что зараженность фтором — одна из геохимических особенностей Приазовского кристаллического массива. Неудивительно поэтому, что содержание фтора в поверхностных и подземных водах районов составляет 1—1,2 мг/л, а вблизи местонахождений флюорита доходит до 3—4 мг/л. Поскольку базисом эрозии всех водотоков южной части Донецкого кряжа является Азовское море, то в конечном итоге весь вымываемый природными водами фтор попадает в него, причем лишь одной рекой Кальмиус, имеющей среднегодовой многолетний сток 4,5 м<sup>3</sup>/сек, ежегодно выносятся сюда свыше 100 т фтора.

В дайково-эффузивных породах посленижнекаменноугольного возраста, встречающихся на юго-западной окраине Донецкого бассейна, содержание фтора, согласно имеющимся данным, не превышает кларковых величин. Поэтому нет оснований рассматривать эти породы в качестве непосредственного источника флюорита в карбонатной толще, что допускается в работах некоторых исследователей (Луцицкий, 1937; Орловский, 1934). Однако было бы неверным при рассмотрении вопроса о генезисе флюорита во всей зоне сочленения Донецкого бассейна с Приазовским кристаллическим массивом полностью игнорировать проявления посленижнекаменноугольного магматизма. К востоку от описываемого района в бассейнах рек Крынки и Еланчика известны залежи щелочных пород, заметно обогащенных фтором и содержащих до 2—2,5% флюорита (Бутурлинов, 1960; Морозевич, 1903). Здесь же располагается среди известняков недавно открытое работами треста «Артемгеология» Покрово-Киреевское флюоритовое месторождение контактово-метасоматического генезиса.

По условиям залегания рудных тел, их вещественному составу, структурно-текстурным особенностям и ряду других признаков это месторождение резко отличается от описанных выше проявлений флюорита среди карбонатной толщи юго-западной окраины Донбасса, поэтому, по всей видимости, мы имеем дело здесь с генетически различными образованиями. Об этом свидетельствуют не только геологические данные, но и результаты геохимических исследований различных флюоритов (Щербина, Якубович, 1963), согласно которым флюориты Покрово-Киреево, наряду с другими отличиями, содержат редкие земли, отсутствующие во флюоритах из карбонатной толщи юго-западной окраины Донецкого бассейна.

В заключение следует отметить, что в известных в Донецком бассейне ртутных и полиметаллических месторождениях Никитовки и Нагольного кряжа присутствие флюорита не установлено. Это наводит на мысль о приуроченности указанных месторождений и Покрово-Киреевского флюоритового месторождения к различным металлогеническим циклам Донецкой геосинклинальной области. Если для ртутных и полиметаллических месторождений Донецкого бассейна наиболее вероятным является киммерийский возраст (Бутурлинов, Панов, 1959), то образование Покрово-Киреевского месторождения следует связывать с герцинским циклом. Об этом свидетельствует находка на месторождении гальки флюорита среди юрских отложений и расположение рудных залежей среди нижнекаменноугольных пород. Это обстоятельство заставляет с большой осторожностью относиться к указаниям некоторых авторов (Древин, Зарицкий, 1960) о связи Покрово-Киреев-

ского месторождения с флюоритовыми жилами Петрово-Гнутово, расположенными значительно южнее, в совершенно иной геологической обстановке.

Выявление особенности флюоритов юго-западной окраины Донецкого бассейна дополняют представления о распространении и генезисе этого минерала, и их следует учитывать при проведении в этом районе поисково-разведочных работ.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Абрамович Ю. М. и Нечаев Ю. А. Аутигенный флюорит в кунгурских отложениях Пермского Приуралья. Докл. АН СССР, т. 135, № 2, 1960.
- Айзенберг Д. Е. Стратиграфия и палеогеография нижнего карбона западного сектора Большого Донбасса. Изд. АН УССР, 1958.
- Барабанов В. Ф. Флюорит из Букукинского вольфрамитового месторождения (Восточное Забайкалье). Зап. Всес. минералог. о-ва, ч. 88, вып. 2, 1959.
- Батурин В. П. Флюорит в кунгурских известняках и доломитах Урало-Эмбенской области. Докл. АН СССР, т. XIX, № 6, 7, 1938.
- Бутурлинов Н. В. и Панов Б. С. О магматических породах и рудной минерализации Донецкого бассейна. Зап. Всес. минералог. об-ва, вып. 4, 1959.
- Бутурлинов Н. В. Дайковые образования Амвросиевского района. Тр. Донецк. политехн. ин-та, т. 50, вып. 3, сер. геол., 1960.
- Бушинский Г. И. К вопросу о генезисе флюорита в осадочных породах. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1936.
- Гинзбург И. И. Плавиковый шпат на западной окраине Донецкого бассейна. Вестник Геол. ком-та, т. III, № 7, 1928.
- Виноградов Г. Г., Древин А. Я., Жовинский Е. Я. Новые данные о тектонике и металлогенических особенностях Подолии. Геологичний ж., т. 23, вып. 3, 1963.
- Древин А. Я. и Зарицкий А. И. О гидротермально-метасоматическом флюорите зоны сочленения Донбасса с Приазовьем. Докл. АН СССР, т. 131, № 1, 1960.
- Зайцев Н. С. Флюоритовые красноцветные песчаники Подмосквовного района. Изв. АН СССР, отд. матем. и естеств. наук, № 2—3, 1936.
- Иваницкий И. Геогностическое описание Мариупольского округа. Горный ж., ч. 3, кн. 10, 1833.
- Казаков А. В., Соколова Е. И. Условия образования флюорита в осадочных породах (флюоритовая система). Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 114, 1950.
- Карпинский А. П. О происхождении накоплений плавикового шпата в отложениях Московского яруса каменноугольной системы и некоторых других геологических явлениях. Изв. Геол. ком-та, т. 30, 1919.
- Кротов Б. П. О месторождении флюорита и его генезисе. Зап. Всерос. минералог. о-ва, вып. 2, 1928.
- Кузьменко В. И. Редкие земли в Петровско-Гнутовской флюорито-карбонатной жиле в Приазовье. Докл. АН УССР, № 3, 1946.
- Лавровиц И. С. Плавиковый шпат (флюорит). Госгеолтехиздат, 1956.
- Лебедев П. И., Молева В. А. Пневматолитовая порода Приазовской кристаллической полосы. Тр. Петрогр. ин-та АН СССР, вып. 5, 1933.
- Лескевич И. Е. Кристаллы кварца в углях. Докл. АН СССР, т. 124, № 3, 1959.
- Лучицкий В. И. Плавиковый шпат в УССР. Плавиковый шпат в СССР. Тр. Всес. н.-и. ин-та минеральн. сырья, вып. 119, 1937.
- Миропольский Л. М. О флюорите и флюоритсодержащих породах в пермских и верхнекаменноугольных отложениях Татарии и Чувашии. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2, 1941.
- Морозевич И. О некоторых жильных породах Таганрогского округа. Тр. Геол. ком-та, нов. сер., вып. 8, 1903.
- Орловский В. Г. Флюорит в нижнекарбонных известняках Донбасса. Минеральное сырье, № 8, 1934.
- Пустовалов Л. В. Ратовкит Верхнего Поволжья. Материалы к минералогии и геологии Подмосквовного бассейна. Тр. Ломоносовского ин-та АН СССР, вып. 8, 1937.
- Ротай А. П. Стратиграфическое описание. Девон, Стратиграфия. Геология СССР. Донецкий бассейн, т. VII. Госгеоллиздат, 1944.
- Самойлов Я. В. Биолиты как орудие постижения жизни прежних геологических эпох. Природа, № 1—3, 1921.
- Сергеев А. С. О нахождении ратовкита под Москвой. Изв. Акад. наук, VI сер., № 113, 1912.

- Сулоев А. И. Флюорит в Приазовском щелочном массиве. Минеральное сырье, № 2, 1938.
- Тихомиров С. В. Некоторые новые данные о девоне юга Донецкого бассейна. Изв. Высш. учебн. завед. Геология и разведка, № 5, 1959.
- Успенский Н. А. Целестин и флюорит в пермских отложениях восточного склона Урала. Тр. Ломоносовского ин-та АН СССР, вып. 7, 1936.
- Ферсман А. Е. Геохимия России, вып. 1, Научно-хим.-техн. изд., 1922.
- Флоренский В. П. Флюорит в нижнепермских отложениях Башкирской АССР. т. 21, № 3, 1941.
- Чураков А. Н. Русская платформа и окаймляющие ее щелочные породы. Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, 1947.
- Шафрановский И. И. Новые стороны в учении о кристаллографии минералов. Зап. Всес. минералог. о-ва, ч. 86, вып. 2, 1957.
- Щербина В. В., Якубович К. И. Границы изоморфной смесимости в зависимости от генетических условий. Химия земной коры, т. 1. Тр. геохим. конф., посвящ. столетию со дня рожд. акад. В. И. Вернадского, 1963.

Донецкий политехнический  
институт

Дата поступления  
27.VI.1963

## **О ФОСФАТНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ В ЩЕЛОЧНОМ ВУЛКАНИЧЕСКОМ КОМПЛЕКСЕ СВИТЫ МТАВАРИ**

**М. Н. ИЛЬНИНСКАЯ**

В статье рассматривается вопрос о возможности выделения нового вулканического типа концентрации фосфора. Примером его служат фосфатопоявления в вулканических породах свиты мтавари (Западная Грузия), приуроченные к своеобразным осветленным и оглиненным зонам в щелочных базальтоидных эффузивах и их туфах. Детальное изучение состава пород, последовательности их выделения и характера наложенных изменений позволяет сделать вывод, что эта фосфатизация связана с поствулканическим внедрением остаточных компонентов щелочной магмы, возможно в виде газовых эксгаляций.

### **1. ОБЩИЕ ЗАМЕЧАНИЯ**

Фосфоритность верхнемеловых отложений Грузинской глыбы (свита мтавари) давно и заслуженно привлекает внимание исследователей, так как разведка и поиски сырья для получения химических удобрений с каждым годом приобретают все большее значение. Особенно интересна фосфатная минерализация в теоретическом отношении. Все исследователи, изучавшие свиту мтавари, отмечают большое своеобразие фосфатопоявлений в ее породах, что, по справедливому замечанию Б. М. Гиммельфарба (1958), не позволяет параллелизовать рассматриваемые фосфориты с другими фосфатопоявлениями. Фосфатизация здесь приурочена непосредственно к щелочным базальтоидным эффузивам и их туфам и совершенно отсутствует в известняках, которые встречаются в виде небольших прослоев в пределах вулканогенно-осадочного комплекса и фациально замещают вулканические породы.

Все это позволяет рассматривать фосфатопоявления свиты мтавари как мало еще известный вулканический тип концентрации фосфора, а основным его источником считать поствулканические продукты щелочной магмы. Может быть, эти выводы рано считать полностью доказанными, но мне кажется, что именно такая трактовка генезиса фосфоритов мтавари наиболее полно объясняет все своеобразие их проявлений.

Вулканический источник фосфора для объяснения происхождения некоторых типов осадочных фосфоритов привлекал уже внимание исследователей. Наиболее определенны в этом отношении взгляды Н. С. Шатского, выделившего группу фосфоритоносных вулканогенно-кремнистых формаций (Шатский, 1955). Он подметил связь фосфатонакопления с вулканизмом, однако в формациях, описанных им, эта связь устанавливается по сумме косвенных признаков. Чтобы решить эту проблему более определенно, важно было бы найти и изучить такие объекты, где бы сохранились пути поступления фосфора в зону

седиментации, где бы, следовательно, можно было видеть более тесную связь между фосфатопроявлением и вулканическими процессами. В этом отношении свита мтавари является исключительным и, пожалуй, пока уникальным объектом. Фосфатосодержащие породы этой свиты принадлежат к совершенно особому типу.

Главными особенностями свиты являются: полное отсутствие кремнистых пород, повышенная карбонатность, локальность проявлений вулканизма, щелочной базальтоидный характер магмы и приуроченность фосфоритов только к вулканическим породам.

Характерные черты строения и состава пород свиты мтавари позволяют рассматривать ее как разновидность известняково-вулканогенных формаций в понимании Л. Н. Формозовой (1963).

## 2. КРАТКИЕ СВЕДЕНИЯ О ГЕОЛОГИИ РАЙОНА

Вулканогенно-осадочный комплекс, известный под названием свиты мтавари, приурочен к Грузинской глыбе — структуре платформенного типа. В административном отношении район развития свиты относится к Кутаисскому, Цулукидзеvскому, Онийскому и другим районам Западной Грузии. Обнажения свиты прослеживаются с перерывами с запада на восток приблизительно на 60 км (от г. Миха Цхакая до сел. Годогани и Нагареви) и примерно на 50 км с севера на юг (от сел. Горди и Шкмери до сел. Одилаури).

Свита охватывает стратиграфический интервал от нижнего турона до сантона включительно. Она представлена чередованием разнообразных вулканокластических пород, базальтовых покровов и известняков. Здесь же встречаются секущие дайки камптонит-тешенитов. В туфах и базальтах присутствуют линзовидные прослои и гнезда фосфоритов. Мощность свиты, по данным О. В. Нарчемашвили (1958), колеблется от 40 до 400 м. В юго-восточном направлении вулканические породы замещаются известняками. Породы свиты полого наклонены к юго-востоку под углом 10—30°, образуя простую моноклиналь.

Отложения свиты мтавари формировались в мелководных морских условиях, о чем свидетельствуют находки в известковых прослоях раковин иноцерамов и остатков другой фауны.

Вулканические породы свиты, несмотря на их разнообразие, представляют собой продукты единого вулканического очага. Детальное изучение этих пород позволяет до некоторой степени выяснить историю развития самого очага.

## 3. ХАРАКТЕРИСТИКА ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД

Вулканические члены комплекса представлены преимущественно вулканокластическими породами, которые определяют в основном его облик, а также отдельными покровами щелочных базальтоидных эффузивов.

К группе вулканокластических пород относятся породы, образованные в процессе эксплозивной вулканической деятельности. Это в основном различные туфы — от грубозернистых агломератовых разностей до тонкозернистых витрокластических. Среди них различаются как ювенильные компоненты, поступившие на поверхность Земли из областей высокого давления, так и резургентные, возникшие во время извержения от разрушения пород фундамента и конуса вулкана.

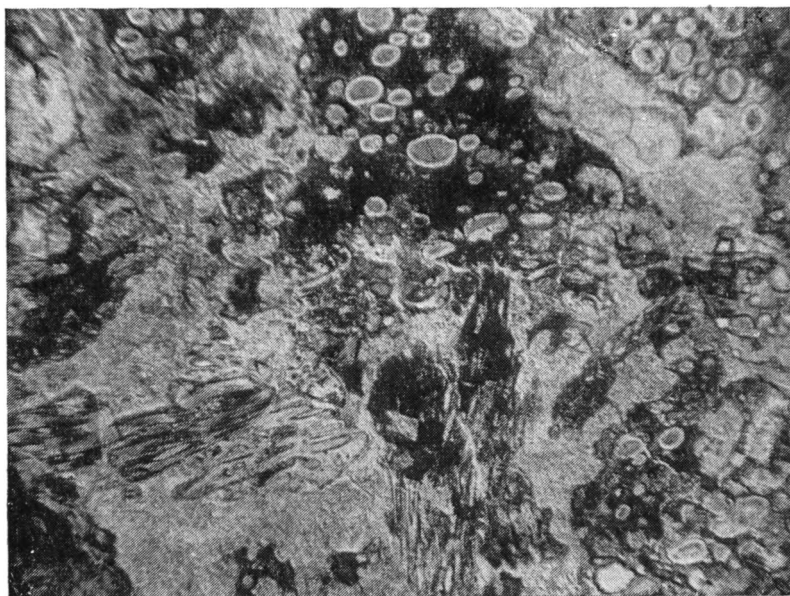
Собственно пирокластический ювенильный компонент представлен мелкими обломками пористого или шлакового вулканического стекла основного состава, часто очень причудливой формы, которая указывает



на пластичное состояние обломков в момент отложения. Размер шлаковых обломков изменяется от сотых долей до 1—2, реже 3—4 мм. Эти обломки являются основным компонентом шлаковых туфов.

Резургентные обломки представлены спекшимися туфами, базальтами, мандельштейнами и известняками. Размер их преимущественно 0,01—50 см.

Ювенильные и резургентные компоненты присутствуют в самых различных пропорциях, которые меняются по мере удаления от центров



Фиг. 1. Шлаковый туф с карбонатным цементом.

Николь без анализатора,  $\times 45$

извержения. Вблизи очага резургентные обломки значительно крупнее ювенильных пепловых частиц, они достигают 40—50 см и очень сильно разбавляют пепловый материал. По мере удаления от очага извержения агломератовые обломки постепенно исчезают, и мы встречаем чистые пепловые накопления, шлаковые туфы, образующие горизонтально наслоенные пачки, где отдельные прослои имеют мощность от 0,5—1 см до 0,5—1 м.

Цементом в вулканокластических породах являются кальцит, цеолиты, анальцим, гидроокислы железа и фосфат кальция.

Пористое вулканическое стекло обломков в шлаковых туфах полностью автометаморфизовано, по нему развиваются вторичные минералы группы хлорита, лептохлорит, серпентин, цеолиты (натролит, томсонит, анальцим), монтмориллонит, гидроокислы железа, кальцит. Очень редко в шлаковых обломках можно различить единичные мелкие лейсты плаггиоклаза, полностью цеолитизированные; иногда отчетливо видны псевдоморфозы хлорит-серпентинового состава по оливину, но кристаллических выделений, как правило, нет. В шлаковых туфах изредка встречаются обломки интрателлурических кристаллов моноклиального пироксена очень свежего облика.

Многочисленные мелкие миндалинки или поры имеют округлую или овально вытянутую форму (фиг. 1), они выполнены теми же вторич-

ными минералами, которые развиваются по вулканическому стеклу обломков. Обычно периферическая кайма пор ярко подчеркивается пленкой гидроокислов железа.

Эффузивные породы представлены оливиновыми базальтами, оливин-анальцимовыми базальтами, трахибазальтами и фонолитами, причем среди этих пород наблюдаются плотные и миндалекаменные разновидности. Все породы в разной степени подверглись вторичным изменениям, проявлявшимся неравномерно. Неизменные плотные базальты очень твердые, черные. Для них характерна порфировая структура.

В оливиновых и оливин-анальцимовых базальтах во вкрапленниках преобладает оливин, очень редко встречаются небольшие вкрапленники буроватого или светло-фиолетового авгита и совершенно отсутствуют порфировые выделения плагиоклаза. Основная масса состоит из мелких зерен моноклинного пироксена, микролитов и лейст лабрадора. Интерстиции заполнены хлоритом и анальцимом. Из акцессорных минералов присутствует большое количество мелких зерен магнетита и редкие игольчатые кристаллы апатита.

Трахибазальты отличаются от оливин-анальцимовых базальтов содержанием во вкрапленниках кристаллов фиолетового титан-авгита, размером до 2 мм, таблитчатых или призматически удлиненных кристаллов лабрадора (0,5—0,6 мм) и угловатых кристаллов ортоклаза 0,2—0,4 мм. Последние часто не имеют кристаллографических очертаний, а заполняют промежутки между другими минералами, подобно анальциму. Основная масса лейкократового облика, иногда лейсты плагиоклаза имеют субпараллельное расположение, и тогда структура может быть названа трахитоидной.

Миндалекаменные базальты сильно изменены, осветлены и оглинены. Под микроскопом видно, что порода состоит из мелкокристаллической основной массы и многочисленных миндалин. Основная масса полупрозрачна из-за обилия гидроокислов железа. Миндалины выполнены либо мономинеральными агрегатами хлорита, цеолита, анальцима, кальцита, гематита, либо разными минералами в виде концентрически расположенных каемок: по периферии наблюдается хлорит дальше по направлению к центру — цеолит, гематит, кальцит, анальцим.

Фонолиты относятся к наиболее щелочной ветви вулканических пород Грузинской глыбы, они приурочены к верхам свиты и были обнаружены Г. С. Дзоценидзе (1948) лишь в одном месте, в с. Дедалаури. Во вкрапленниках фонолита присутствуют таблитчатые кристаллы анортоклаза и короткопризматические кристаллы зеленого эгирин-авгита. Основная масса сложена мелкими ксеноморфными зернами ортоклаза, кристаллами нефелина и лейстами плагиоклаза. Структура трахитоидная.

Дайки, прорывающие отложения свиты мтавари и более древние отложения, относятся к камптонит-гешенитовым разностям. Обычно они имеют небольшую толщину до 1—2, реже 7—10 м. Исключением являются гешениты у с. Курсеби, где их мощность достигает 100 м и более. Порода даек полнокристаллическая, состоит из крупных кристаллов фиолетового титана-авгита (0,7—1,0 мм) и удлиненных кристаллов лабрадора. Промежутки заполнены анальцимом, лучистым натролитом и томсонитом. Кроме того, встречаются мелкие удлиненные кристаллы баркевикита (0,1—0,2 мм), кристаллы нефелина, пренит, биотит. Из акцессорных минералов присутствует в большом количестве магнетит и апатит, размером до 0,15 мм в длину и 0,01—0,02 мм толщиной.

Таблица 1

## Химический состав эффузивных пород и даек Грузинской глыбы

№ п/п	Название породы, местонахождение, № образца	Данные химического анализа											Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому													
		SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	CaO	MgO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	a	c	b	s	f'	m'	c'	n	φ	t	Q	$\frac{a}{c}$
1	Оливиновый базальт, № 83, с. Дедалаури	44,12	—	14,01	7,25	6,24	0,15	10,16	8,06	2,94	1,89	—	2,28	2,40	9,04	4,0	34,3	51,4	36,7	40,7	22,6	70,3	18,5	—	20,8	2
2	Оливин - анальцимовый базальт, № 26, с. Годогани	41,16	2,31	9,08	11,27	7,71	0,17	6,72	7,39	5,73	1,65	Сл.	2,29	4,31	12,3	2,0	36,3	49,4	42,1	35,0	22,9	80,3	21,3	4,0	27,8	6
3	Трахибазальт, № 20, с. Нагареви	47,88	1,31	15,18	9,68	1,44	0,17	5,12	3,45	4,96	5,46	0,06	2,94	2,36	19,4	0,7	21,7	58,2	46,6	27,6	25,8	58,2	37,5	3,5	23,1	28
4	Фонолит, № 103, с. Дедалаури	57,86	—	17,01	5,64	2,36	0,19	1,68	0,43	6,85	5,29	—	0,40	1,15	22,6	0,06	11,9	65,5	77,1	6,3	16,6	66,7	40,5	—	14,3	—
5	Камптонит, № 334, с. Курсеби	43,15	2,04	15,34	2,51	8,00	0,20	8,27	7,51	3,72	1,63	0,35	2,13	4,35	11,2	5,3	29,5	54	36,0	45,8	18,2	77,4	7,9	3,4	19,7	2
6	Тешенит, с. Курсеби	49,73	0,86	17,68	3,09	5,59	0,21	5,70	2,33	6,01	2,75	0,40	1,09	4,55	17,7	4,1	16,5	61,7	53,0	25,2	21,8	80,5	16,9	1,2	16,1	4,3
7	Камптонит, с. Курсеби	42,20	0,32	15,71	13,23	0,25	9,29	7,39	3,22	1,86	—	1,89	3,84	10,4	6,0	32,0	51,6	38,7	42,0	19,3	72,7	38,0	0,5	23,6	1,7	

Примечание. 1—5 по Г. С. Дзоценидзе (1948), 6—7 по Д. С. Белянину (1912).

## 4. ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД

Все описанные породы относятся к группе относительно редких щелочных базальтоидных пород. По содержанию  $\text{SiO}_2$  они соответствуют габбро и базальтам нормального ряда (табл. 1). Существенной составной частью рассмотренных пород являются фемические минералы, так же как и в нормальных базальтах, но в то же время для них характерно повышенное содержание щелочей, что проявляется присутствием в породе щелочных полевых шпатов, анальцима, нефелина, цеолитов. Повышенное содержание щелочей отражается и на наборе темноцветных минералов — постоянно присутствует фиолетовый титан-авгит и изредка появляются мелкие кристаллы щелочной роговой обманки типа баркевикита.

В химическом отношении щелочные базальтоидные породы характеризуются высоким содержанием фемических оснований и низким — кремнекислоты: величины параметров  $b$  и  $s$  числовой характеристики у них приблизительно такие же, как у базальтов, но величина параметра  $a$  выше — она соответствует гранитам и сиенитам.

Значение  $Q$  для всех пород отрицательное, т. е. все породы недосыщены кремнекислотой.

Для определения состава шлакового материала были проанализированы шлаковые обломки, очищенные от анальцимового цемента при помощи электромагнитного изодинамического сепаратора, вертикальным методом. Обрабатывалась фракция 0,1—0,25 мм при силе тока 3,5 а. Результаты анализа представлены в табл. 2. Полученные данные

Таблица 2

Химический состав ювенильных обломков шлакового туфа \*

№ обр.	$\text{SiO}_2$	$\text{TiO}_2$	$\text{Al}_2\text{O}_3$	$\text{Fe}_2\text{O}_3$	$\text{FeO}$	$\text{CaO}$	$\text{MgO}$	$\text{MnO}$	$\text{Na}_2\text{O}$	$\text{K}_2\text{O}$	$\text{P}_2\text{O}_5$	$\text{H}_2\text{O}^+$	$\text{H}_2\text{O}^-$	$\text{CO}_2$	$\text{C}$
2166	35,63	3,73	12,62	8,18	5,16	6,60	11,01	2,03	0,30	1,93	0,68	7,46	3,13	0,55	0,52

\* Анализ выполнен в химической лаборатории Геологического института АН СССР.

довольно сильно отличаются от данных химических анализов эффузивных пород и даек. Для шлаковых обломков получены значительно более низкие содержания  $\text{SiO}_2$  и щелочей; содержания  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{FeO}$  и  $\text{CaO}$  те же самые;  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{MgO}$  и  $\text{P}_2\text{O}_5$  — несколько выше, а содержания  $\text{MnO}$  и  $\text{H}_2\text{O}$  значительно выше, чем в эффузивах и дайках.

Была проведена также серия рациональных химических анализов (табл. 3) для шлаковых туфов с карбонатным цементом. Результаты показали, что из карбонатных минералов преобладает кальцит и что почти все железо (окисное и закисное) находится в легкостворимой форме, что позволило сделать вывод о преобладании лептохлорита среди вторичных продуктов изменения шлаковых обломков.

Магма, давшая начало базальтоидным щелочным породам и их туфам, была богата легколетучими компонентами, парами воды и газами. На первых этапах извержения происходили процессы ликвации и эксгаляционной дифференциации и почти полностью отсутствовала кристаллизационная дифференциация, за исключением выделения оливина и титан-авгита. Легколетучие компоненты способствовали быстрой транспортировке распыленного взрывом силикатного расплава в

виде мелких обломков пластичного стекловатого вещества, которые содержали в себе большое количество легколетучих компонентов. Именно благодаря активности последних обломки вулканического стекла были полностью автометаморфизованы, что хорошо видно при микроскопическом исследовании шлаковых туфов. Вслед за изверже-

Таблица 3

Данные рационального химического анализа и форм железа шлаковых туфов с карбонатным цементом

обр.	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	CaO	MgO	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	CO <sub>2</sub>	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	C	H <sub>2</sub> O	MnO
25а	10,74	9,45	8,45	9,11	0,75	6,90	1,97	0,36	0,27	—	35,70
25б	9,24	10,74	8,30	11,50	0,73	6,05	1,20	0,58	0,14	—	36,04
25в	9,82	9,28	8,14	9,00	0,61	5,85	1,61	0,65	Нет	12,46	42,04

Ca <sub>3</sub> (PO <sub>4</sub> ) <sub>2</sub>	CaCO <sub>3</sub>	MgCO <sub>3</sub>	MgO <sub>силикат</sub>	Fe <sup>...</sup> p-p	Fe <sup>...</sup> p-p	Fe <sub>обл</sub>	FeS	Fe <sub>вал</sub>	Fe <sup>...</sup> p-p	
1,64	13,49	1,86	8,22	2,66	4,54	Нет	0,61	0,28	8,09	3,30
1,59	13,29	0,38	11,32	4,37	3,26	0,01	0,29	0,17	8,10	5,60
1,33	13,25	0,04	8,98	2,97	Нет	0,19	0,20	0,20	7,41	2,87

Примечание. 25а—тонкозернистый прослой; 25б—мелкозернистый прослой; 25в—крупнозернистый прослой. Анализы выполнены в химической лаборатории Геологического института АН СССР.

нием пепловых масс происходили излияния оливиновых, оливин-анальцимовых базальтов, трахибазальтов и фonoлитов. В результате кристаллизации этих щелочных пород отделялся остаточный расплав, насыщенный фосфором, фтором и другими легколетучими компонентами.

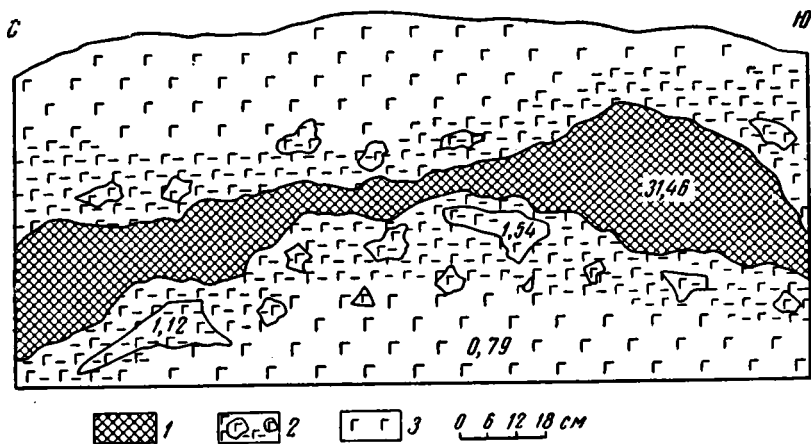
### 5. ПОСТВУЛКАНИЧЕСКИЕ ИЗМЕНЕНИЯ И СВЯЗАННАЯ С НИМИ ФОСФОРНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ

Все вулканические породы подверглись в какой-то степени вторичным изменениям, общий характер которых довольно однотипен. Однако шлаковые туфы изменены в результате автометаморфизма равномернее эффузивных пород. Впоследствии те и другие, по-видимому, изменялись и под влиянием выветривания; так, зеленые шлаковые туфы на участках в сотни квадратных метров стали буроватыми с поверхности из-за перехода закисного железа в окисное; кроме того, в них развивались глинистые минералы, среди которых по данным рентгеновского анализа и электронной микроскопии удается определить монтмориллонит, галлуазит, гидрослюда.

Эффузивные породы изменены по площади крайне неравномерно. В непосредственном контакте с неизменными черными и очень твердыми базальтами находятся зоны рыхлых осветленных и оглиненных пород. Эти зоны обычно расположены перпендикулярно к напластованию пород, напоминая крупные жилы, уходящие вертикально вниз. По данным О. В. Нарчешавили (1958), они прослеживаются на глубину

до 100 м. Ширина таких зон обычно 5—7 м, но местами и значительно меньше.

При изучении базальтов из таких зон под микроскопом отчетливо видно, что в них сохраняется лишь структура, а все породообразующие минералы изменены: оливин превращен в хлорит-серпентиновый агрегат, окаймленный боулингитом или непрозрачной массой гидроокислов железа; иногда в таких псевдоморфозах развивается кальцит, анальцим или игольчатый апатит (Ильинская, 1962); плагиоклаз цеолитизирован



Фиг. 2. Прожилек фарфоровидного фосфорита в измененном базальте, с. Годогани.

1 — фосфорит, 2 — сильно измененный базальт с отдельными более плотными участками, 3 — измененный базальт. Цифрами показано содержание  $P_2O_5$  в %

и частично хлоритизирован. Лучше других сохраняются титан-авгитовые вкрапленники, но и от них местами остаются лишь незначительные реликты. По основной массе развиваются цеолиты, хлориты, анальцим, кальцит, гидроокислы железа и непрозрачные глинистые минералы. Наиболее четко эти изменения видны в миндалекаменных базальтах.

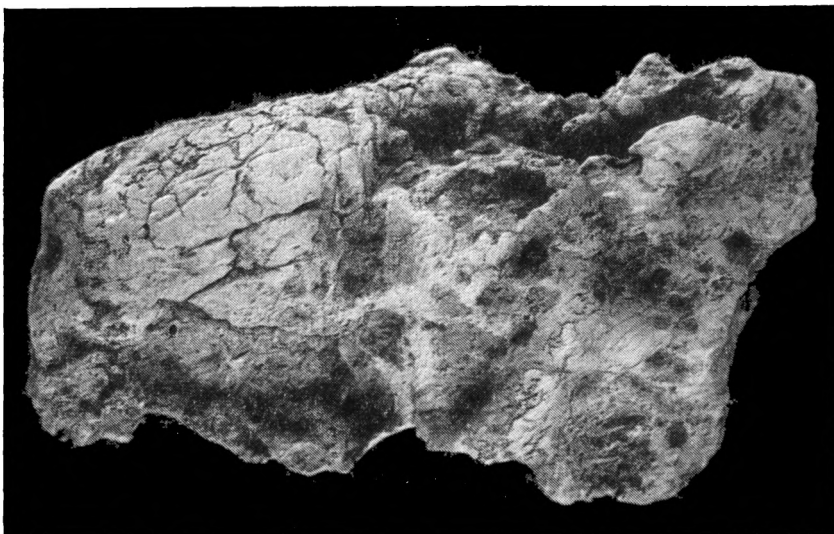
Особый интерес вызывает фосфатная минерализация, которая, как будет показано, тесно связана с вторичным изменением пород. По поводу происхождения этой минерализации единого мнения пока нет. Г. С. Дзоценидзе (1954), открывший фосфориты в свите мтавари, высказал предположение, что они являются результатом вторичного перетложения апатита, выщелоченного из базальтов и туфов восходящими водами.

О. В. Нарчемашвили (1958), детально изучавший месторождение, считал, что фосфориты имеют осадочное происхождение и основным источником для их образования послужил фосфор, растворенный в морской воде.

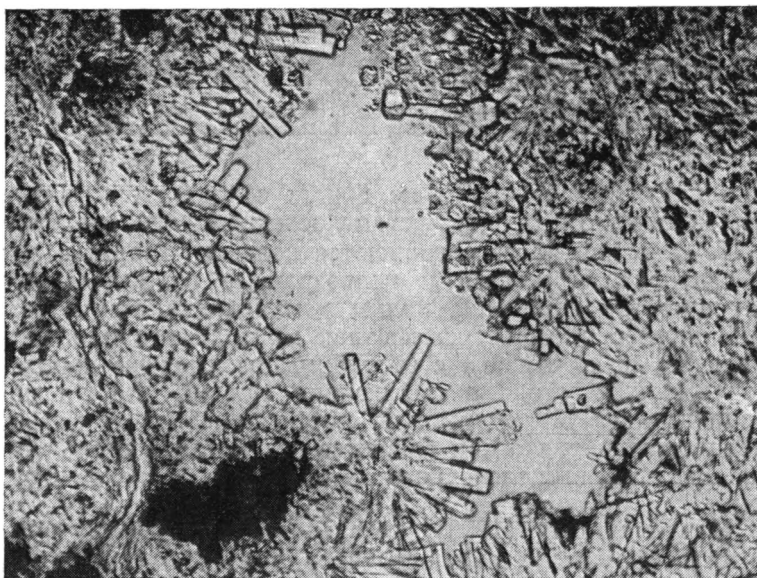
Возможно, в отдельных случаях эти предположения справедливы в какой-то степени, потому что фосфатная минерализация проявляется внешне не одинаково. Но ни та, ни другая гипотеза не могут объяснить все особенности фосфорного оруденения.

Остановимся кратко на некоторых из этих особенностей.

Фосфориты свиты мтавари приурочены только к сильно измененным зонам и участкам вулканических пород. В шлаковых туфах фосфориты не образуют сколько-нибудь непрерывного горизонта — это отдельные небольшие линзы протяженностью 20—25 см при толщине 5—7 см.



Фиг. 3. Гнездовидное скопление фосфорита из измененной зоны трахибазальтов, гора Кинис Цвери.  
Натуральная величина



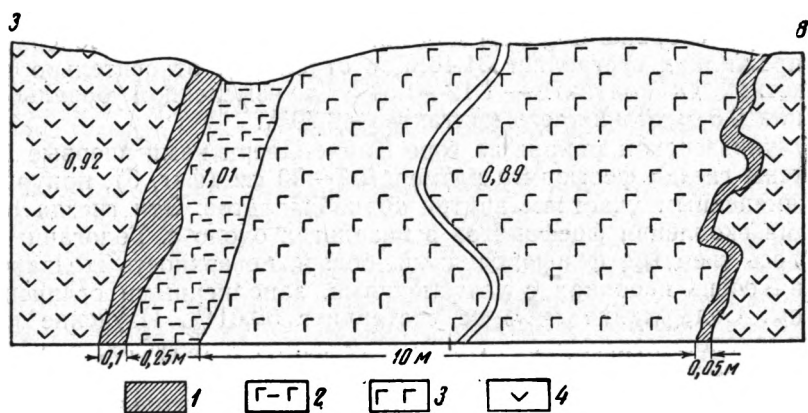
Фиг. 4. Апатитовые скопления в фарфоровидном фосфорите.  
Николь без анализатора,  $\times 300$

Такие линзы можно наблюдать в низах разреза у с. Гумбра. На горе Кохи фосфорит как бы цементирует грубозернистые агломератовые туфы, мощность линз таких фосфоритов колеблется от 0,15 до 1,8 и даже до 3,5 м (Нарчемашвили, 1958). Внешне такой фосфорит имеет желтовато-бурый или красновато-бурый цвет, землистый или мелоподобный облик. В нем иногда заметна полосчатость и часто отчетливо видны включения обломков шлаковых туфов или миндалекаменных и



Фиг. 5. Землистый фосфорит, развивающийся по шлаковому туфу.

Николь без анализатора,  $\times 160$



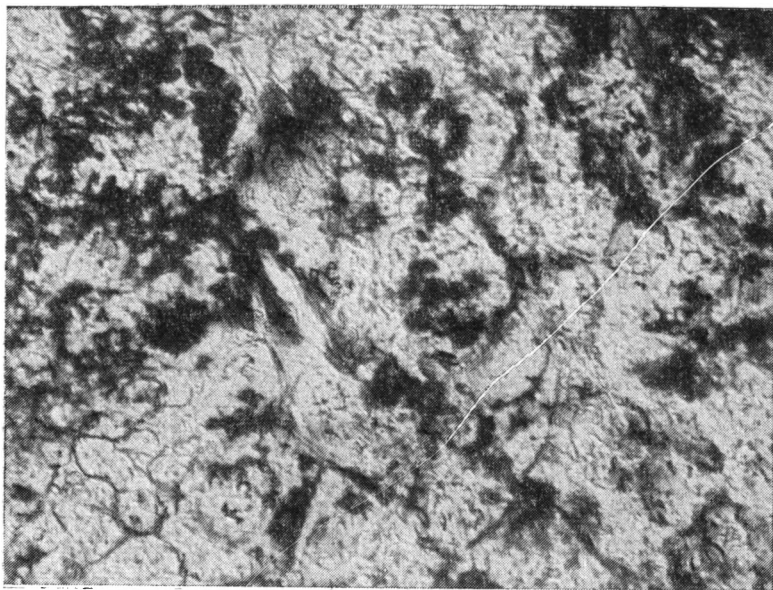
Фиг. 6. Зарисовка обнажения вулканических пород с зоной измененного базальта.

1 — зона контакта в шлаковом туфе, 2 — сильно измененная осветленная зона базальта, 3 — неизменный оливин-анальцимовый базальт, 4 — шлаковый туф. Цифрами показано содержание  $P_2O_5$  в %

плотных базальтов. Содержание  $P_2O_5$  в чистых землистых фосфоритах достигает 33,6%. Это одна разновидность фосфоритов.

Вторая разновидность представляет белый, твердый фарфоровидный фосфорит, он встречается в виде прожилков, гнезд и желваковых скоплений в измененных зонах базальтов. Около с. Годогани нам удалось проследить на расстоянии около 3 м прожилок такого фосфорита в верхней части сильно измененного рыхлого оливин-анальцимового базальтового покрова (фиг. 2). Прожилок имеет неправильную форму с отдельными раздувами толщиной до 30 см. Вмещающий базальт изменен неравномерно, на контакте с прожилком сохранились участки более плотного состава, окруженные рыхлой оглиненной породой, из





Фиг. 7. Соотношение фторапатита и биотитовидного минерала.  
Николь без анализатора,  $\times 300$

которых были собраны образцы для химических анализов. Содержание  $P_2O_5$  в прожилках составляет 31,46%, в отдельных относительно плотных участках на контакте — 1,12—1,54%, в измененном базальте на расстоянии 0,5 м от нижнего контакта — 0,79%.

В Цулукидзевском районе на горе Кинис-Цвери нами впервые были обнаружены гнезда фосфорита размером 7—20 см (фиг. 3), приуроченные к измененным участкам внутри трахибазальтов. Эти гнезда очень похожи на скопления фосфоритов в базальтах около с. Годогани; фосфорит здесь твердый, фарфоровидный, белый, поверхность желваковых скоплений очень неровная с углублениями, заполненными оглиненным базальтом. Содержание  $P_2O_5$  не составляет 30,01%. Изучение пород под микроскопом показывает, что фосфатизация и в туфах, и в эффузивах имеет метасоматический характер.

Скопления фарфоровидного фосфорита сложены игольчатым апатитом (фиг. 4), который образует прожилки и беспорядочные массы, иногда как бы пропитывающие и замещающие базальт. В наиболее полно замещенных участках от базальта ничего не остается или сохраняются редкие незначительные реликты.

В шлаковых туфах фосфорит образует скопления в виде цементирующей массы базального типа или типа выполнения пор, он имеет скрытокристаллическую колломорфную структуру, реже — мелкоигольчатое строение. Отдельные игольчатые кристаллы достигают 0,01—0,02 мм в длину, имеют низкое двупреломление, отрицательное удлинение и высокий показатель преломления, т. е. по оптическим данным это, так же как в фарфоровидном фосфорите, апатит. Он агрессивно замещает шлаковые обломки, и участками от пеплового компонента остаются мелкие редкие чешуйки хлорита и сгустки гидроокислов железа (фиг. 5).

Кроме того, даже в тех случаях, когда фосфориты не образуют заметных скоплений, сами измененные зоны базальтов и некоторые про-

слои сильно измененных мелко- и тонкозернистых шлаковых туфов имеют повышенное содержание фосфора. В районе с. Шкмери был детально изучен разрез (фиг. 6), где измененная зона имеет всего 0,25 м. Содержание  $P_2O_5$  составляет в неизменном базальте 0,89, в измененной зоне — 1,01, а в окружающих шлаковых туфах — 0,92%.

О химическом составе фосфоритов и сильно фосфатизированных пород дает представление табл. 4. По отношению  $F:P_2O_5$  можно заключить, что основным минералом фосфоритов является фторапатит.

Таблица 4

## Химический состав фосфорита и фосфатизированных пород

обр.	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	CaO	MgO	MnO	Na <sub>2</sub> O
44	8,86	Нет	1,48	1,48	Нет	47,33	Нет	0,23	0,26
56	8,66	»	2,00	2,09	0,07	47,37	»	Нет	0,24
52	15,20	»	6,65	11,44	Нет	32,36	0,01	0,95	0,20
54	32,36	»	9,12	6,95	0,21	24,50	Нет	0,21	0,24

K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	H <sub>2</sub> O+	H <sub>2</sub> O-	CO <sub>2</sub>	C	F	F: P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>
0,36	31,46	Нет	1,30	4,48	0,11	2,93	0,093
0,55	33,60	»	1,38	2,46	0,08	3,28	0,097
1,81	25,17	2,36	2,36	1,60	0,08	0,87	0,034
4,26	18,15	Нет	2,81	0,64	0,3	1,68	0,095

Примечание. 44—прожилок фарфоровидного фосфорита в измененной зоне оливин-анальцимового базальта, с. Годогани; 56—землистый фосфорит из грубозернистой вулканокластической породы, гора Кохи; 52—фосфатизированный шлаковый туф, гора Кохи; 54—фосфатизированный агломератовый туф, гора Кохи. Анализы выполнены в химической лаборатории Геологического института АН СССР.

Структурные соотношения фторапатита с другими породообразующими минералами показывают, что он очень агрессивен и выделяется одним из последних. Изучение соотношений различных минералов в измененных базальтах и туфах позволяет установить следующую последовательность выделения вторичных минералов: хлориты, лептохлориты, цеолиты, гематит, кальцит, анальцим, фторапатит, биотитоподобный минерал. Фторапатит обычно нацело уничтожает все следы предшествовавших изменений породы, после него выделяется пластинчато-изогнутый коричнево-бурый минерал биотитового облика (фиг. 7). Последовательность выделения минералов удается проследить только в тех случаях, когда нет фторапатита.

В итоге можно наметить следующие особенности распределения фосфоритов в свите мтавари: фосфориты тесно связаны с вулканическими породами и отсутствуют в известняках, фосфатизация проявляется в виде локальных выделений, имеющих метасоматический характер; фосфатизация приурочена к сильно измененным зонам вулканических пород, образование которых связано с поствулканическими процессами.

Все это позволяет сделать вывод, что фосфатизация в свите мтавари связана с поствулканическим внедрением остаточных компонентов, возможно в виде газовых эксгаляций.

Характер изменения пород и минералогический состав измененных зон дают возможность судить о составе эксгаляций и поствулканиче-

ских растворов. Конечно, не все продукты эксгаляций сохранились на месте. Щелочная исходная магма, как известно, богата такими легколетучими компонентами, как фтор, хлор, фосфор, натрий, калий, железо, вода, углекислота.

В результате натрового метасоматоза образуются цеолиты и анальцит и совершенно не идут процессы альбитизации, вероятно, из-за отсутствия избыточной кремнекислоты. В результате фосфорного метасоматоза образуются локальные выделения фосфоритов.

Парагенезис щелочных пород и фосфоритов, наблюдающийся в свите мтавари, нельзя считать явлением случайным. Достаточно вспомнить, что богатейшее месторождение апатитов в Хибинском и Ловозерском массивах также приурочено к комплексу щелочных пород.

Скопления фосфоритов в свите мтавари невелики, но нужно учитывать, что при благоприятных условиях фосфор, освобожденный из магматического очага, может дать месторождения осадочного типа. Поэтому главной задачей этой работы было обратить внимание на вулканический тип концентрации фосфора и попытаться выяснить его основные признаки. Вероятно, высказанная гипотеза о происхождении фосфоритов типа мтавари нашла бы подтверждение и новые доказательства, если бы удалось обнаружить и изучить еще ряд случаев фосфорной минерализации в щелочных вулканических породах.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Белянкин Д. С. Тешенит из Курсеби и его положение в системе горных пород. Изв. СПб. политехн. ин-та, т. 17, вып. 1, 1912.
- Гиммельфарб Б. М. Закономерности тектонического размещения фосфоритных месторождений в СССР. В кн. «Закономерн. размещ. полезн. ископ.», т. I, Изд. АН СССР, 1958.
- Дзоценидзе Г. С. Домиоценовый эффузивный вулканизм Грузии. Тбилиси, 1948.
- Дзоценидзе Г. С. Об одном случае миграции фосфата кальция в фосфоритовом месторождении. Сообщ. АН ГрузССР, т. 15, № 10, 1954.
- Ильинская М. Н. О фосфоритоносных вулканогенных породах Западной Грузии (свита мтавари). Докл. АН СССР, т. 147, № 3, 1962.
- Нарчешвили О. В. Верхнемеловые фосфориты Грузии. Тр. Гос. н.-и. ин-та горнохим. сырья, вып. 4, 1958.
- Формозова Л. Н. Экстрагалиционно-осадочные месторождения железных руд типа Лан-Дилль и геологическая обстановка их образования. В кн. «Вулканогенно-осадочные и терригенные формации». Изд. АН СССР, 1936.
- Шатский Н. С. Фосфоритоносные формации и классификация фосфоритовых залежей. В кн. «Совещ. по осадочным породам», вып. 2. Изд. АН СССР, 1955.

Геологический институт  
АН СССР

Дата поступления  
20.II.1964

УДК 553.492.1 : 551.734 (471.503)

## **ВЫВЕТРИВАНИЕ ДЕВОНСКИХ БОКСИТОВ НА ЮЖНОМ УРАЛЕ**

**А. К. ГЛАДКОВСКИЙ, М. Я. РУДНОВА**

Глиноземные минералы в земной коре при гумидном выветривании не латеритного типа силикатизируются и гидратируются, а также взаимодействуют с серной кислотой с образованием сульфатов алюминия.

В девонском бокситоносном бассейне Южного Урала преимущественно развито сернокислотное выветривание с минеральным парагенезисом — алюминит, базалюминит, мелантерит, гиббсит, аллофан и силикационно-гидратационное выветривание, в результате которого образуется много гиббсита и мало диккита (Гладковский и Шарова, 1962). Эти вторичные минералы чаще замещают бокситовое вещество, образуя в нем карманы и линзы, реже заполняют трещины и пустоты. Для зоны выветривания бокситов характерна пятнистая окраска. Она обусловлена сочетанием снежно-белых участков, сложенных гиббситом, алюминитом, базалюминитом и аллофаном, с участками темно-красного диаспор-бемитового боксита.

Особенно часто встречаются гиббсит, базалюминит и в меньшей мере алюминит и аллофан (месторождение Межевой Лог, шахта № 5, ходовое отделение между штреками 2 и 3). Вторичные минералы здесь и в соседних выработках приурочены главным образом к горизонту красных бокситов, ближе к границе с подстилающими известняками, к рудной брекчии, а также к зонам смятий.

Характерной особенностью результатов сернокислотного выветривания является обязательное совместное нахождение гиббсита с базалюминитом, реже алюминитом, часто с аллофаном. Сущность процесса выветривания заключается в том, что источником серной кислоты являются зеленовато-серые бокситы верхнего горизонта рудного тела, содержащие пирит, марказит, мельниковит. Серная кислота только частично реагирует с зеленовато-серыми бокситами. Главная масса кислоты проникает ниже, в горизонт красных руд, где в результате взаимодействия с глиноземными минералами и окислами железа образуются метасоматическим способом базалюминит, алюминит, гиббсит, аллофан. Источником кремнекислоты являются кремнистые бокситы и грунтовые воды. Растворимый в воде сульфат железа выносится за пределы зоны взаимодействия серной кислоты с бокситом, в связи с чем происходит почти полное осветление участков, ранее сложенных красным бокситом, а теперь снежно-белыми вторичными минералами. Интересно, что серная кислота и сульфатные растворы алюминия только в редких случаях достигают известняковой постели. Никогда они не проникают в известняки и с ними не реагируют, гипс всюду отсутствует. Граница между известняками и вторичными минеральными образованиями всегда резкая. Все это показывает, что известняки яв-

Таблица 1

## Химический состав образцов, %

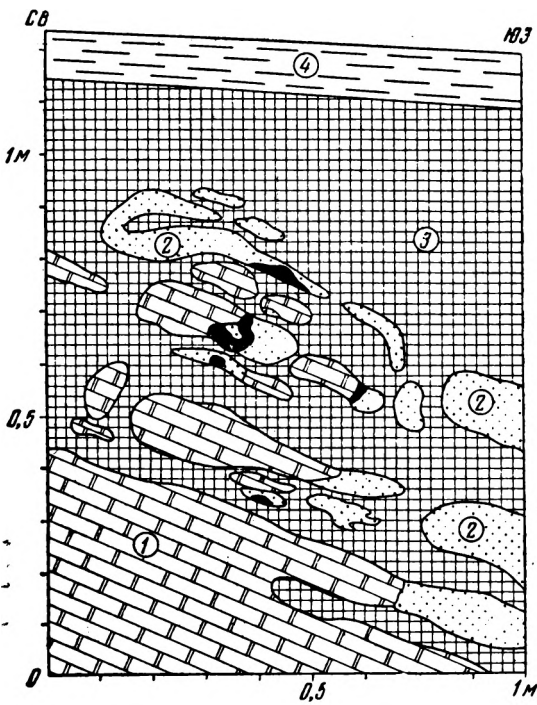
Компоненты	Обр. 1	Обр. 2	Базальюминит		Алюминит, обр. 195	Мелантрирт, обр. 245
			обр. 317	обр. 290.		
SiO <sub>2</sub>	30,72	13,32	0,11	0,58	Нет	0,33
TiO <sub>2</sub>	3,54	2,94	Нет	Не опр.	»	0,057
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	48,67	53,26	44,63	44,78	30,00	Нет
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,89	17,40	Нет	0,30	0,60	»
FeO	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Нет.	Не опр.	27,94
CaO	0,04	0,04	0,03	»	0,18	0,31
MgO	Не опр.	Не опр.	0,11	»	Нет	0,17
SO <sub>3</sub>	0,05	0,04	16,85	16,84	22,24	30,56
CO <sub>2</sub>	0,05	0,18	Не опр.	Нет	0,10	Не опр.
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Не опр.	Не опр.	0,021	»	Нет	0,025
H <sub>2</sub> O	»	»	Не опр	37,96	46,66	Не опр.
П. п. п.	13,06	12,02	37,57	Не опр.	Не опр.	41,13
Сумма	99,02	99,20	99,32	100,46	99,78	100,52

ляются непреодолимым барьером для растворов сульфата алюминия и тем более для серной кислоты. Образование вторичных минералов алюминия при сернокислотном выветривании вблизи подстилающих известняков связано с изменением pH в сторону нейтральной и слабо щелочной сред. В зоне рудной брекчии базальюминит образуется по бокситу преимущественно вокруг известняковых включений (фиг. 1).

Как уже упоминалось выше, кроме сернокислотного, наблюдается силикационно-гидратационное выветривание бокситов. Особенностью этого типа выветривания является гидратация и силикация диаспора и бемита с образованием гиббсита, содержащего примесь аллофана и диккита (фиг. 2). Сульфаты в этом случае отсутствуют.

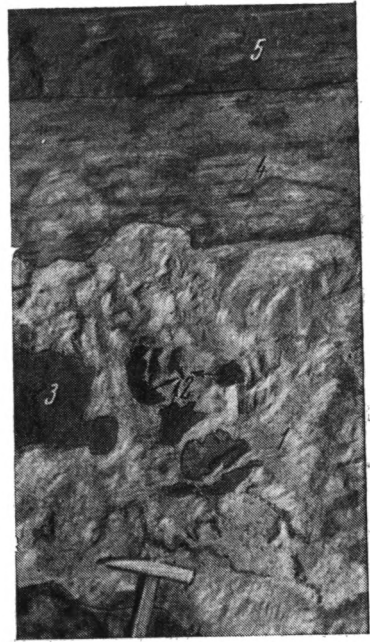
В самое последнее время сторонники дегидратационной гипотезы начали утверждать, что изменение глиноземных минералов от гиббсита к корунду несопоставимо с их изменением от корунда к гиббситу. В первом случае, по их мнению, происходит новообразование минералов из твердой фазы без перевода в раствор, например бемита из гиббсита, а во втором — будто бы растворяется один минерал, а затем осаждается из растворов другой. Однако такое утверждение лишено всяких оснований. В самом деле, из фиг. 2 видно, что в случае растворения бемит-диаспоровых бокситов с последующим отложением из растворов в образовавшихся полостях гиббсита оставшийся нерастворенный боксит не выдержал бы собственной тяжести. Следовательно, в данном случае мы имеем гидратацию моногидратов глинозема с превращением их в гиббсит.

Каолинизированные бокситы наблюдаются в подземных выработках месторождений правого берега реки Ай. В шахте № 5 месторождения Межевой Лог выветрелые каолинизированные участки залежи имеют неправильную форму и более светлую окраску по сравнению с вмещающей невыветрелой рудой. Обесцвечивание боксита при каолинизации сопровождается выщелачиванием окиси железа. Такие измененные бокситы сложены каолинитом и смесью каолинита с бемитом (табл. 1; фиг. 3, обр. 1, 2). Из табл. 1, в которой первые два номера образцов соответствуют номерам на фиг. 3, видно, что содержание кремнезема,



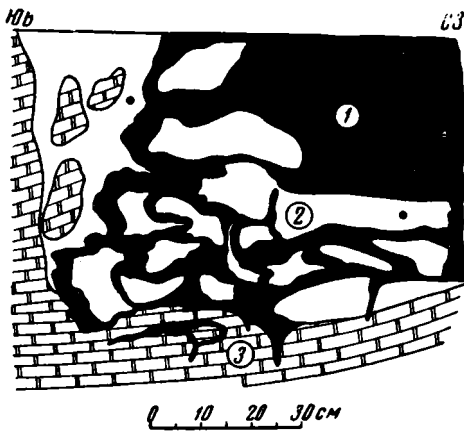
Фиг. 1. Зарисовка зоны выветривания.

1 — известняк (почва рудного тела), 2 — базальюминит, 3 — боксит красный яшмовидный, 4 — боксит пестроцветный, т. е. выветрелый серый пиритизированный боксит; черное — аллофан черный



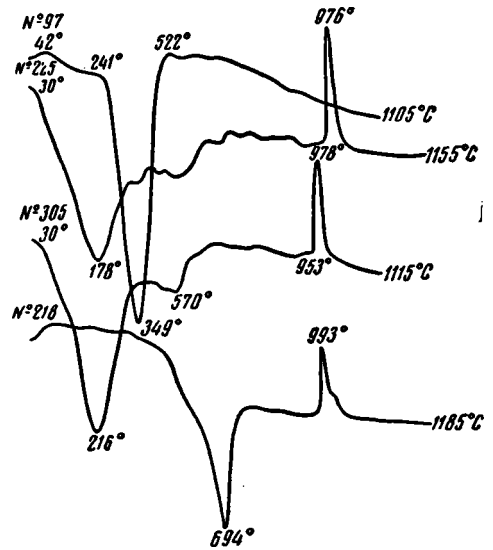
Фиг. 3. Фотография северо-западной стенки кваршлага.

1 — рыхлая каолинизированная бокситовая масса, 2 — остатки каолинизированного красного яшмовидного боксита, 3 — боксит красный яшмовидный, 4 — боксит пестроцветный, 5 — известняк (кровля рудного тела)



Фиг. 2. Зарисовка зоны гидратационного выветривания красных бокситов.

1 — боксит красный яшмовидный, 2 — гиббсит, 3 — известняк (почва рудного тела)



Фиг. 4. Дифференциальные кривые нагревания.

Обр. 97 — гиббсит, Айское месторождение; обр. 225 — клеевидный аллофан, обр. 305 — землистый аллофан, обр. 218 — диккит

Таблица 2

## Свойства вторичных минералов месторождений Межевой Лог и Айское, Южноуральский бассейн

Свойства	Гипбсит	Алюминит	Базалюминит	Мелантерит	Аллофан	Диккит
Уд. вес	2,35	1,72	2,01—2,22	Не опр.	1,79—1,93	Не опр.
Эндотермический эффект	349°	226°, 790°, 940°	252°, 408°, 955°	150°, 330°, 575°, 730°	178°, 216°	694°
Экзотермический эффект	—	—	1165—1178°	—	978°	993°
Цвет	Белый	Белый	Белый, голубовато-серый	Светло-зеленый	Белый, бледно-желтый	Белый
Твердость	2,6	2,5	1,5—2,5	2,0	3,0	1,5
Агрегатное состояние	Рыхлая масса	Твердая вязкая масса	Твердая, столбчатая и чешуйчатая масса	Натечные формы	Твердые, хрупкие почковидные образования	Гнездообразные рыхлые включения
Показатель светопреломления	1,564—1,567	1,460	1,501—1,522	1,478	1,455—1,502	1,564
Двупреломление	Анизотропный	Анизотропный	Анизотропный	Анизотропный	Изотропный	Анизотропный

а соответственно и каолинита, уменьшается от сильно выветрелого к менее выветрелому бокситу. Вместе с этим изменяется и средний показатель светопреломления бемит-каолинитовой массы от 1,618 до 1,632. Подземные воды на месторождении Межевой Лог и вне его показывают рН от 7 до 7,4 и повсеместное содержание в них  $\text{SiO}_2$  — от 6 до 11,6 мг/л.

Ниже остановимся на характеристике некоторых минералов, по остальным ограничимся сведениями, приведенными в табл. 2.

Гипбсит встречается в бокситах ниже и выше уровня грунтовых вод. Его гнездообразные скопления в виде снежно-белой массы бывают мономинеральными, но нередко содержат различное количество примесей других минералов — базалюминита и аллофана. Химические анализы (табл. 3) и термограммы (фиг. 4) подтверждают присутствие гипбсита.

Базалюминит в СССР до сих пор не был обнаружен. Минерал аналогичного химического состава называется фельзобаниитом. Отличие между ними заключается в кристаллической решетке. Фельзобаниит относится к ромбической, а базалюминит — к тексагональной сингонии. Находки фельзобаниита известны в СССР в Самарской Луке и близ Железноводска (Пилипенко, 1927).

В шахте № 5 на месторождении Межевой Лог наблюдаются три разновидности базалюминита: 1) твердая голубовато-серая, имеющая столбчатое строение, 2) твердая снежно-белая и 3) пластичная снежно-белая. Последняя разновидность при высыхании на воздухе теряет гигроскопическую воду и превращается в рыхлую порошокватую массу. На дневной поверхности в шахтных отвалах встречается исключительно третья разновидность базалюминита. Она в зависимости от чередования дождливых и сухих сезонов соответственно является то мягкой пластичной, то рыхлой порошокватой.

Твердая голубовато-серая разновидность образуется в подземных выработках во влажной среде. Обломки такого базалюминита, будучи

Таблица 3

Химический состав поли- и мономинерального природного вторичного вещества, %

Компоненты	Гиббсит, обр. 298	Аллофан, обр. 225	Полиминеральные смеси			Диксит, обр. 218
SiO <sub>2</sub>	0,16	24,90	6,80	Нет	5,18	45,17
TiO <sub>2</sub>	Нет	Нет	Нет	»	Нет	0,047
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	62,90	35,92	55,90	50,30	56,20	39,38
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Нет	Нет	0,90	0,40	1,00	Нет
CaO	0,08	1,77	0,54	0,08	0,10	0,17
MgO	0,10	0,21	0,22	0,58	0,22	0,11
SO <sub>3</sub>	0,25	Нет	0,22	13,10	4,82	Нет
CO <sub>2</sub>	0,85	—	0,80	0,17	0,33	Не опр.
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Не опр.	0,031	—	—	—	0,025
H <sub>2</sub> O	35,50	—	34,98	35,01	32,45	—
П. п. п.	—	36,93	—	—	—	14,21
Сумма	99,84	99,76	100,36	99,64	100,30	99,11
Гиббсит	—	—	76	24	52	—
Аллофан	—	—	23	—	18	—
Базальюминит	—	—	—	76	30	—

помещенными в сосуд с водой, не изменяют своих физических свойств и формы, вода на голубовато-серый твердый базальюминит не действует. При недостаточной влажности в подземных выработках, в поверхностных условиях на руднике и в комнате голубовато-серая разновидность базальюминита постепенно превращается в белую. Превращение начинается сначала с наружной части образца, а затем распространяется к центру. Твердая белая разновидность базальюминита буквально на глазах жадно поглощает воду, образцы минерального агрегата распадаются и превращаются в тестоподобную пластичную массу.

Голубовато-серая разновидность базальюминита характеризуется следующими свойствами: твердость — 2,5, удельный вес — 2,22, показатель светопреломления 1,501—1,504; снежно-белый базальюминит; твердость — 1,5, удельный вес — 2,02, показатель светопреломления 1,519—1,522. Данные химических (табл. 1) и термических (фиг. 5) анализов не позволяют установить существенное отличие между голубовато-серым (обр. 317) и белым (обр. 290) базальюминитом. Нередко базальюминит, как и другие вторичные минералы, встречается в виде смеси, полиминеральный состав которой легко устанавливается под микроскопом и другими исследованиями (табл. 3). Пересчет результатов химических анализов на формулу минерала позволяет написать ее в следующем виде:  $2Al_2O_3 \cdot SO_3 \cdot 10H_2O$  или  $Al_4[SO_4][OH]_{10} \cdot 5H_2O$ . Такая же формула базальюминита и фельзобаниита приводится у С. Е. Холинсворта и Ф. А. Баннистера (Hollingsworth a. Bannister, 1950).

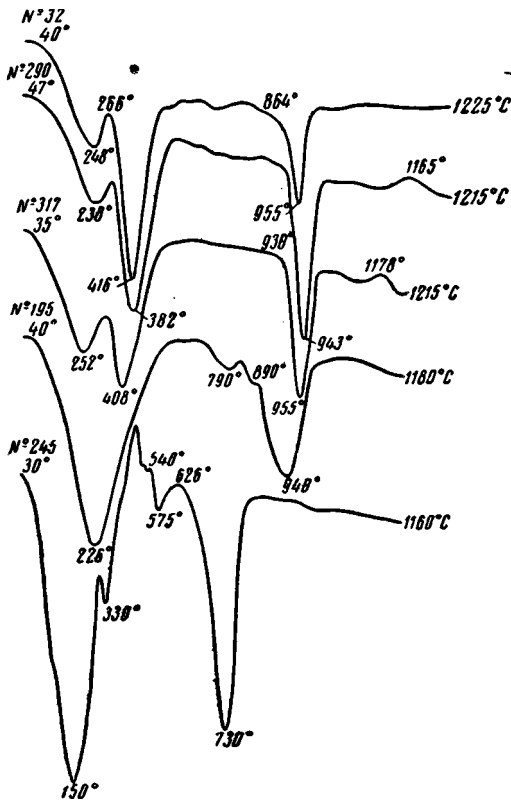
В литературе мы не нашли термических анализов фельзобаниита и базальюминита. На кривых нагревания наших образцов базальюминита наблюдаются эндотермические эффекты при температуре 238—252, 382—416 и 943—955°. Кроме того, в твердом снежно-белом и голубовато-сером базальюмините фиксируется экзотермический эффект при температуре 1165—1178°.

Результаты рентгеновского анализа<sup>1</sup> голубовато-серого и белого базальюминита очень близки между собою (табл. 4). В обоих случаях определяющими являются следующие сильные и очень сильные линии:

<sup>1</sup> Рентгеновские исследования выполнены в лаборатории УФАН Б. А. Юниковым.



10, 1; 9,4 и 4,68  $kX$ . Рентгенограмма снежно-белой рыхлой разновидности южноуральского базальюминита по набору линий ближе всего подходит к рентгенограмме суссекского базальюминита (Hollingsworth а. Bannister, 1950). Для них характерными являются следующие очень сильные, сильные и средние (в скобках) линии: 9,4; 4,68; (3,44); 3,68; (2,26); 1,880 и 1,443  $kX$ . В рентгенограмме суссекского базальюминита отсутствуют типичные для южноуральского базальюминита



Фиг. 5. Дифференциальные кривые нагревания. Обр. 32 и 290 — снежно-белая рыхлая разновидность базальюминита; обр. 317 — голубовато-серая плотная разновидность базальюминита; обр. 195 — алюминит, обр. 245 — мелантерит

отсутствуют типичные для южноуральского базальюминита сильные и средние линии: 10,1; 4,82; 4,16 и 1,850. Южноуральский базальюминит нельзя принять за фельзобаниит, потому что рентгенограммы этих минералов весьма различны. В рентгенограмме фельзобаниита присутствуют только линии с межплоскостным расстоянием 4,58  $kX$  и меньше.

Алюминит, как и базальюминит, в бокситах СССР и вообще на Урале обнаружен впервые. Алюминит встречен в Самарской Луке и на горе Соколовой близ Саратова (Пилипенко, 1927). Химическая формула межезоложского алюминита (табл. 1, 4) имеет вид  $Al_2O_3 \cdot SO_3 \cdot 9H_2O$  или  $Al_2 \cdot [SO_4][OH]_4 \cdot 7H_2O$ . Термограмма изученного нами алюминита (фиг. 5) аналогична приведенной А. И. Цветковым и Е. П. Вальяшихиной (1955). Эндотермический эффект при температуре 226° обусловлен потерей воды. При температуре 940° происходит разложение сульфата с выделением  $SO_3$ . Рентгенограммы алюминита из Межевого Лога (табл. 4) и из Суссекса отличаются между собой.

Для первого характерны следующие линии сильной и средней интенсивности: (9,4); 9,0; (8,3); 7,9; (6,6); 6,3; 4,75; 4,18; 3,720; 3,440; 2,724; 2,223; 1,987 и в том числе три дуплета 9,4 и 9,0  $kX$ , затем 8,3; 7,9 и 6,6; 6,3  $kX$ . В рентгенограмме суссекского алюминита мы находим только следующие сильные и средние линии: 9,0; 7,8; 6,33; (5,4); (4,96); 4,7; 4,18; 3,72; 3,41; (3,06); (3,01); 2,68; 2,19; 1,960  $kX$ . В этом случае в скобках указаны линии, присутствующие в рентгенограмме данного образца алюминита, но отсутствующие в рентгенограмме другого образца этого же минерала. По химическому анализу алюминиты из разных месторождений мира похожи друг на друга (табл. 5).

Мелантерит (табл. 1) образуется при окислении пирита, мельникювита, марказита, присутствующих в сером боксите. Этот минерал встречается в подземных выработках выше уровня грунтовых вод (месторождение Межевой Лог, шахты № 4 и № 5) в сильно выветрелом сером

боксите в виде толстых корок (до 2 мм) и коротких прожилков. Он образуется также на поверхности земли в рудных отвалах. Минерал с характерным стекляннм блеском, голубовато-зеленого цвета, прозрачный, хрупкий, на вкус — безвкусный, сильно вяжущий, хорошо растворяется в воде. Свойства мелантерита приведены в табл. 2. На кривой нагревания (фиг. 5) фиксируются два глубоких эндотермических эффекта — при температуре 150 и 730°, что соответствует литературным данным (Цветков и Вальяхина, 1955).

Аллофан встречается в бокситах месторождений Айского, Межевой Лог и Барсучий Лог выше и ниже уровня грунтовых вод. Аллофан присутствует совместно с гиббситом и базальюминитом, но нередко обнаруживаются также мономинеральные агрегаты этого минерала. Почковидные образования аллофана имеют размеры до 3 см в диаметре. Нередко в почковидных выделениях белых вторичных минералов наблюдается зональное строение, — центральная их часть сложена смесью гиббсита с аллофаном, а периферия — аллофаном.

В Южно-Уральском бассейне различаются две разновидности аллофана — клеевидная и зернистая. Клеевидная разновидность имеет цвет от медово-желтого до коричневого. Минерал, кроме того, характеризуется следующими свойствами: блеск — стекляннй, хрупкий, удельный вес — 1,93, показатель светопреомления 1,477—1,480, изотропный. По химическому составу клеевидная разновидность аллофана (табл. 3) близка к аллофаноидам Подмосковья (Чухров, 1955). Землистая разновидность белая или кремовая. Удельный вес — 1,79, показатель светопреомления 1,480—1,502.

Первый эндотермический эффект для клеевидного аллофана (фиг. 3, обр. 225) равен 178° и для белого рыхлого — 216°. Вторые эндотермические эффекты для обеих разновидностей почти одинаковы — 976 и 978°. Пересчет химических анализов указывает на присутствие минералов со

Таблица 4

Рентгенограммы алюминита и базальюминита. Месторождение Межевой Лог. Медное отфильтрованное K<sub>α</sub>-излучение

Алюминит, обр. 195		Базальюминит			
I	d	серый твердый, обр. 317		белый рыхлый, обр. 290	
		I	d	I	d
7	9,4	10	10,1	10	10,1
7	9,0	10	9,4	10	9,4
7	8,3	1	7,1	2	7,2
7	7,9	1	6,7	2	6,8
4	6,6	1—2	6,2	3	6,1
4	6,3	1—2	5,8	3	5,8
3	5,5	5	4,80	2	5,4
2	5,2	7—8	4,68	5—6	4,82
2	5,0	1	4,20	10	4,68
5	4,75	2	4,16	5—6	4,16
7—8	4,18	4	3,67	7	3,68
4	3,80	4	3,430	5—6	3,42
10	3,720	3—4	2,700	4	3,124
5	3,440	3—4	2,460	5	2,960
3	3,200	3	2,280	6—7	2,710
3	3,080	4	2,185	6	2,450
3	3,025	1	2,080	7	2,280
2—3	2,878	1	1,970	6—7	2,190
5	2,724	5	1,870	2	2,070
3	2,625	3	1,850	2—3	2,030
1	2,339	1	1,760	3—4	1,960
8	2,223	1	1,680	7	1,850
1	2,146	2	1,612	2—3	1,836
1	2,087	3	1,440	5	1,771
7—8	1,987	1	1,400	4—5	1,620
2—3	1,914	1	1,400	3	1,452
3	1,862	—	—	6	1,435
3	1,741	—	—	3	1,418
2—3	1,696	—	—	3	1,391
2—3	1,629	—	—	1—2	1,334
3	1,554	—	—	2	1,304
2	1,511	—	—	1—2	1,274
1—2	1,461	—	—	1—2	1,238
1	1,401	—	—	1—2	1,216
3	1,347	—	—	3	1,182
2	1,320	—	—	—	—

следующими формулами: клеевидная разновидность —  $1,4 \text{ SiO}_2 \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 2,9\text{H}_2\text{O}$  и  $1,3 \text{ SiO}_2 \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 5,8 \text{H}_2\text{O}$ ; рыхлая белая разновидность —  $1,8 \text{ SiO}_2 \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$ .

Изучение зоны выветривания бокситовых месторождений вскрывает недостатки сернокислотной гипотезы образования бокситов. Дело в том, что серная кислота может извлекать глинозем из силикатов алюминия, образуя сульфатные растворы последнего. Однако ионные растворы сульфата алюминия чрезвычайно неустойчивы. Уже при pH 7—7,5 они легко разлагаются с образованием минералов алюминита, базальюми-

Таблица 5

Химический состав алюминита, %

Компоненты	1	2	3	4
SiO <sub>2</sub>	0,00	0,20	0,98	—
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	30,40	30,02	30,54	29,87
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,20	0,00	0,00	—
CaO	0,13	0,00	0,86	—
MgO	0,18	0,00	0,05	—
SO <sub>3</sub>	22,88	24,56	21,20	23,37
CO <sub>2</sub>	0,21	—	—	—
B <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	0,43	—	—
H <sub>2</sub> O	45,91	45,57	46,53	46,76
Сумма	99,91	100,78	100,16	100,00

Примечание. 1 — Межевой Лог, по нашим данным; 2 — Ермаковское месторождение (Рожкова, 1949); 3 — близ Гааля, Саксонская провинция (Кашкай, 1939); 4 — Суссекс, Англия (Hollingsworth a. Bannister, 1950).

В действительности ширина прибрежно-морской серви в девонских бокситах Урала достигает нескольких километров. Это обстоятельство, а также отсутствие в бокситовых месторождениях осадочного происхождения изначальных сульфатов алюминия или хотя бы кальция говорит против сернокислотной гипотезы образования бокситов.

Сказанное позволяет сделать следующие выводы:

1. Бокситы в зоне гипергенеза в умеренном климате являются неустойчивыми породами. Глиноземные минералы легко гидратируются и силикатируются, а диаспор, кроме того, изменяется в бемит. Серная кислота, которая образуется при выветривании зеленовато-серых содержащих сульфиды (пирит, марказит, мельниковит) бокситов верхней части залежи, реагирует не с известняком, который находится далеко, а с бокситом, расположенным близко.

2. Рудное тело до вскрытой глубины 105 м от дневной поверхности имеет неоднородное строение. В нем наблюдаются неправильной формы зоны, сложенные менее выветрелыми бемитовыми бокситами, и зоны, представленные более выветрелыми рудами — каолиновыми породами или каолинит-бемитовыми бокситами.

3. Участки, состоящие из продуктов сернокислотного выветривания — белых вторичных алюмосиликатов, гиббсита и сульфатов алюминия, наблюдаются в пределах бокситовой залежи, главным образом выше уровня грунтовых вод.

нит, гиббсита и отчасти аллофана. Миграционная способность сильно кислых сульфатных растворов алюминия весьма ограничена. В земной коре или на поверхности земли сульфатные растворы алюминия не прошли бы от места их образования даже первых метров пути. Взаимодействуя с горными породами, такие растворы быстро бы утеряти свои кислотные свойства и изменились в сторону подщелачивания. Особенно наглядно вскрывается недостаточность сернокислотной гипотезы образования геосинклинальных, т. е. морских бокситов, залегающих на известняке. В прибрежно-морских условиях сульфатные растворы алюминия не продвинулись бы даже несколько десятков сантиметров от берега в сторону моря.

## ЛИТЕРАТУРА

- Гладковский А. К. и Шарова А. К. Закономерности состава и формирования бокситовых месторождений на Урале и в Тургайской равнине. В кн. «Закономерности размещения полезных ископаемых на Урале», т. 1. Тр. Горно-геол. ин-та Уральск. фил. АН СССР, вып. 58, 1962.
- Кашкай М. А. Физико-химические исследования алунита из Загликского месторождения (Закавказье). Докл. АН СССР, т. 24, № 9, 1939.
- Пилипенко П. П. Сульфаты с горы Соколовой у Саратова. Уч. зап. Саратовск. ун-та, т. 6, вып. 3, 1927.
- Рожкова Е. В. К минералогии Ермаковского месторождения. Тр. Всес. н.-и. ин-та минер. сырья, вып. 2, 1949.
- Цветков А. И. и Вальяшихина Е. П. Материалы по термическому исследованию минералов. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, т. II, 1955.
- Чухров Ф. В. Коллоиды в земной коре. Изд. АН СССР, 1955.
- Hollingsworth S. E. a. Bannister F. A. Basaluminite and hydrobasaluminite, two new minerals from Northamptonshire. Mineral. Mag., v. 29, No. 208. 1950.

Институт геологии  
Уральского филиала АН СССР

Дата поступления  
1.VI.1963

УДК 550.42 : 551.733 + 551.734 + 551.735 (571.52)

**РАССЕЯННЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ В ОТЛОЖЕНИЯХ  
СРЕДНЕГО ПАЛЕОЗОЯ  
ТУВИНСКОГО МЕЖГОРНОГО ПРОГИБА**

**Г. Н. БРОВКОВ**

Для отложений среднего палеозоя устанавливается следующий ряд геохимической подвижности элементов:  $Zr \rightarrow V \rightarrow (Rb, Ga, Cr) \rightarrow Cu \rightarrow Ti \rightarrow (Ni, Ba, Co) \rightarrow Pb \rightarrow Mn \rightarrow Sr$ . Характерна общая относительно низкая концентрация элементов, половина из которых дает содержания ниже кларковых. Наибольшей концентрацией обладают марганец, свинец и стронций.

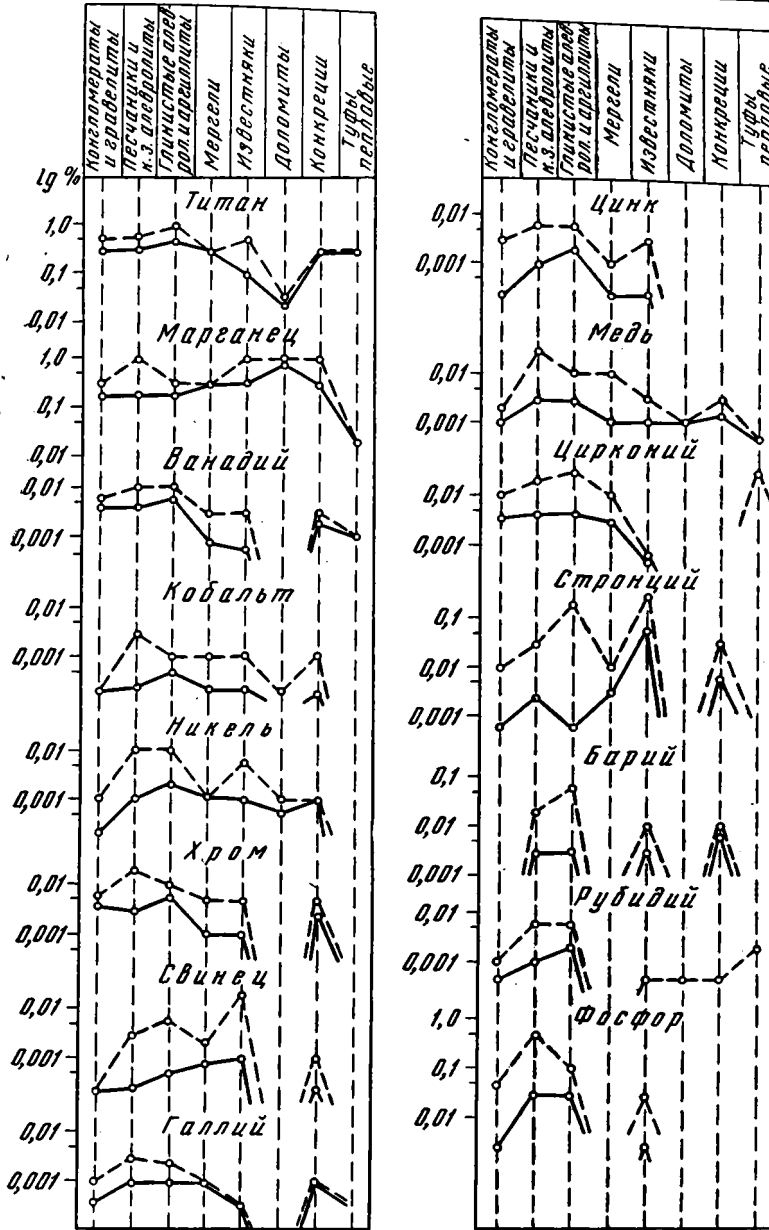
Средний палеозой Тувинского прогиба сложен петрографически и фашиально исключительно разнообразными отложениями, охватывающими стратиграфический интервал от силура до нижнего карбона включительно.

Силур. Морские преимущественно мелководные сероцветные песчаники, алевролиты и аргиллиты с пластами органогенных и органогенно-обломочных известняков сменяются кверху пестроцветной и красноцветной толщей существенно лагунных алевролитов и грубых аргиллитов, местами уничтоженных преддевонской эрозией. Климат периода умеренно теплый.

Девон. Преимущественно красно- и лилово-сероцветная толща песчаников и алевролитов с подчиненными пластами и прослоями аргиллитов, мергелей, известняков, доломитов, конгломератов, соли, пепловых туфов. Большая часть разреза нижнего девона, а местами также и низы эйфельского яруса сложены преимущественно эффузивами различного состава и литокластическими туфами. Карбонатные породы сосредоточены преимущественно в среднем девоне, терригенно-карбонатный серо-красноцветный комплекс которого является отложениями лагун осолоненных и с близким к морскому режимом, редко он представлен морскими и аллювиально-дельтовыми отложениями. Песчаники и алевролиты нижнего девона — преимущественно отложения обширных озер, реже дельтовые, верхнего девона — аллювиально-дельтовые с подчиненной ролью озерных. Климат теплый сухой и аридный.

Нижний карбон. Толща чередующихся пачек красно-бурой и серой (зеленовато-серой) окрасок туфитовых песчано-алевролитовых пород, туфитов и пепловых туфов с мелкими единичными прослоями известняков и мергелей; в нижней части нередки пласты конгломератов. Типично значительное присутствие стекловатой пирокластики, впоследствии измененной (альбитизация, хлоритизация, анальцимизация и др.). Это отложения обширного лагуноподобного озерного водоема и дельтовые, реже аллювиальные. Климат умеренно теплый, сухой.

Массовые полуколичественные спектральные анализы отложений опорных разрезов среднего палеозоя различных районов Тувинского прогиба позволили выявить основные особенности распространения рас-



Фиг. 1. Распределение рассеянных элементов по главным типам пород в силурийских отложениях Тувинского прогиба:

Пунктирные линии — максимальные содержания, сплошные линии — средние содержания

сеянных элементов в каждой из систем, масштабы и характер влияния вулканических процессов на распределение элементов.

1. Отличительной чертой профилей элементов в породах силура, девона и карбона является их принципиальная однотипность и близость к сглаженному упорядоченному типу по систематике Н. М. Страхова (1960). Десять из четырнадцати элементов (Ti, V, Co, Cr, Zn, Ni, Cu,

УДК 550.42 : 551.733 + 551.734 + 551.735 (571.52)

**РАССЕЯННЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ В ОТЛОЖЕНИЯХ  
СРЕДНЕГО ПАЛЕОЗОЯ  
ТУВИНСКОГО МЕЖГОРНОГО ПРОГИБА**

**Г. Н. БРОВКОВ**

Для отложений среднего палеозоя устанавливается следующий ряд геохимической подвижности элементов:  $Zr \rightarrow V \rightarrow (Rb, Ga, Cr) \rightarrow Cu \rightarrow Ti \rightarrow (Ni, Ba, Co) \rightarrow Pb \rightarrow Mn \rightarrow Sr$ . Характерна общая относительно низкая концентрация элементов, половина из которых дает содержания ниже кларковых. Наибольшей концентрацией обладают марганец, свинец и стронций.

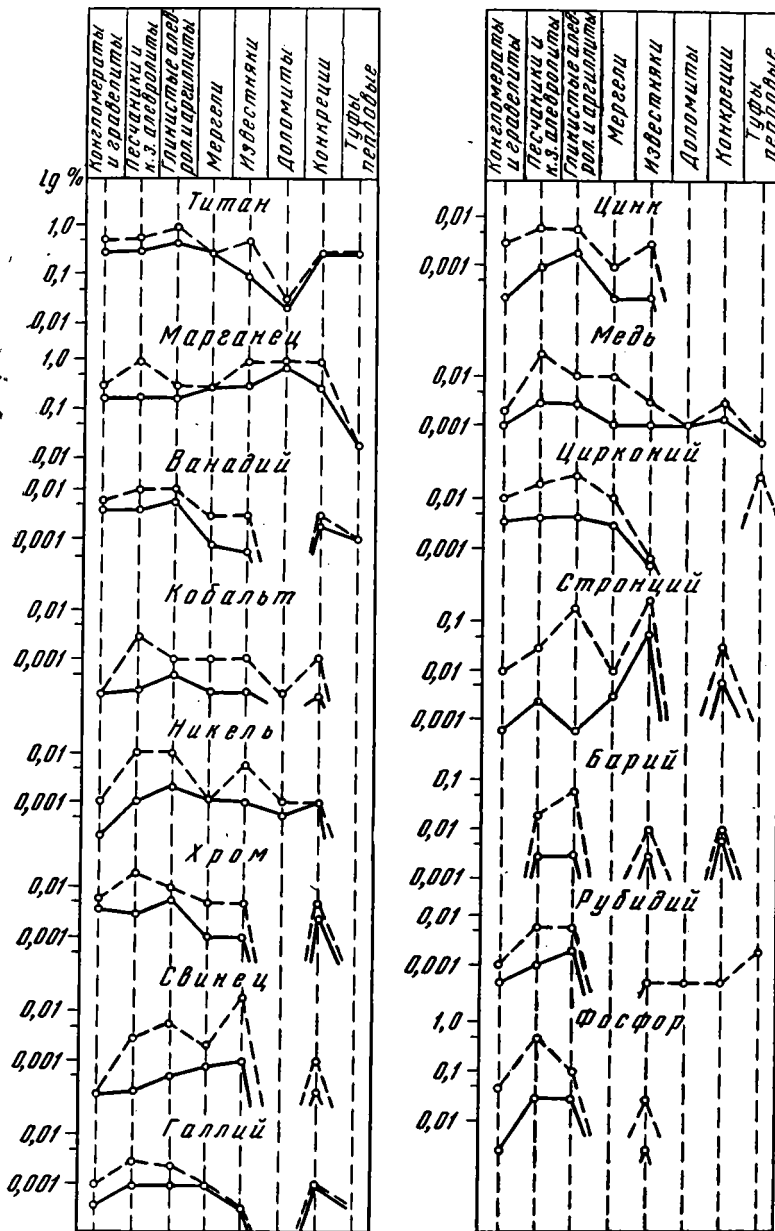
Средний палеозой Тувинского прогиба сложен петрографически и фашиально исключительно разнообразными отложениями, охватывающими стратиграфический интервал от силура до нижнего карбона включительно.

Силур. Морские преимущественно мелководные сероцветные песчаники, алевролиты и аргиллиты с пластами органогенных и органогенно-обломочных известняков сменяются кверху пестроцветной и красноцветной толщей существенно лагунных алевролитов и грубых аргиллитов, местами уничтоженных преддевонской эрозией. Климат периода умеренно теплый.

Девон. Преимущественно красно- и лилово-сероцветная толща песчаников и алевролитов с подчиненными пластами и прослоями аргиллитов, мергелей, известняков, доломитов, конгломератов, соли, пепловых туфов. Большая часть разреза нижнего девона, а местами также и низы эйфельского яруса сложены преимущественно эффузивами различного состава и литокластическими туфами. Карбонатные породы сосредоточены преимущественно в среднем девоне, терригенно-карбонатный серо-красноцветный комплекс которого является отложениями лагун осолоненных и с близким к морскому режимом, редко он представлен морскими и аллювиально-дельтовыми отложениями. Песчаники и алевролиты нижнего девона — преимущественно отложения обширных озер, реже дельтовые, верхнего девона — аллювиально-дельтовые с подчиненной ролью озерных. Климат теплый сухой и аридный.

Нижний карбон. Толща чередующихся пачек красно-бурой и серой (зеленовато-серой) окрасок туффитовых песчано-алевролитовых пород, туффитов и пепловых туфов с мелкими единичными прослоями известняков и мергелей; в нижней части нередки пласти конгломератов. Типично значительное присутствие стекловатой пирокластике, впоследствии измененной (альбитизация, хлоритизация, анальцимизация и др.). Это отложения обширного лагуноподобного озерного водоема и дельтовые, реже аллювиальные. Климат умеренно теплый, сухой.

Массовые полуколичественные спектральные анализы отложений опорных разрезов среднего палеозоя различных районов Тувинского прогиба позволили выявить основные особенности распространения рас-



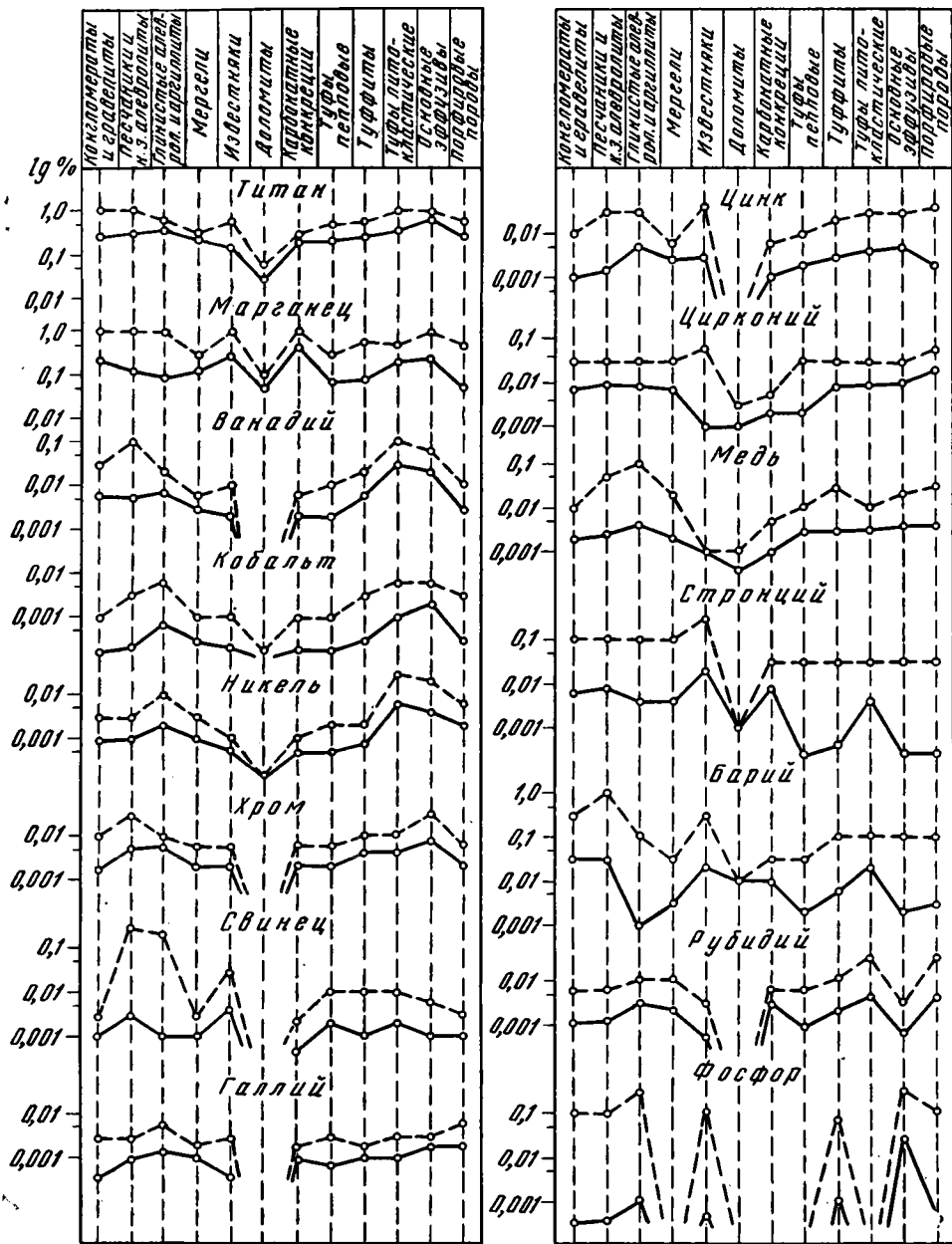
Фиг. 1. Распределение рассеянных элементов по главным типам пород в силурийских отложениях Тувинского прогиба:

Пунктирные линии — максимальные содержания, сплошные линии — средние содержания

сеянных элементов в каждой из систем, масштабы и характер влияния вулканических процессов на распределение элементов.

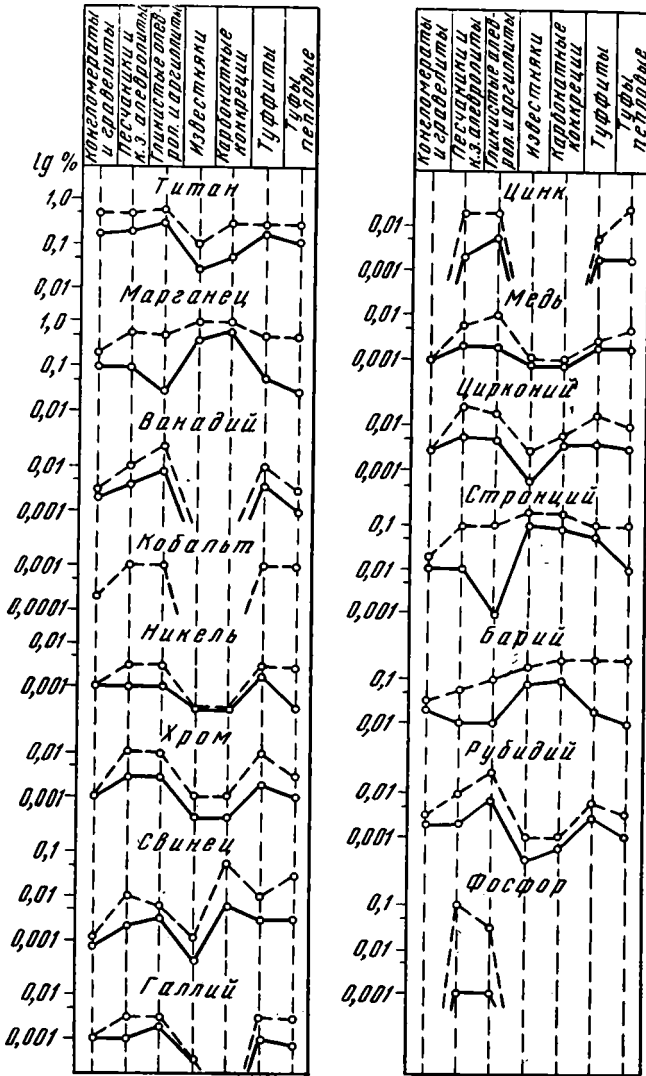
1. Отличительной чертой профилей элементов в породах силура, девона и карбона является их принципиальная однотипность и близость к сглаженному упорядоченному типу по систематике Н. М. Страхова (1960). Десять из четырнадцати элементов (Ti, V, Co, Cr, Zп, Ni, Cu,





Фиг. 2. Распределение рассеянных элементов по главным типам пород в девонских отложениях Тувинского прогиба

Zr, Ga и Rb) постоянно показывают рост содержаний от крупнообломочных пород к аргиллитам с последующим снижением в сторону известняков (фиг. 1—3); стронций и марганец дают максимальные концентрации в известняках; для бария и свинца характерен пестрый тип распространения рассеянных элементов и отсутствие выраженной тенденции.



Фиг. 3. Распределение рассеянных элементов по главным типам пород в нижнекаменноугольных отложениях Тувинского прогиба

При пересчете данных по среднему содержанию элементов на бескарбонатное вещество и вычислении значений относительных концентраций (по 2) сглаженный упорядоченный тип распространения проступает особенно отчетливо и наиболее ярко выражен в девонских отложениях (табл. 1): у большинства элементов наблюдается неуклонный, хотя и сравнительно небольшой рост содержаний в сторону известняков. В породах силура (частью также в карбонных) картина несколько менее упорядоченная; часть элементов дает относительный максимум концентраций в аргиллитах (V, Sr, Zn, Rb) или мергелях (Ga). Постоянный максимальный «пелагический» сдвиг дают лишь два элемента — марганец (от 11,5 в силуре до 32 в карбоне) и стронций (от 12,5 в девоне до 228 в силуре); аналогичная картина для бария наблюдает-

Таблица 1

Относительные концентрации элементов (на бескарбонатное вещество)  
в главных осадочных породах силура, девона и карбона Тувинского прогиба

Породы	Ti			Mn			V			Co			Ni		
	S	D	C	S	D	C	S	D	C	S	D	C	S	D	C
Песчаники	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
Глинистые алевролиты и аргиллиты	1,6	1,4	1,4	1	0,7	0,3	1,5	1,4	2	2,5	3,5	1	2	2	1
Мергели	2	1,7	Сл.	3,6	1,6	Сл.	0,3	1,2	—	2	3	—	2,8	2	—
Известняки	2	2,6	1,4	12	11,5	32	0,8	2	—	6	5	—	6	3	2

Породы	Cr			Pb			Ga			Zn			Cu		
	S	D	C	S	D	C	S	D	C	S	D	C	S	D	C
Песчаники	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
Глинистые алевролиты и аргиллиты	2	1,2	1	2,5	0,3	1,5	1	1,5	2	2	3,3	3	1	1,3	1
Мергели	0,7	0,8	—	8	0,6	—	2	2	—	0,2	3,4	—	0,7	1,3	—
Известняки	1,6	2,5	0,7	30	6,5	1	1,2	2,5	2	—	10	—	2	2	4

Породы	Zr			Sr			Ba			Rb		
	S	D	C	S	D	C	S	D	C	S	D	C
Песчаники	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
Глинистые алевролиты и аргиллиты	1	0,9	0,8	0,1	0,5	0,1	1	0,03	1	2	3	3,5
Мергели	0,8	1,6	—	4	1	—	—	0,02	—	—	4	—
Известняки	0,3	0,5	0,8	228	12,5	100	6	3,8	80	1,2	2,5	1,0

ся только в карбоне (относительная концентрация 80) и для свинца в силуре (30).

Причиной подобного распределения элементов в породах трех систем, по-видимому, является как формирование отложений в пределах структурно неоднородного межгорного прогиба и связанные с этим ограниченные возможности общей дифференциации материала, так и состав терригенных пород, преимущественно близкий к полимиктовому. Сказался также относительно небольшой диапазон изменений климатических условий. Вместе с тем по масштабам суммарного «пелагического» сдвига, размеры которого можно условно выразить суммой величин относительных концентраций элементов в известняках<sup>1</sup>, отложения силура, девона и карбона не однотипны. Именно в этом показателе наиболее ощутимо отразились своеобразные условия седиментации упомянутых эпох. В силуре при преобладании морских условий, более гумидном климате и несколько лучших возможностях дифференциации произошел относительно наибольший (63) «пелагический» сдвиг элементов (фиг. 4), в то время как в девоне и карбоне контрастность в смещении концентраций последовательно снижается до 50,6 и 44,9. Отложения карбона отличаются наиболее сглаженным распределением элементов, обязанным как низкой степени дифференциации полимиктового мате-

<sup>1</sup> Стронций и барий при подсчете не учитывались ввиду anomalно высоких значений относительных концентраций, искажающих общую картину.

Таблица 2

Примеры отношений пар элементов в среднем палеозое Тувы

Система	Cu : Ga				Ti : Zr				Mn : Cu			
	песчаники	аргиллиты и глинистые алевролиты	известняки	суммарное отношение	песчаники	аргиллиты и глинистые алевролиты	известняки	суммарное отношение	песчаники	аргиллиты и глинистые алевролиты	известняки	суммарное отношение
S	3	3	5	11	80	125	500	705	53,3	50	330	433,3
D	2,5	2,7	2	7,2	32,2	50	150	232,2	43,3	22,5	300	365,8
C	2	1	4	7,0	36,7	60	60	156,7	50	15	500	565

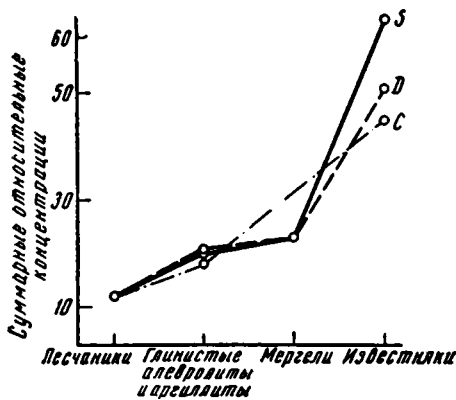
  

Система	Mn : V				Ni : Co				Sr : Ba			
	песчаники	аргиллиты и глинистые алевролиты	известняки	суммарное отношение	песчаники	аргиллиты и глинистые алевролиты	известняки	суммарное отношение	песчаники	аргиллиты и глинистые алевролиты	известняки	суммарное отношение
S	40	25	660	725	5	4	5	14	0,5	0,1	19	19,6
D	34	13	150	197	5	2,9	0,9	88	0,3	4	0,9	5,2
C	25	3,7	*	—	3,3	3,3	*	—	1	0,1	1,2	2,3

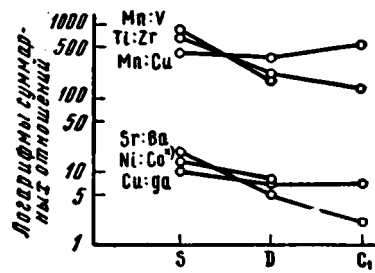
\* V и Co в известняках карбона показывают лишь следы.

риала, так и наличию в отложениях значительного количества вулканического пепла дальнего приноса.

2. На фоне заметной пестроты отношений пар элементов по профилю пород и разрезу (примеры см. табл. 2) проступает тенденция к упорядоченности, выраженная в преимущественном росте значений отношений в сторону известняков — в профиле пород и в направлении от карбона к силуру — в разрезе (фиг. 5); последняя особенность наиболее



Фиг. 4. Суммарные относительные концентрации элементов в породах силура, девона и нижнего карбона



Фиг. 5. Суммарные соотношения пар элементов в среднем палеозое Тувы

более рельефно выражена при оперировании суммарными величинами отношений для трех главных типов пород (песчаники, аргиллиты, известняки). Этим еще раз подчеркивается своеобразие условий накопления силурийской толщи относительно более молодых отложений. Высокое значение отношения Sr : Ba в известняках силура подтверждает его максимальную мористость.

Данные табл. 2 указывают также на возможность использования величин отношений пар элементов в корреляционных целях. В частности, перспективны в этом направлении отношения Sr:Ba для карбонатных пород, Ti:Zr и Mn:V для всех типов пород, Mn:Cu для аргиллитов и глинистых алевролитов.

3. В процессе формирования эффузивно-осадочной толщи нижнего девона и нижних горизонтов эйфеля в собственно осадочных породах сравнительно с вулканогенными снижается содержание большинства элементов — V, Ni, Rb, Ti, Co, Cr, Ga, Zn, Cu, Zr, P, причем вообще ни один из элементов не дает специфических повышенных концентраций, что обусловлено почти исключительно континентальным характером излияний, благоприятствовавшим общему рассеянию вещества, а также значительной сухостью изливавшихся лав. Несколько повышенные содержания отмечаются лишь у Mn, Sr, Ba и Pb.

Вулканическая деятельность в девоне вместе с тем оказала ощутимое влияние на характер распределения элементов в главных типах пород (песчаники, аргиллиты, известняки) трех систем: из 14 элементов (без фосфора) десять дают повышенные суммарные средние содержания именно в девоне, три (Ti, Mn, Sr) — в силуре, и лишь один (Rb) — в карбоне.

Таблица 3

Распространение элементов с максимальными средними содержаниями в породах девона Тувы

Породы	Ti	Mn	Sr	Zr	Ba	P	V	Ni	Co	Cr	Rb	Ga	Zn	Cu	Pb
	10 <sup>-1</sup> %		10 <sup>-2</sup> %					10 <sup>-3</sup> %							
Карбонатные конкреции		5													
Известняки			2												4
Аргиллиты													5	4	
Песчаники и алевролиты					3										
Туфы пепловые															
Туффиты							3	6			4				
Туфы литокластические															
Основные и близкие к ним средние эффузивы	7					2,4			2	7		2	5	4	
Кислые эффузивы и порфиры				1,7								4	2	4	

Из приведенных в табл. 3 данных для всей толщи девона следует, что большинство элементов показывает высшие средние содержания в вулканических породах; эта особенность остается неизменной и при сравнении с породами силура и нижнего карбона. Среди вулканогенных пород в свою очередь большая часть элементов с высшими средними содержаниями распространена в основных эффузивах диабазового типа (Ti, Co, Cr, P, Zn), меньшая — в кислых (Zr, Pb) и в литокластических туфах (V, Ni); Cu и Ga дают равные содержания в обоих типах эффузивов, Rb — в кислых эффузивах и литокластических туфах. Пепловые туфы отличаются минимальным содержанием почти всех элементов. В ряду туфовых пород: литокластические туфы (преимущественно среднего состава) — туффиты — пепловые туфы — наблюдается неуклонное падение относительных средних концентраций элементов. Если суммарную величину последних принять в пепловых туфах за 14 (14 элементов, без фосфора), то в туффитах она составит 25,9, в литокластических туфах — 82,3. В данном идеальном ряде можно говорить об умеренно контрастном типе концентрации элементов, при котором относительная суммарная средняя концентрация в литокластических

туфах составляет 5,9. Кислые разности литокластических туфов обычно обеднены элементами сравнительно со средними и основными.

Низкое содержание многих элементов в пепловых туфах, возможно, является причиной формирования их за счет мельчайших осколков, недифференцированной и незатронутой гидротермальными и пневматолитическими изменениями лавы, изначально обычно не отличающейся концентрацией элементов.

Таблица 4

Группировка элементов по степени относительной концентрации \*

Системы	Коэффициенты относительной концентрации и элементы			
	до 2,0	2,1—5	5,1—10	>10
S	Zr, V, Rb, Ga, Cr, Cu, Ti		Ni, Ba, Co	Mn, Pb, Sr
D	Zr, V, Cu	Rb, Ga, Cr, Ti, Ni, Ba, Co	Pb	Mn, Sr
C <sub>1</sub>	Zr, Cr, Co, Rb, Pb, Ti, V, Ni, Ga	Cu		Mn, Ba, Sr

\* В пределах интервалов элементы располагаются в порядке возрастающей относительной концентрации.

4. В табл. 4 сведены данные, касающиеся степени концентрации элементов в известняках (для карбона — в аргиллитах) относительно песчаных пород и дающие представление о степени геохимической подвижности элементов в породах среднего палеозоя. Для силура и девона можно говорить об аналогичном ряде геохимической подвижности, имеющем вид: Zr → V → (Rb, Ga, Cr) → Cu → Ti → (Ni, Ba, Co) → Pb → Mn → Sr. Нижний карбон дает менее определенную картину, отличную от силура и девона, что связано, вероятно, с более сглаженным профилем распространения элементов и отчасти с искажающим влиянием стекловатой пирокластики; однако и здесь ряд завершается наиболее подвижными Mn и Sr, а также сместившимися вправо Ba.

5. Рассматриваемым отложениям свойственна общая сравнительно низкая степень абсолютной концентрации элементов (табл. 5). Из 15 элементов 7 (Co, Ni, Cr, Cu, Rb, Zr и P) ни в одном из типов пород не дают средних содержаний выше кларковых; коэффициенты концентрации прочих элементов относительно из кларка колеблются в пределах 1,2—3,8 и лишь у марганца достигают 8,9. Значительное число элементов обладает пониженной концентрацией по сравнению с их средними содержаниями в соответствующих типах осадочных пород. В силурийских отложениях средние концентрации выше кларка дают только стронций и марганец, причем первый — в известняках, второй — в терригенных и карбонатных породах; в девоне и нижнем карбоне число таких элементов возрастает до восьми (сказывается влияние девонского вулканизма) и одновременно значительно расширяется круг пород с повышенными средними концентрациями. Характерен близкий общий уровень максимальной концентрации элементов в девоне и нижнем карбоне и даже более высокая концентрация ряда элементов (Sr, Ba, Pb, Mn) в карбоне, причину чего, возможно, следует видеть в реликтовом характере бассейна седиментации, унаследованном от силура и девона и прекратившем свое существование в каменноугольное время.

Таблица 5

## Концентрация элементов в породах среднего палеозоя

Элементы	Породы, в которых элементы дают кларк овые и более высокие средние содержания			Высшие средние содержания, %			Кларк элементов	Коэффициенты концентрации относительно кларка в породах среднего палеозоя			Средние содержания элементов в осадочных породах земной коры (по К. Turekian, 1961)		
	S	D	C <sub>1</sub>	S	D	C <sub>1</sub>		S	D	C <sub>1</sub>	глины	песчаники	карбонатные породы
Ti	Аргиллиты	Основные эффузивы	—	0,5	0,7		0,50	1	1,4		0,46	0,15	0,04
Mn	Песчаники, аргиллиты, известняки доломиты, мергели, конкреции	Песчаники, аргиллиты, известняки, мергели, литокластические туфы, основные эффузивы, конкреции	Песчаники, известняки, конкреции *	0,8	0,5	0,7	0,09	8,9	5,5	7,8	0,085	?	0,11
V		Основные эффузивы, литокластические туфы		—	0,03		0,016		1,9		0,013	0,002	0,002
Pb		Песчаники, литокластические туфы, известняки	Песчаники, аргиллиты, туффиты, конкреции, пепловые туфы	—	0,004	0,006	0,0016	—	2,5	3,8	0,002	7·10 <sup>-4</sup>	9·10 <sup>-4</sup>
Ga		Аргиллиты, основные эффузивы, кислые эффузивы	Аргиллиты	—	0,002	0,002	0,0015	—	1,3	1,3	19·10 <sup>-4</sup>	12·10 <sup>-4</sup>	4·10 <sup>-4</sup>
Zn		Аргиллиты, основные эффузивы	Аргиллиты	—	0,005	0,006	0,005	—	1,0	1,2	95·10 <sup>-4</sup>	16·10 <sup>-4</sup>	20·10 <sup>-4</sup>
Sr	Известняки		Туффиты, конкреции известняки	0,057	—	0,10	0,035	1,6	—	2,9	0,03	0,002	0,061
Ba			Известняки, конкреции	—	—	0,12	0,064	—	—	1,9	0,058	?	0,001

\* Подчеркнуты породы с высшими средними содержаниями.

Изложенные материалы свидетельствуют о принципиально однотипном профиле распределения рассеянных элементов в среднем палеозое Тувинского прогиба и принадлежности его к упорядоченному сглаженному типу, что в значительной мере обусловлено ограниченными возможностями общей дифференциации материала и пестрым минеральным составом отложений.

Вместе с тем породы силура, девона и нижнего карбона различаются масштабами суммарного «пелагического» сдвига элементов; он максимален в наиболее мористых силурийских и минимален в нижнекаменноугольных отложениях как значительно более континентальных. Соответствующие тенденции наблюдаются также в отношениях пар элементов, причем их значения могут быть использованы в корреляционных целях. Относительно небольшой «пелагический» сдвиг в преимущественно морских силурийских породах сравнительно со значительно более континентальными девонскими и нижнекаменноугольными объясняется изрезанной береговой линией бассейна и наличием в его пределах островов, сильно осложнявших дифференциацию вещества.

Девонский вулканизм не привел к существенному обогащению рассеянными элементами осадочных пород, хотя его прямые продукты (основные, средние и кислые эффузивы, пирокластиты) и отличаются повышенным содержанием многих элементов; причиной этого являются континентальный характер излияний лав, их значительная сухость и сильное разубоживание терригенным материалом. В ряду пирокластических пород: литокластические туфы — туффиты — пепловые туфы — устанавливается умеренно контрастный тип распределения элементов со средней величиной относительной концентрации у литокластических туфов около 6.

Для среднепалеозойских пород (нижний карбон — условно) можно говорить об аналогичном ряде геохимической подвижности элементов:  $Zr \rightarrow V \rightarrow (Rb, Ga, Cr) \rightarrow Cu \rightarrow Ti \rightarrow (Ni, Ba, Co) \rightarrow Rb \rightarrow Mn \rightarrow Sr$ . Характерна общая относительно низкая концентрация элементов, половина из которых дает содержания ниже кларковых; высшей концентрацией в целом ряде пород обладают Mn, Pb и Sr.

Приведенные данные свидетельствуют о полной применимости разработанных на примере гумидных зон основных законов распределения рассеянных содержаний элементов, установленных Н. М. Страховым (1960), также к отложениям аридных и семиаридных зон, в том числе вулканогенно-осадочным.

Предпринятую попытку сравнения смежных толщ среднего палеозоя Тувинского прогиба можно рассматривать как основу для дальнейших более детальных исследований генетически различных осадочных комплексов.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Виноградов А. П. Геохимия редких и рассеянных элементов в почвах. Изд. АН СССР, 1950.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. II. Изд. АН СССР, 1960.
- Холодов С. Н. Некоторые вопросы поведения редких и рассеянных элементов в осадочном процессе. Тр. Ин-та геол. рудн. месторожд., петрогр., минералогии и геохимии АН СССР, т. 2, 1959.
- Turekian K., Wedepohl K. Distribution of the elements in some major units of the earth's crust. Bull. Geol. Soc. America, v. 72, No. 2, 1961.



## **К ВОПРОСУ О ПАРАГЕНЕЗИСЕ ТИТАНА И АЛЮМИНИЯ В КОРЕ ВЫВЕТРИВАНИЯ УЛЬТРАБАЗИТОВ СРЕДНЕГО ПРИДНЕПРОВЬЯ**

**А. Д. ДОДАТКО**

Рассматривается изменение содержания титана и алюминия в коре выветривания платформенных и геосинклинальных ультрабазитов Среднего Приднепровья. Показана количественная зависимость содержания титана от количества глинозема. В верхней зоне коры выветривания соотношения двуокиси титана и глинозема близки к наблюдаемым в бокситах, глинах и коре выветривания других районов, что указывает на формирование этих соотношений уже в коре выветривания и сохранение их в дальнейшем.

В последнее время в периодической литературе значительно возрос интерес к титану, его связи с глиноземом при осадкообразовании и значении для познания генезиса бокситовых месторождений. Большое число исследователей (Виноградов, 1957; Страхов, 1962; Бушинский, 1963; Лисицина и Пастухова, 1963 и др.) отмечают, что титан при осадкообразовании является химически слабоподвижным элементом и переносится преимущественно в виде механических взвесей и в коллоидных растворах совместно с алюминием. Этими же исследователями допускается незначительный перенос его в истинных растворах в сильно кислой среде. Постоянная связь и количественная зависимость  $TiO_2$  и  $Al_2O_3$  в глинах, бокситах и других породах унаследуются из коры выветривания, где они накапливаются в примерно равной степени (Страхов, 1962).

Другие исследователи (Григорьев, 1963; Долгов, 1963; Тюрин, 1963 и др.) допускают большую химическую подвижность титана в коре выветривания и при осадкообразовании. При этом В. Н. Григорьев (1963) высказывает предположение, что только при химическом переносе сохраняется коррелятивная зависимость между  $TiO_2$  и  $Al_2O_3$ . При механическом переносе указанных компонентов коррелятивная зависимость не сохраняется. По мнению Б. А. Тюрина (1963), из коры выветривания при определенных условиях (рН 2,5—4) в значительных количествах в ионных растворах выносятся Ti, Al, Fe и другие элементы. Стекая по поверхности или дренируясь в краевой части водоемов, растворы нейтрализуются и разгружаются от рудных компонентов по мере изменения величины рН. Так как рН выпадения из растворов у титана и алюминия разные, то здесь происходит их разделение, что и отмечается Б. А. Тюриным в месторождениях бокситов Амангельдинского района. Таким образом, совершенно отчетливо намечаются две точки зрения на поведение титана в коре выветривания: 1) титан накапливается в коре выветривания и поступает в осадочные породы механическим путем совместно с глиноземом и 2) титан интенсивно выносится из коры выветривания в виде ионных растворов и растворов металлоорганических соединений и поступает в осадочные породы (в том числе и в бокситы) отдельно от глинозема.

В связи со сказанным могут представлять интерес проведенные в последнее время исследования по геохимии титана и алюминия в коре выветривания ультрабазитов Среднего Приднепровья.

По данным И. С. Усенко (1962), М. И. Веригина (1964) и других, в пределах Среднего Приднепровья распространены ультрабазиты двух типов — платформенные (в районе Северного Криворожья) и геосинклинальные (в Сурском районе). Указанные ультрабазиты различаются не только по структурному положению и генезису, но и по содержанию некоторых элементов (табл. 1).

Кора выветривания на ультрабазитах указанных районов имеет неодинаковое строение (Литвиненко и др., 1963). В Северо-Криворожском районе в ней выделяются (снизу вверх): 1) зона выщелоченных пород, 2) зона гидрохлорито-нонтронитовых пород, 3) зона каолинито-гидрогетитовых пород и 4) зона гиббсито-гидрогетитовых (бокситовидных) пород. На ультрабазитах Сурского района выделяются зоны: 1) выщелоченных (окремненных и карбонатизированных) пород; 2) гидрохлорито-магнетито-гидрогетитовых пород; 3) каолинито-гидрогетитовых пород и 4) гиббсито-гидрогетитовых (бокситовых) пород.

При гипергенном изменении пород и образовании коры выветривания происходит значительное перераспределение элементов. Щелочи и щелочные земли выносятся почти полностью, в значительном количестве выносятся также кремнезем. Железо, алюминий, титан и некоторые другие элементы накапливаются в коре выветривания до промышленных концентраций или же при размыве коры служат исходным материалом для образования осадочных месторождений.

Приведенные в табл. 2 данные свидетельствуют о значительном накоплении железа, алюминия и титана в коре выветривания по сравнению с исходными породами. При этом устанавливается, что максимальные концентрации их происходят в разных зонах. Наибольшее содержание железа отмечается в зонах гидрохлорито-магнетито-гидрогетитовых и каолинито-гидрогетитовых пород, алюминия и титана — в зоне гиббсито-гидрогетитовых (бокситовидных) пород. Сопоставление коэффициентов и кларков концентрации<sup>1</sup> по разным зонам показывает, что железо в коре выветривания при определенных условиях значительно мигрирует. Несложный расчет позволяет утверждать, что примерно 25% его от валового содержания мигрирует из верхних зон коры выветривания в нижние. Однако вынос железа за пределы коры выветривания ультрабазитов не наблюдается. Титан и алюминий в коре выветривания ведут себя по-другому. Коэффициенты концентрации их непрерывно возрастают, достигая максимальных значений в зоне гиббсито-гидрогетитовых (бокситовидных) пород. Сказанное наглядно иллюстрируется фиг. 1, где по отдельным скважинам из разных массивов показано изменение содержания указанных элементов в профиле коры выветривания.

<sup>1</sup> Указанные термины приняты в понимании Н. М. Страхова (1952).

Таблица 1

Среднее содержание железа, глинозема и двуокиси титана в ультрабазитах Среднего Приднепровья

Наименование массива	Содержание, %			Количество анализов
	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	TiO <sub>2</sub>	
Северо-Криворожская группа				
Девладовский	11,60	5,12	0,35	17
Терновский	11,36	2,34	0,18	13
Красноярский	10,72	4,47	0,36	2
Сурская группа				
Карнауховский	8,12	1,12	0,034	26
Николаевский	8,25	0,84	0,05	5

\* Все железо пересчитано на Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>

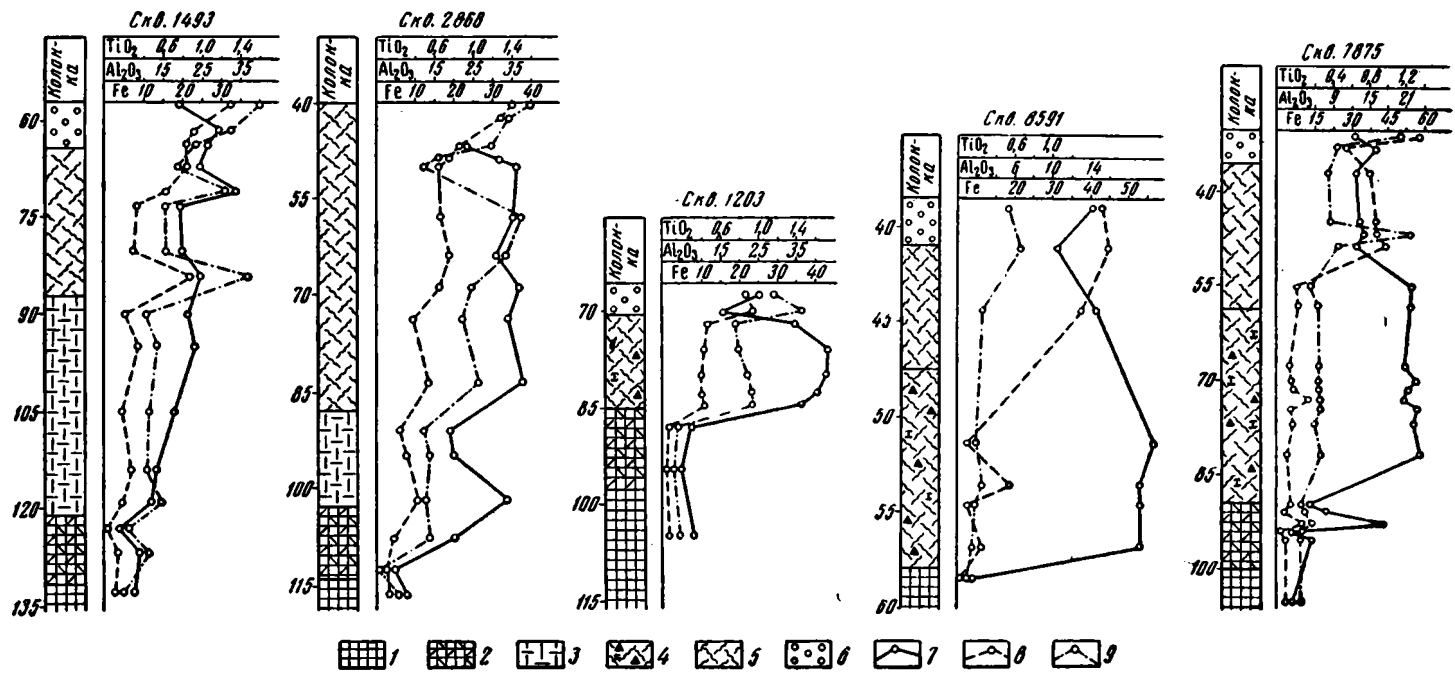
Таблица 2

**Концентрация железа, алюминия и титана в коре выветривания ультрабазитов  
Среднего Приднепровья**

Наименование пород	Содержание, %			Коэффициент концентрации			Кларк концентрации *			Количество анализов
	Fe	Al	Ti	Fe	Al	Ti	Fe	Al	Ti	
<b>Девладовский массив</b>										
Гиббсито-гидрогетитовые (бокситовидные) породы	28,20	10,70	0,75	3,46	3,88	3,75	6,1	1,32	1,71	5
Каолинито-гидрогетитовые породы	35,90	7,73	0,62	4,40	2,80	3,10	7,72	0,95	1,41	59
Гидрохлорито-нонtronитовые породы	19,42	4,80	0,40	2,38	1,74	2,0	3,90	0,59	0,91	89
Выщелоченные перидотиты	7,43	1,83	0,16	0,91	0,66	0,80	1,60	0,22	0,36	14
Перидотиты	8,16	2,76	0,20	—	—	—	1,75	0,34	0,45	17
<b>Красноярский массив</b>										
Каолинито-гидрогетитовые породы	33,70	7,15	0,56	4,46	3,03	2,60	7,25	0,88	1,27	9
Гидрохлорито-нонtronитовые породы	19,45	4,05	0,35	2,58	1,72	1,62	4,18	0,5	0,8	16
Выщелоченные перидотиты	12,85	2,35	0,17	1,70	0,99	0,8	2,76	0,29	0,39	5
Перидотиты	7,55	2,36	0,216	—	—	—	1,62	0,29	0,49	2
<b>Терновский массив</b>										
Гиббсито-гидрогетитовые (бокситовидные) породы	31,8	9,75	0,635	3,97	7,90	5,88	6,84	1,20	1,44	8
Каолинито-гидрогетитовые породы	37,99	6,05	0,545	4,74	4,90	5,05	8,17	0,75	1,24	26
Гидрохлорито-нонtronитовые породы	23,7	4,40	0,42	2,96	3,58	3,9	5,1	0,54	0,95	13
Выщелоченные перидотиты	9,73	1,62	0,09	1,20	1,32	0,83	2,10	0,20	0,20	7
Серпентинизированные перидотиты	8,01	1,23	0,108	—	—	—	1,73	0,15	0,24	13
<b>Карнауховский массив</b>										
Гиббсито-гидрогетитовые (бокситовидные) породы	32,35	10,95	0,54	5,68	18,25	27,0	6,95	1,35	1,22	21
Каолинито-гидрогетитовые породы	36,33	3,53	0,15	6,37	5,9	7,5	7,80	0,43	0,34	113
Гидрохлорито-магнетито-гидрогетитовые породы	49,91	2,10	0,10	8,74	3,50	5,0	10,73	0,26	0,23	46
Выщелоченные серпентиниты	12,96	1,58	0,047	2,27	2,64	2,35	2,80	0,19	0,1	58
Серпентиниты	5,71	0,60	0,02	—	—	—	1,23	0,07	0,04	26
<b>Николаевский массив</b>										
Гиббсито-гидрогетитовые (бокситовидные) породы	34,13	9,05	0,86	5,9	20,6	28,7	7,35	1,12	1,96	9
Каолинито-гидрогетитовые породы	32,66	7,23	0,31	5,64	16,4	10,3	7,03	0,89	0,70	11
Гидрохлорито-магнетито-гидрогетитовые породы	52,98	2,44	0,19	9,12	5,50	6,30	11,4	0,3	0,43	14
Выщелоченные породы	14,95	1,73	0,09	2,58	3,93	3,0	3,22	0,21	0,2	9
Оталькованные серпентиниты	5,80	0,44	0,03	—	—	—	1,25	0,05	0,06	5

\* Для вычисления кларков концентрации использованы кларки в земной коре по А. П. Виноградову (1956).

Из литературных данных (Бушинский, 1963) известно, что существуют три основные минеральные формы титана: 1) в виде сравнительно крупных зерен, способных накапливаться в россыпях, 2) в виде очень мелких кристалликов, способных легко переноситься во взвесах, и 3) в



Фиг. 1. Изменение содержания железа, глинозема и двуокиси титана в коре выветривания ультрабазитов Среднего Приднепровья. 1 — невыветренные ультрабазиты, 2 — выщелоченные породы, 3 — гидрохлорито-нонтронировые породы, 4 — гидрохлорито-магнетито-гидрогетитовые породы, 5 — каолинито-гидрогетитовые породы, 6 — гибсито-гидрогетитовые (бокситовидные) породы, 7 — кривая изменения содержания железа, 8 — кривая изменения содержания глинозема, 9 — кривая изменения содержания двуокиси титана

Таблица 3

Изменение содержания  $Al_2O_3$  и  $TiO_2$  в коре выветривания ультрабазитов Среднего Приднепровья

№ п/п	Северо-Криворожский район										Сурский район				
	наименование породы		$Al_2O_3$			$TiO_2$			наименование породы		$Al_2O_3$			$TiO_2$	
			от	до	среди.	от	до	среди.			от	до	среди.		
1	Невыветренные ультрабазиты	1,23	12,45	3,93	0,09	0,51	0,28	1	Невыветренные ультрабазиты	Сл.	1,92	1,07	Сл.	0,11	0,033
2	Выщелоченные породы	1,52	4,25	3,60	0,16	0,32	0,23	2	Выщелоченные породы	0,13	9,03	3,02	Сл.	0,32	0,087
3	Гидрохлорито-нонтро-нитовые породы	4,64	15,34	8,78	0,33	1,29	0,66	3	Гидрохлорито-магнетитогидрогетитовые породы	0,63	13,01	4,13	0,06	0,74	0,25
4	Каолинито-гидрогетитовые породы	6,0	15,81	13,62	0,65	1,30	0,98	4	Каолинито-гидрогетитовые породы	0,86	19,28	8,15	0,12	1,25	0,29
5	Гиббсито-гидрогетитовые (бокситовидные) породы	15,06	32,54	19,16	0,92	1,60	1,15	5	Гиббсито-гидрогетитовые (бокситовидные) породы	12,93	30,97	19,56	0,52	1,76	1,06

виде изоморфной примеси в других минералах. Последние две формы, по мнению Г. И. Бушинского, преобладают и обуславливают то количество титана, которое наблюдается в глинах, бокситах и других осадочных породах (исключая россыпные месторождения).

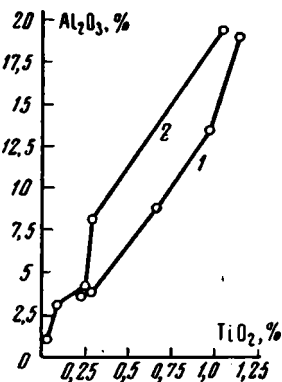
В ультрабазитах Среднего Приднепровья преобладает, по-видимому, третья минеральная форма титана. По данным М. Б. Славутского и Е. С. Шалыт (1961), в ультрабазитах Девладовского массива встречаются в очень небольшом количестве ильменит и титаномагнетит, другие минералы не отмечаются. В коре выветривания отмечается присутствие рутила, иногда лейкоксена и ильменита (Литвиненко и др., 1962). На крупных чешуйках гидрохлоритов иногда наблюдается выделение решетчатой разновидности рутила — сагенита. Вероятно, большая часть титана находится в изоморфной примеси в породообразующих минералах невыветренных пород, а при их разрушении он сорбируется минералами коры выветривания, преимущественно галлуазитом, каолинитом и гиббситом, и входит также в состав гидроокислов железа, гипергенного магнетита и др.

Алюминий в ультрабазитах входит в состав хлоритов, пироксенов и амфиболов, при разрушении которых он освобождается, вступает во взаимодействие с кремнеземом и образует галлуазит и каолинит, частично же накапливается в свободном состоянии в виде гиббсита. В верхних горизонтах коры выветривания происходит также образование гиббсита при разложении галлуазита и каолинита (Куковский, 1961). Средние данные по содержанию  $Al_2O_3$  и  $TiO_2$  и пределы их колебаний в разных зонах коры выветривания приведены в табл. 3. Как видно из таблицы, в коре выветривания ультрабазитов наблюдается увеличение содержания  $Al_2O_3$  и  $TiO_2$ , максимальное количество их приурочивается к зоне гиббсито-гидрогетитовых (бокситовидных) по-

род. В этой зоне широко распространен свободный глинозем в виде гиббсита. Данные табл. 3, а также фиг. 2 показывают, что во всех зонах рассматриваемой коры выветривания наблюдается отчетливая зависимость содержания титана от алюминия. Такая же зависимость отмечается К. Н. Трубиной (1963) в коре выветривания основных пород эффузивного комплекса Ветреного пояса Балтийского щита.

Вычисление отношений  $Al_2O_3:TiO_2$  и  $TiO_2:Al_2O_3$ , приведенных в табл. 4, показывает, что в гиббсито-гидрогетитовых (бокситовидных) породах эти отношения очень близки к полученным Г. И. Бушинским (1963) для пород Тихвинского бокситоносного района и К. Н. Трубиной (1963) для коры выветривания пород указанного выше комплекса.

В породах других зон указанные отношения ведут себя по-разному. В коре выветривания платформенных ультрабазитов отношения изменяются незначительно и сравнительно близки к таковым в исходных породах. В породах коры выветривания геосинклинальных ультрабазитов отношения испытывают значительные изменения. Обусловлено это, вероятно, тем, что геосинклинальные ультрабазиты имеют более сложное строение по сравнению с платформенными. По наблюдениям З. И. Танатар-Бараш, Г. Н. Романенко и других, они испытали первичную дифференциацию, многократно подвергались гидротермальной переработке, связанной с эпимагматическими процессами и влиянием гранитных интрузий. Все это наложило отпечаток на распределение рассматриваемых элементов в исходных породах, а затем сказывалось и при образовании коры выветривания.



Фиг. 2. Взаимозависимость распределения  $TiO_2$  и  $Al_2O_3$  в разных зонах коры выветривания ультрабазитов Среднего Приднепровья.

1 — в коре выветривания платформенных ультрабазитов (по 281 анализу), 2 — в коре выветривания геосинклинальных ультрабазитов (по 326 анализам)

Таблица 4

Изменение отношений  $Al_2O_3:TiO_2$  и  $TiO_2:Al_2O_3$  в коре выветривания ультрабазитов Среднего Приднепровья (наименование пород см. в табл. 3 под соответствующим порядковым номером)

Северо-Криворожский район			Сурский район		
№ п/п	$Al_2O_3:TiO_2$	$TiO_2:Al_2O_3$	№ п/п	$Al_2O_3:TiO_2$	$TiO_2:Al_2O_3$
1	14,03	0,071	1	32,42	0,030
2	15,65	0,060	2	34,71	0,028
3	13,45	0,075	3	16,52	0,060
4	13,89	0,072	4	28,17	0,035
5	16,66	0,060	5	18,45	0,054

ния. Содержание глинозема в геосинклинальных ультрабазитах значительно ниже, чем в платформенных. Однако при латеритном выветривании в верхней зоне коры обоих типов ультрабазитов количество глинозема и  $TiO_2$  почти выравнивается, а соотношения их примерно равны между собой и очень близки к таковым в бокситах.

Имеющиеся у нас материалы не позволяют предполагать наличие в коре выветривания химической миграции титана и алюминия. Наобо-

рот, приведенные данные убедительно показывают, что в коре выветривания от нижних зон ее к верхним происходит повышение содержаний титана и алюминия. Причем, и для коры выветривания остается справедливым полученное Н. М. Страховым (1962) правило: содержания  $TiO_2$  изменяются параллельно с содержаниями  $Al_2O_3$ , одновременно увеличиваются, одновременно убывают.

При латеритном выветривании кристаллических пород в верхней зоне коры выветривания образуется определенное соотношение  $TiO_2$  и  $Al_2O_3$ , которое и сохраняется почти без изменения в последующей истории породы (размыве коры выветривания, переносе вещества и образовании осадка, его диагенезе и т. д.). При допущении химической миграции титана и алюминия соотношения их содержаний будут изменяться, чего не наблюдается ни в осадочных породах вообще, ни в бокситах в частности (Страхов, 1962, 1963).

#### ЛИТЕРАТУРА

- Бушинский Г. И. Титан в осадочном процессе. Литология и полезн. ископ., № 2, 1963.
- Веригін М. І. Ультрабазити правобережжя Середнього Придніпров'я та їх місце у формуванні докембрію. Геологічний ж., т. XXIV, вып. 1, 1964.
- Виноградов А. П. Закономерности распределения химических элементов в земной коре. Геохимия, № 1, 1956.
- Виноградов А. П. О причинах высокого содержания титана в бокситах. Изв. АН СССР, сер. геол., № 4, 1957.
- Григорьев В. Н. Характер соотношения двуокиси титана и глинозема в породах некоторых бокситовых месторождений СССР. Литология и полезн. ископ., № 2, 1963.
- Долгов Ф. Г. Титан и его минералы в зоне гипергенеза, как поисковые критерии титановых россыпей и месторождений бокситов на Юге Иркутского амфитеатра. Советская геология, № 6, 1963.
- Куковский Е. Г. Особенности минералообразования в коре выветривания основных и ультраосновных пород Украинского кристаллического массива. Докл. АН СССР, т. 139, № 1, 1961.
- Лисицyna Н. А. и Пастухова М. В. Соотношение двуокиси титана и глинозема в платформенных бокситах обломочного типа. Литология и полезн. ископ., № 2, 1963.
- Литвиненко А. У., Додатко А. Д., Хорошева Д. П. О некоторых особенностях коры выветривания на ультраосновных породах Среднего Приднепровья. Докл. АН СССР, т. 147, № 6, 1962.
- Литвиненко А. У., Додатко А. Д., Хорошева Д. П. Особенности строения, состав и полезные ископаемые коры выветривания на ультраосновных породах Среднего Приднепровья. В сб. «Кора выветривания», вып. 6. Изд. АН СССР, 1963.
- Славутский М. Б. и Шалыт Е. С. Минералогия коры выветривания Девладовского месторождения силикатных никелевых руд. В сб. «Вопросы минералогии осадочных образований», кн. 6. Изд. Львовск. ун-та, 1961.
- Страхов Н. М. Проблема распределения и накопления основных химических компонентов в осадках современных и древних водоемов. Совещ. по осадочным породам, вып. 1, Доклады. М., 1952.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. 2. Изд. АН СССР, 1962.
- Страхов Н. М. О значении титанового модуля для познания бокситов. Литология и полезн. ископ., № 2, 1963.
- Трубина К. Н. Парагенезис титана и алюминия в корях выветривания и продуктах их переотложения. Литология и полезн. ископ., № 2, 1963.
- Тюрин Б. А. Геохимические особенности распределения титана в бокситах и глинах Амангельдынского района и их генезис. В сб. «Кора выветривания», вып. 6. Изд. АН СССР, 1963.
- Усенко І. С. Розшукові критерії нікеленосних ультрабазитів Українського щита і деякі міркування щодо розшуків нікелевих родовищ, пов'язаних з основними породами. Геологічний ж., т. XXII, вып. 3, 1962.

УДК 553.661 : 551.736.1 (471.505)

## **КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ**

### **САМОРОДНАЯ СЕРА В НИЖНЕПЕРМСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ СРЕДНЕГО ПРЕДУРАЛЬЯ**

*И. Э. ЗАЛКИНД, А. А. ОБОРИН*

Впервые самородная сера в Пермском Предуралье была описана В. А. Апродовым в кунгурских мергелях около Верхне-Чусовских Городков, где она встречена в виде псевдоморфоз по гипсу (Апродов, 1947).

Мелкая вкрапленность кристаллической самородной серы встречена в черных аргилитах дивьей свиты (артинский ярус) в районе Верхне-Чусовских Городков и в артинских органогенных известняках в скважине около курорта Ключи. Она часто наблюдалась нами в пластах пелитоморфных глинистых доломитов, залегающих среди толщи ангидритов иренского горизонта, и в пелитоморфных и оолитовых доломитах филипповского горизонта в скважинах, расположенных в меридиональной полосе вдоль восточного борта Русской платформы от широты р. Косьва на севере до широты пос. Чернушка на юге. В этой полосе региональное развитие имеет горизонт сероводородных сульфатно-кальциевых вод.

Наиболее значительные скопления самородной серы встречены в керне структурно-поисковых скважин на площади Аскульского месторождения нефти, расположенного на юге Пермской области в пределах северного окончания Куединского вала.

Сера здесь встречена в пяти скважинах, пройденных в сводовой части поднятия. Сероносные породы залегают на глубинах 320—360 м и гипсометрически расположены примерно на одном уровне, приурочиваясь к кровле артинских отложений в центре поднятия и к нижним частям разреза филипповских отложений — в более погруженных участках.

Серопроявления в артинских отложениях приурочены к кавернозным органогенно-обломочным доломитизированным известнякам желтовато-серого и светло-бурого цвета с включениями гипса и ангидрита. Участками известняка мелкокристаллические плотные с линзочками серых кремней и включениями битума. Породы имеют резкий запах сероводорода. Мощность сероносных пород в артинских отложениях довольно выдержанная — 17—20 м. Содержание серы в отдельных образцах составляет 20—24%.

В филипповских отложениях сера встречается в серых мелкокристаллических, пористых известняках, в мелкокавернозных доломитизированных известняках и светло-серых, крупнооолитовых доломитах с включениями гипса неправильной и реже линзовидной формы и линзочек голубовато-серого кремния. Так же как и артинские, сероносные породы имеют резкий запах сероводорода. Мощность сероносных пород непостоянна и колеблется от 7 до 39 м. Содержание серы по отдельным образцам до 18—12%.

В описываемых породах самородная сера встречается в виде прожилков, линзочек, скоплений неправильной формы и в виде мелкой вкрапленности, заполняя мелкие поры, каверны и трещины во вмещающих карбонатах. Мощность отдельных прожилков и линзочек, составляет от 0,1—0,3 до 1—1,5 см. Возможно наличие и более мощных прожилков, которые были разрушены в процессе бурения, так как выход керна в интервалах серопроявления составляет 65—85%. Сера мелкокристаллическая, бледно-желтого цвета. В наиболее крупных линзах и включениях сера образует крупнокристаллические агрегаты с кристаллами таблитчатого облика. Кристаллы серы лимонно-желтого и желтого цвета, часто с зеленоватым оттенком, прозрачные или полупрозрачные, просвечивающие в краях, с сильным алмазным блеском по плоскостям спайности. При сколе часто образуется раковистый излом с жирным отблеском.

Сера химически чистая (93—99%). Содержание битумов незначительное. Спектральным анализом в ней обнаружены бор, титан, ванадий, медь и марганец, содержание которых обусловлено, очевидно, наличием глинистых примесей. Селен, мышьяк и теллур не обнаружены. В артинских доломитизированных известняках среди включений серы



встречаются единичные кристаллы бесцветного водяно-прозрачного целестина призматического и столбчатого облика, размером 0,5—1 см.

Описываемые серопроявления, очевидно, эпигенетического генезиса и обязаны своим происхождением пластовым сульфатно-кальциевым водам, обогащенным сероводородом.

Дать исчерпывающую оценку серному рудопроявлению на Асюльской площади пока невозможно ввиду недостаточности фактического материала. Из 20 скважин, пройденных в сводовой части поднятия, только 8 бурились до кровли артинских отложений с отбором керна. Не исключена возможность наличия серопроявления и на больших глубинах. По имеющимся разрозненным материалам можно судить о довольно широком развитии здесь серного рудопроявления. Площадь сероносных пород прослежена в сводовой части структуры полосой меридионального простирания на расстоянии около 5 км при ширине 1,5 км. Неясны контуры серопроявления на западе и юге структуры.

Серопроявление на Асюльской площади относится к типу карбонатных серных руд типа Средневожских месторождений (Соколов, 1958) и говорит о возможности нахождения в Пермском Предуралье промышленных месторождений серы.

#### ЛИТЕРАТУРА

- А продов В. А. О псевдоморфозах серы по гипсу в кунгурских мергелях Верхне-Чусовских Городков. Докл. АН СССР, нов. сер., т. 58, № 9, 1947.  
Соколов А. С. Основные закономерности геологического строения и размещения осадочных месторождений самородной серы. Сов. геология, № 5, 1958.

Камский филиал Всесоюзного  
научно-исследовательского геологоразведочного  
нефтяного института (ВНИГРИ)

Дата поступления  
16.XII.1963

УДК 553.241.4 : 553.635(575.3)

### ОБ АУТИГЕННОМ ТУРМАЛИНЕ В ГАЛОГЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ

В. С. ПОПОВ

Аутигенный турмалин в каменной соли установлен впервые автором (Попов, Садыков, 1962) на месторождении Ходжа-Мумын в 1960 г. при изучении вещественного состава соляной толщи.

Геологическое строение месторождения Ходжа-Мумын описано во многих работах (Борнеман и др., 1935; Дзенс-Литовский и Бергман, 1935; Иванов и Левицкий, 1960). Большинство исследователей считает возраст соляной толщи этого месторождения верхнеюрским, а в структурном отношении рассматривают его как типичный соляной купол. Эту точку зрения разделяет и автор. В результате геологоразведочных работ, проведенных в 1960 г. Управлением геологии и охраны недр при Совете Министров Таджикской ССР, установлено, что в южной части месторождения толща каменной соли залегает на галечниках Кулябской свиты имеющей древнечетвертичный возраст. Это подтверждает правильность представлений Б. А. Борнемана (Борнеман и др., 1935) о грибообразной форме диапирового соляного купола Ходжа-Мумын и дает основание считать, что его формирование или окончательное становление происходило в конце древнечетвертичного времени.

Соляная толща месторождения имеет простой минеральный состав. Главным породообразующим минералом в каменной соли является галит; второстепенными — глинистые минералы, входящие в состав соляных глин, ангидрит, иногда гипс; часто, но в небольших количествах, встречаются доломит и кварц, единичные или в очень малом числе — магнезит, сильвин, турмалин (аксессуарный), гематит и полу-гидрат (?).

Турмалин в каменной соли встречается нередко, но в подавляющем большинстве случаев в очень небольшом количестве (аксессуарный). Единичные мелкие (до 0,1×0,01 мм) призматические идиоморфные кристаллы турмалина часто встречаются в соляной глине. Такие же мелкие кристаллики турмалина почти всегда встречаются в светло-коричневом минерале (в шлифах по оптическим свойствам близок к полу-гидрату), развивающемся по ангидриту и содержащему реликты ангидрита. Реже

едийничные кристаллы турмалина встречаются в самих зернах галита и вдоль трещинок в нем; иногда один кристалл турмалина находится в двух зернах галита.

Кристаллы турмалина имеют длиннопризматический облик и увенчаны на обоих концах гранями пирамиды. Размер кристаллов турмалина достигает  $0,2 \times 0,02$  мм. Удлинение турмалина отрицательное, погасание прямое. Минерал бледно окрашен или почти бесцветен. Окрашенные разности плеохроируют от бесцветного по Ne до бледно-зеленого по No. Показатели преломления минерала, замеренные в иммерсионных жидкостях, по No= $1,633 \pm 0,003$  и по Ne= $1,621 \pm 0,003$ ; No—Ne=0,012. По оптическим свойствам описываемый турмалин ближе всего подходит к эльбанту или дравиту (Винчелл А. и Винчелл Г., 1953). П. Д. Крайний (Крупин, 1946) при описании разновидностей аутигенного турмалина из Мичигана и Центральной Пенсильвании подчеркивает, что он, имея магнетный состав, характеризуется более низкими показателями преломления, чем чистые высокотемпературные дравиты, описанные в минералогической литературе.

Несколько позже, чем на месторождении Ходжа-Мумын, аутигенный турмалин был установлен нами и на других месторождениях каменной соли Южного Таджикистана (Ходжа-Сартис, Таналчи, Кунгурт, Нурек, Тутбулак), имеющих тождественную минерало-петрографическую характеристику. Таким образом, фактический материал свидетельствует о довольно широком его распространении. Мы полностью присоединяемся к мнению П. Д. Крайнина о том, что аутигенный турмалин не является минералогической редкостью.

Присутствие аутигенного турмалина в галите интересно не только с минералогической точки зрения; оно способствует пониманию геохимии бора в осадочном процессе. Проведенные нами исследования показывают, что содержание бора в каменной соли не превышает тысячных долей процента. Рациональным анализом установлено, что большая часть бора, содержащегося в каменной соли, находится в остатке, нерастворимом в 10%-ной соляной кислоте, главным образом в виде турмалина.

На основании имеющегося материала можно сделать вывод о том, что аутигенный турмалин образовался в солеродном бассейне при малых концентрациях бора в нем. В этой связи интересно отметить, что известны случаи, когда происходит кристаллизация улексита из вод при содержании в них всего 1—2 г/л (0,1—0,2%) окиси бора (устное сообщение А. Б. Габелко). В последнее время при изучении данбуритовой минерализации в верхнеюрских ангидритах Средней Азии нами установлено, что она является сингенетичной с вмещающими ее ангидритами. Приведенные примеры и ранее опубликованные данные по люнебургиту (Годлевский, Иванов, 1941; Яржемский, 1958 и др.) и сирлезиту (Лобанова, 1960) находятся в противоречии с представлениями Я. Г. Вант-Гоффа (1936), А. В. Николаева (1947) и М. Г. Вальяшко (1956) о выпадении солей бора в природных условиях только в последнюю стадию испарения морской воды, в эвтоническую стадию их концентрации. При благоприятных физико-химических условиях бор уходит из рапы солеродного бассейна даже в начальные стадии галогенеза. Накапливающийся новый материал полностью подтверждает сделанное ранее высказывание Я. Я. Яржемского (1958) о том, что «бор в солеродных бассейнах по сравнению с главными компонентами соленосных пород дает труднорастворимые в воде соли при ничтожных своих концентрациях». Именно на основании этого факта Я. Я. Яржемский пришел к правильному, с нашей точки зрения, выводу об обязательном привносе бора в солеродный бассейн как о неременном условии образования соленосных пород с высокой концентрацией этого элемента и о его первоисточнике.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Борнеман Б. А., Губин И. Е., Луппов Н. П., Овчинников С. К., Чихачев П. К. Соляные месторождения Юго-Западного Таджикистана. Тр. Тадж.—Памирск. экспед., вып. 24, 1935.
- В а л я ш к о М. Г. Геохимия месторождений калийных солей. В сб. «Вопросы геологии агрономических руд». Изд. АН СССР, 1956.
- В а н т - Г о ф ф Я. Г. Океанические соляные отложения. ОНТИ — Химтеорет, 1936.
- Винчелл А. Н., Винчелл Г. Оптическая минералогия. Изд. иностр. лит., 1953.
- Годлевский М. Н., Иванов А. А. Люнебургит из Стебниковского месторождения калийных солей. Докл. АН СССР, т. 32, № 5, 1941.
- Дзенс-Литовский А. И. и Бергман А. Г. Соляные куполы Юго-Западного Таджикистана. Тадж.—Памирск. эксп. 1934. Изд. АН СССР, 1935.
- Иванов А. А., Левицкий Ю. Ф. Геология галогенных отложений (формации). СССР. Тр. Всес. н.-и. геол. ин-та, т. 35, 1960.
- Лобанова В. В. Петрографическая характеристика соляной толщи поднятия Западный Азгир. Тр. Всес. н.-и. ин-та геологии, вып. 40, Петрография галогенных пород, 1960.
- Николаев А. В. Физико-химическое изучение природных боратов. Изд. АН СССР, 1947.

Попов В. С. и Садыков Т. С. Аутигенный турмалин из месторождения каменной соли Ходжа-Мумын. Докл. АН СССР, т. 145, № 5, 1962.

Яржемский Я. Я. Проблема поисков борного сырья в галогенных толщах СССР. Сов. геология, № 7, 1958.

Guyot P. D. The tourmaline group in sediments. J. Geol. v. 54, No. 2, 1946.

Среднеазиатский научно-исследовательский  
институт геологии и минерального сырья  
Ташкент

Дата поступления  
3.IX.1963

УДК 553.632 (477.60)

## О МИНЕРАЛОГИЧЕСКОМ СОСТАВЕ КАЛИЙНЫХ СОЛЕЙ В РАЙОНЕ СВЯТОГОРСКОГО ПОДНЯТИЯ (ДОНБАСС)

Ю. И. ГОНЧАРОВ

В последнее время появился ряд сообщений о находках калийных солей в соленосных отложениях северо-западных окраин Донецкого бассейна и Днепрово-Донецкой впадины (Левенштейн, 1961; Лапкин, 1961; Галицкий, 1963). Осенью 1963 г. одной из поисковых скважин треста «Артемгеология» в районе Святогорского поднятия были вскрыты калийные соли в разрезе краматорской свиты нижней перми. При минералого-петрографическом изучении зерна скважины, переданного нам трестом «Артемгеология», был обнаружен большой комплекс минералов, характерных для калийных месторождений. Эти находки тем интереснее, что в литературе отсутствуют данные по минералогии и петрографии калийных проявлений в этом районе.

Святогорское поднятие является составной частью в цепи куполовидных структур, протягивающихся вдоль северо-западной окраины Бахмутской котловины и образовавшихся на месте погружения северной ветви Донецкого складчатого сооружения.

По данным треста «Артемгеология», для района Святогорского поднятия характерен наиболее полный разрез соленосных отложений, включающий три свиты — никитовскую, артемовскую и краматорскую. Первые признаки лагунных условий проявились в этом районе в конце картамышского времени (свита медистых песчаников), о чем свидетельствует вскрытый здесь пласт ангидрита.

Краматорская свита, к которой приурочены все известные проявления калийных солей, сложена главным образом каменной солью, часто со значительной примесью алевропелитового материала. По данным М. Л. Левенштейна (1961), эта свита состоит на 62% из каменной соли, на 8% из ангидритов, на 27% из алевролитов и на 3% из песчаников. Значительная примесь терригенного материала свидетельствует о том, что формирование толщи происходило в условиях повышенной тектонической активности. В этом отношении рассматриваемые отложения очень сходны с миоценовыми отложениями Предкарпатья, включающими калийные залежи (Кореневский, 1953; Валяшко, 1962).

Рассматриваемое проявление калийных солей вскрыто на юго-западном погружении Святогорского поднятия в интервале глубин 577,0—671,0 м. Среди калийных минералов наиболее распространены сильвин и полигалит, реже встречаются лангбейнт, каннит, левеит, эпсомит, кизерит, карналлит.

Сильвин встречается в хорошо образованных кубических кристаллах размером до 2—3 см и сплошных зернистых массах. Цвет молочно-белый, реже желтоватый. Изотропен,  $N=1,490 \pm 0,002$ . Обычно ассоциирует с водяно-прозрачным крупнокристаллическим галитом. В верхней части разреза (фиг.) выделяются два горизонта солей общей мощностью 1,5 м, содержащих сильвин в количестве от 20 до 80% (в среднем около 50—60%). В интервале 663,2—671,0 м сильвин образует редкую вкрапленность, достигающая в небольших промежутках содержания 20—30%.

Полигалит в виде очень мелких шестоватых и пластинчатых кристаллов наблюдается только микроскопически в ассоциации с ангидритом. Выполняет обычно промежутки между зёрнами галита, реже наблюдаются включения в самом галите.  $N_g=1,567 \pm 0,002$ ,  $N_m=1,562 \pm 0,002$ ,  $N_p=1,547 \pm 0,002$ ;  $N_g-N_p \approx 0,020$ ; оптически положительный. В верхней части разреза выделяются две зоны каменной соли, залегающие

щие ниже и выше сильвинитового пласта общей мощностью более шести метров с содержанием полигалита 8—20%. В небольших количествах включения полигалита отмечаются в интервале 663,2—671,0 м в галите, содержащем сильвин.

**Лангбейнит.** Скопления медово-желтого лангбейнита с небольшой примесью галита выделяются в два маломощные пропластка мощностью 5—8 и 20 см, ограничивающих первый снизу сильвинитовый горизонт с крупными кристаллами и зёрнами (до 1—1,5 см) синего галита. Минерал изотропный,  $N = 1,535 \pm 0,002$ . В некоторых зёрнах ясно выражена анизотропия (двупреломление достигает 0,002). Встречается в тесной ассоциации с каинитом, левеитом, шенитом, эпсомитом. Лангбейнит является мало распространенным минералом и у нас в стране до этого был известен лишь в Прикарпатских калийных месторождениях (Лепешков, 1946; Лобанова, 1953).

**Каинит** образует скопления неправильной формы, развиваясь по лангбейниту и выполняя промежутки между кристаллами галита. Реже совместно с левеитом выполняет трещинки в этих минералах. Макроскопически белый, водяно-прозрачный.  $N_g = 1,516 \pm 0,002$ ,  $N_m = 1,505 \pm 0,002$ ,  $N_p = 1,490 \pm 0,002$ ;  $N_g - N_p = 0,026$ .  $2V \sim 80-85^\circ$ , оптически отрицательный. В более или менее значительных количествах (до 20—80%) встречается только в ассоциации с лангбейнитом. В единичных зёрнах каинит обнаружен в образце галита с глубины 583,0 м. В этом же образце в небольших количествах встречены ангидрит, сильвин, полигалит, кизерит.

**Левеит.** Устанавливается только микроскопически. Выполняет обычно трещинки и промежутки между зёрнами лангбейнита.  $N_o = 1,490 \pm 0,002$ ;  $N_e = 1,470 \pm 0,002$ ;  $N_o - N_e = 0,020$ . Погасание зерен, как правило, волнистое.

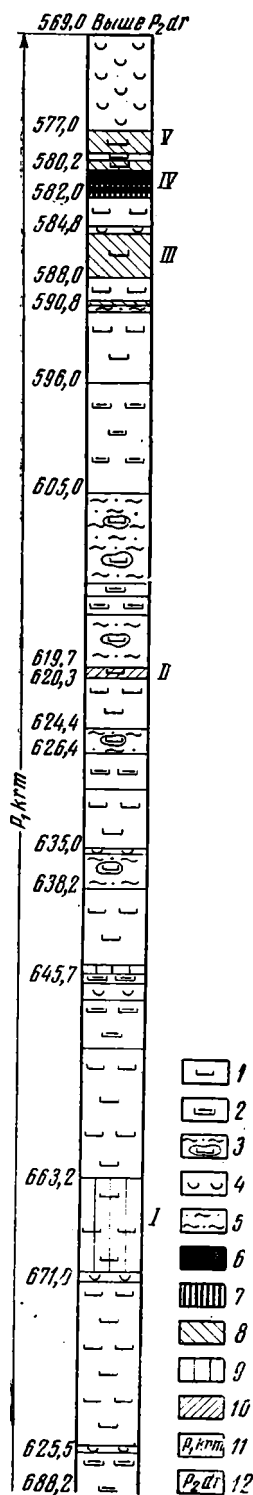
**Шенит (?)** развивается по лангбейниту, имеет низкое двупреломление (светло-серые тона интерференции),  $2V \sim 45-50^\circ$ , оптически положительный. Эти данные позволяют отнести минерал к шениту.

**Эпсомит.** Так же как шенит, развивается по лангбейниту. Образует прекрасно выраженные полисинтетические двойники.  $N_g = 1,459 \pm 0,002$ ;  $N_p = 1,435 \pm 0,002$ ;  $N_g - N_p = 0,024$ .  $N_m$  не определялось.

**Карналлит.** В виде редких неправильных включений размером до 1—3 мм обнаружен на глубине 620,0 м в образце галита.  $N_g = 1,494 \pm 0,002$ ;  $N_m = 1,474 \pm 0,002$ ,  $N_p = 1,466 \pm 0,002$ ;  $N_g - N_p = 0,028$ .  $2V \sim 70-75^\circ$ , оптически положительный. Галит, содержащий включения карналлита, содержит не менее 20% ангидрита, который образует пелитоморфные скопления, радиально-лучистые агрегаты и встречается в хорошо выраженных толстотаблитчатых формах.

**Кизерит.** Отдельные зерна встречены в иммерсионном препарате из образцов галита с глубины 583,6 и 586,7 м.  $N_g = 1,585 \pm 0,002$ ;  $N_m = 1,535 \pm 0,002$ ;  $N_p = 1,522 \pm 0,002$ ;  $N_g - N_p = 0,063$ . Помимо кизерита, в этих образцах обнаружены ангидрит, полигалит, сильвин и редкие зерна каинита.

Описанный выше комплекс минералов распределяется в разрезе краматорской свиты с определенной закономер-



Литографический разрез краматорской свиты по скв. 137 (составил Ю. И. Гончаров).

1 — каменная соль, 2 — каменная соль с примесью терригенного материала, 3 — засолоненный алевролит, 4 — ангидрит, 5 — алевролит, 6 — сильвинитовый горизонт (50—60% KCl), 7 — лангбейнит-каинитовая порода, 8 — галит с включениями полигалита (8—20%), 9 — галит с включениями сильвина (5—20%), 10 — галит с включениями карналлита, 11 — краматорская свита, 12 — дроновская свита; I—V — зоны содержащие калийные соли

ностью, позволяющей выделить следующие зоны (см. фиг.): I — первая сильвинитовая зона (интервал 663,2—671,0 м); II — зона галита с включениями карналлита (интервал 619,7—620,3 м); III — первая полигалитовая зона (интервал 585,2—588,0 м); IV — вторая сильвинитовая зона с маломощными прослоями сложных сульфатитных солей (лангбейнита и каинита) (интервал 582,0—580,2 м); V — вторая полигалитовая зона (интервал 577,0—580,2 м).

Характерной особенностью изученных отложений является широкое распространение синего галита почти во всех перечисленных зонах и горизонтах, окраска которого, как известно, объясняется искажением кристаллической решетки, возникающим, при восстановлении ионов натрия до атомарного состояния (Винокуров, 1968).

Установленный комплекс минералов, характерный для калийных месторождений, значительное их содержание и относительно небольшая глубина залегания калиеносных пород по сравнению с ранее известными их проявлениями (Левенштейн, 1961) открывают перспективы для поисков промышленных месторождений калийных солей на северо-западных окраинах Бахмутской котловины, подтверждая выдвинутые ранее прогнозы (Левенштейн, 1961; Лапкин, 1961) в отношении калиеносности северо-западных окраин Донбасса и Днепр-Донецкой впадины.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Валяшко М. Г. Закономерности формирования месторождений солей. Изд. Моск. ун-та, 1962.
- Галицкий И. В. Некоторые особенности строения и истории развития солянокупольных структур юго-восточной части Днепровско-Донецкой впадины. Геологичний ж., т. 23, вып. 3, 1963.
- Винокуров М. В. О синем галите из соликамских месторождений. Зап. Всес. минералог. о-ва, ч. 87, вып. 4, 1958.
- Корневский С. М. Геологические условия формирования неогеновых соляных залежей предгорьев Карпат. Докл. АН СССР, т. 88, № 6, 1953.
- Лапкин И. Ю. Нижняя пермь юга Русской платформы. В сб. «Материалы по геол. и газоносн. нижнепермских отлож. юга Русской платформы». Изд. Харьк. ун-та, 1961.
- Левенштейн М. Л. Новые данные о составе и строении нижнепермских отложений Донецкого бассейна. В сб. «Материалы по геол. и газоносн. нижнепермских отлож. юга Русской платформы». Изд. Харьк. ун-та, 1961.
- Лепешков И. Н. Калийные соли Волга — Эмбы и Прикарпатья. Изд. АН СССР, 1946.
- Лобанова В. В. О генезисе лангбейнита в прикарпатских калийных месторождениях. Докл. АН СССР, т. 88, № 1, 1954.

Институт минеральных ресурсов  
Симферополь

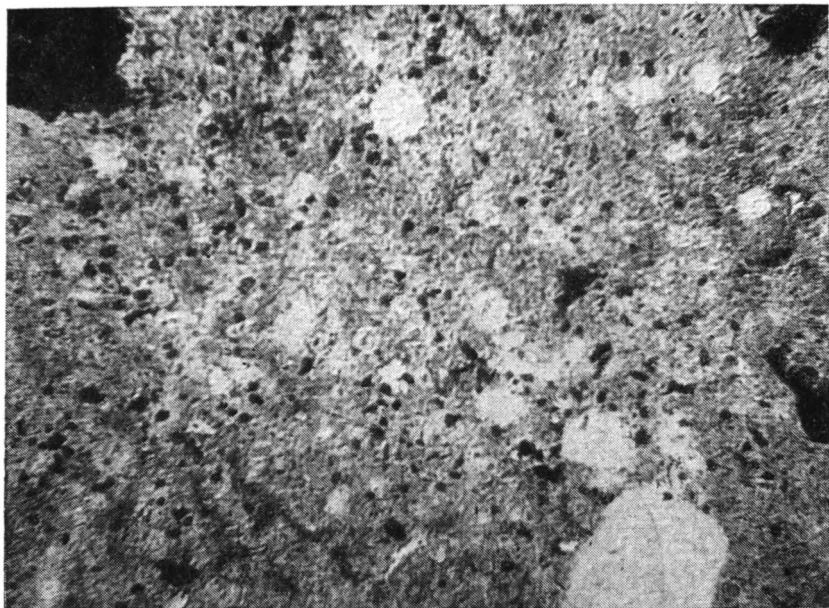
Дата поступления  
20.XII.1963

УДК 553.313 (477.91)

### О ГЕНЕТИЧЕСКОМ ЕДИНСТВЕ ПСЕВДООЛИТОВЫХ РУД И ТАБАЧНЫХ ГЛИН КЕРЧЕНСКОГО БАСЕЙНА

Е. Ф. ШНЮКОВ

Несмотря на многолетнюю историю изучения керченских железных руд многие особенности их образования до сих пор не выяснены. Некоторые новые возможности изучения генезиса керченских руд дает высказанная в последнее время гипотеза о важной роли перемыва и накопления обломочного материала в рудообразовании (Юрк, Шнюков, 1961; Шнюков, Науменко, 1961). Мысль о возможности участия гидродинамических факторов в образовании керченских руд высказал И. А. Шамрай (1956). На конкретном керченском материале этот вопрос впервые был рассмотрен Е. Ф. Шнюковым (Шнюков, Науменко, 1961). В соответствии с высказанными взглядами важную роль в процессе рудообразования играет постоянный перемыв и механическая сортировка обломков рудного пласта волновыми движениями, совершающимися на фоне непрерывного хомогенного осадконакопления. При этом частицы крупнее 0,05 мм локализовались по периферии рудоносных синклиналиных структур-мульд, в значительной мере в составе залежей икряных руд. До сих пор, однако, оставался невыясненным вопрос о зонах



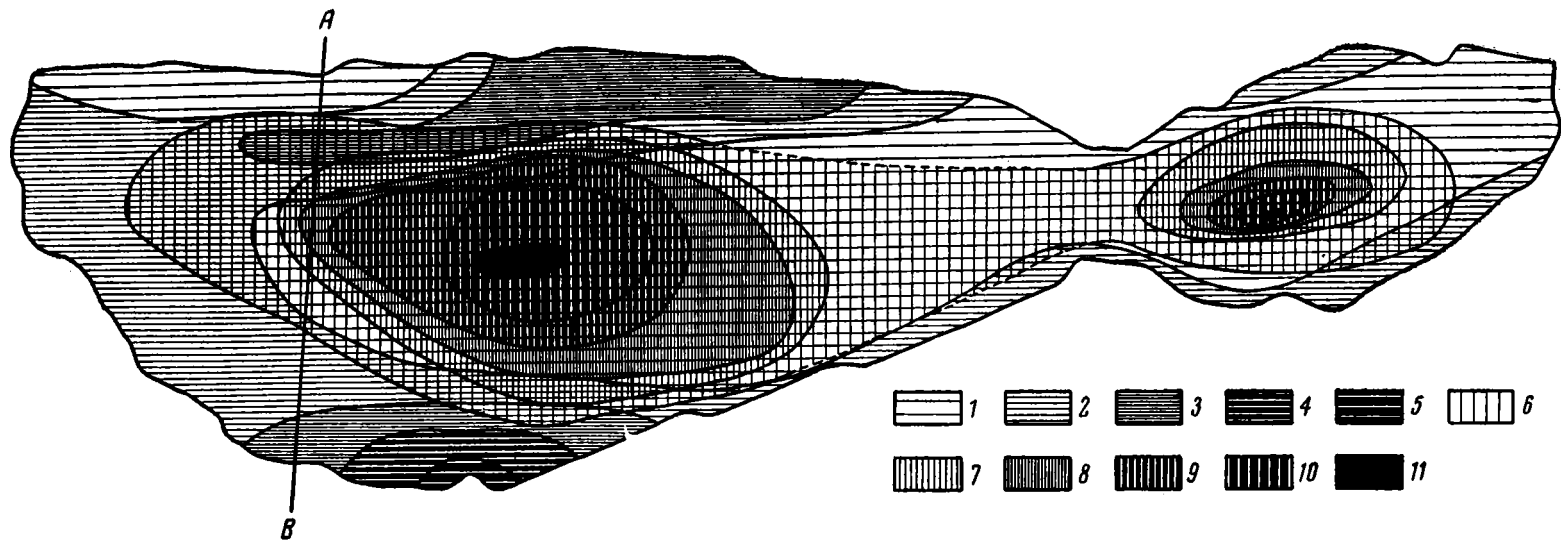
Фиг. 1. Микроструктура табачной глины

Серое — пелитовидная вмещающая гидрогетито-ферримонтмориллонитовая порода; черное — обломки гидрогетитового состава; белое — терригенные минералы. Яныш-Такыльское месторождение. Проходящий свет, николи 11, увел. 60

сосредоточения тонкозернистых иловидных продуктов ( $<0,05$  мм), уносившихся в глубь киммерийских водоемов в процессе механической сортировки обломочного материала, как это можно предполагать по аналогии с современными морями (Зенкович, 1962). Лишь в последнее время в результате изучения вещественного состава и особенностей строения рудного пласта в месторождениях Керченского бассейна установлено, что тонкозернистая обломочная рудная масса, возникавшая при разрушении рудного пласта, послужила в значительной степени исходным осадочным материалом для образования так называемых табачных глин и в меньшей мере табачных руд, особенно бедных табачных руд.

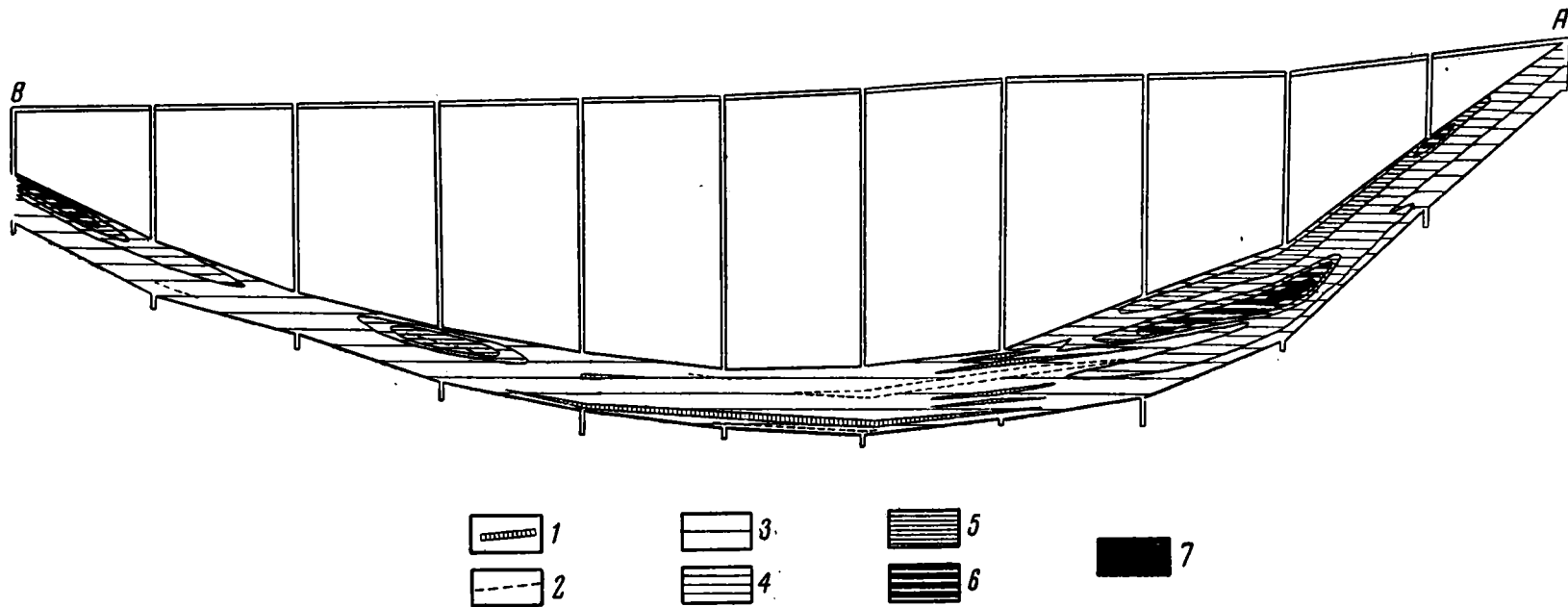
Табачные глины Керченского бассейна представляют собой весьма сложные по составу и строению образования. Визуально это темные серовато-зеленые, более или менее однородные мелкозернистые породы, содержащие в небольших количествах мелкие не свыше 2 мм, бурые оолиты или рудные обломки гидрогетитового состава. Микроскопическое изучение показывает неоднородность табачных глин (фиг. 1), в тонкозернистой пелитовидной массе которых содержится значительное количество (до 10—25%) мельчайших угловатых обломков гидрогетитового, очень редко гидрохлоритового состава размерами 0,01—0,065 мм, изредка до 0,1 мм, и довольно многочисленные (до 5—10%) зерна терригенных минералов размерами 0,03—0,1 мм. Среди последних преобладает кварц, встречаются калиевый полевой шпат, единичные зерна турмалина и других минералов. Основная пелитовидная масса табачных глин характеризуется тонкоочешуйчатым строением, буровато-зеленым цветом и сложена, судя по рентгенографическим и термографическим определениям, минералами группы гидрохлорита, ферримонтмориллонитом и гидроокислами железа. Структура и минеральный состав табачных глин из различных месторождений Керченского бассейна примерно одинаковы.

Химический состав табачных глин важнейших керченских месторождений — Яныш-Такыльского, Камыш-Бурунского, Эльтиген-Ортельского, Катерлезского — характеризуется содержанием от 7,5 до 20,0% железа, чаще всего 16—18%, марганца — 0,3 до 1,6%; фосфора — 0,1—0,8%. Они занимают промежуточное положение между табачными рудами и межрудными глинами. В первых содержание железа в среднем по бассейну составляет 35—37%, марганца — 0,5—1%. В межрудных глинах содержится от 4,5 до 19% железа, чаще всего 6—10; 0,1—5,7% марганца; 0,1—0,6% фосфора. В некоторых работах табачные глины определяются как цементационные или безоолитовые руды. Учитывая бедность описываемых пород полезными компонентами, термин «табачные глины» кажется нам более удачным.



Фиг. 2. Схема расположения обломочных псевдооолитовых руд и табачных глин в типичной для Керченского бассейна Яныш-Такыльской мульде. Содержание псевдооолитов подсчитано на всю мощность среднекимерийского рудного пласта; мощности табачных глин — суммарные для всего среднекимерийского пласта

1 — зоны содержания псевдооолитов до 10%, 2 — от 10 до 20%, 3 — от 20 до 30%, 4 — от 30 до 40%, 5 — свыше 40%, 6 — зоны рудного пласта, содержащие линзы табачных глин мощностью от 1 до 2 м, 7 — от 2 до 3 м, 8 — от 3 до 4 м, 9 — от 4 до 5 м, 10 — от 5 до 6 м, 11 — свыше 6 м



Фиг. 3. Разрез Яныш-Такыльского месторождения по линии А—В. Видны фациальные переходы преимущественно псевдооолитовых икряных руд в табачные и межрудные глины

1 — табачные глины, 2 — межрудные глины, 3 — руды с содержанием псевдооолитов < 10%, 4 — руды с содержанием псевдооолитов от 10 до 20%, 5 — руды с содержанием псевдооолитов от 20 до 30%, 6 — руды с содержанием псевдооолитов свыше 30%, 7 — руды с содержанием псевдооолитов свыше 40%. Масштаб горизонтальный 1 : 10 000, масштаб вертикальный 1 : 2000



Табачные глины преимущественно приурочены к центральным, наиболее глубоким частям рудоносных синклиналиных складок-мульд Керченского бассейна. Небезынтересны сопоставления ареалов распространения обломочных псевдооолитовых руд, среди которых наиболее ярко выраженной разновидностью являются икряные руды, и табачных глин (фиг. 2). Псевдооолиты<sup>1</sup> содержатся на всей площади рудных залежей, однако зоны более высокой концентрации псевдооолитов (15—40%) приурочены к периферии мульд, которые, как правило, обрамляются прерывистыми полосами псевдооолитовых руд. Табачные глины, занимающие центральные части мульд, располагаются, таким образом, в зонах с минимальными содержаниями псевдооолитов. Накопление псевдооолитовых руд и табачных глин осуществлялось, следовательно, в пространственно разобщенных ареалах. Подобная общая закономерность отмечается для Яншш-Такыльского, Эльтиген-Ортельского, Камыш-Бурунского, Катерлезского месторождений, т. е. фактически характерна для всего Керченского бассейна. Для иллюстрации мы приводим схему площадного расположения разновидностей руд и разрез типичной для бассейна в этом отношении Яншш-Такыльской мульды (фиг. 2, 3), из которых видно, что икряные руды, как правило, сменяются по простиранию и в разрезе табачными глинами либо занимающими аналогичное положение междурудными глинами. Последние отличаются от табачных не только отмеченными выше особенностями химизма и обликом, но и минералогическим составом.

Изучение литологии киммерийских железных руд и пространственных соотношений зон накопления тонкозернистого материала, максимальным выражением которого являются табачные глины и занимающие в разрезах рудного пласта аналогичное положение междурудные глины, с зонами накопления рудного обломочного материала, максимальным выражением которого являются икряные руды, позволяет со всей определенностью подчеркнуть мысль о единстве генетического процесса рудообразования и тесной взаимной связи процессов образования некоторых разновидностей керченских руд. Особенно интересны сопоставления икряных руд и табачных глин, их фациальные соотношения и взаимные переходы. Икряные руды фиксируются, в частности, обмеление среднекиммерийского бассейна (Шнюков, Науменко, 1961). Отмеченные фациальные соотношения икряных руд и табачных глин свидетельствуют, в полном согласии с геологическими фактами, о большей глубине бассейна, существовавшей в момент образования икряных руд в центральных частях мульд, об углублении бассейна по мере дальнейшей эволюции лагун-мульд. Это, собственно говоря, понятно, поскольку табачные глины, будучи более глубоководными образованиями, отлагались ближе к центру водоемов. Табачные глины отлагались, однако, и непосредственно над икряными рудами, сменяя последние в разрезе либо подстилая участки залежей икряных руд, тяготеющих к центральным частям мульд. Естественно предположить, что зоны накопления тонкозернистых продуктов смещались в моменты регрессии к центру мульд, в периоды трансгрессивного повышения уровня водного зеркала зоны накопления грубозернистого обломочного рудного материала смещались дальше к периферии мульд, а на месте предшествовавшего или последующего накопления икряных руд имело место накопление тонкозернистых продуктов — табачных или междурудных глин. В данном случае фации, сменяющие друг друга по простиранию, сменяют одна другую в разрезе. Отмеченные соотношения обломочных руд и табачных глин, а также присутствие в табачных глинах тонкозернистых обломочных частиц, значительные и повышенные по сравнению с междурудными глинами содержания железа, марганца и других рудных элементов, гидрохлорито-ферримонтмориллонитовый состав — все это позволяет предполагать образование табачных глин в итоге сложного комплекса процессов, который включает, очевидно, накопление дисперсных глинистых частиц, тонкозернистого обломочного рудного материала (преимущественно <0,05 мм) и хемогенную седиментацию коллоидальных частиц Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, MnO<sub>2</sub>, SiO<sub>2</sub> и других. Соотношение каждого из отмеченных факторов определяется конкретными условиями каждой мульды и каждого участка Керченского бассейна.

Образование табачных или междурудных глин — явление фактически одного и того же порядка. Аналогичные условия залегания этих пород, одинаковая линзовидная форма залежей, существование в отдельных случаях взаимных переходов позволяют рассматривать междурудные глины как генетически близкие табачным глинам образования. Возникновение их определяется, очевидно, эпизодически более интенсивным, нежели в случае образования табачных глин, привнесом дисперсных глинистых частиц. Источником последних служат майкопские либо сарматские глины, слагающие фундамент Керченского п-ова.

<sup>1</sup> Мы определяем термином «псевдооолиты» в разной мере окатанные мелкие обломки руд, внешне напоминающие оолиты. Принятое название не противоречит определениям Л. В. Пустовалова (1940) и М. С. Швецова (1958), понимавшими под псевдооолитами лишенные концентрически скорлуповатого или радиально-лучистого строения образования весьма разнообразного генезиса, в том числе и окатанный обломочный материал.

Близкие к описанным фациальные переходы псевдооолитовых киммерийских руд в табачные глины отмечены для некоторых месторождений Краснодарского края и других районов. В целом это общая для киммерийских руд особенность рудообразования.

Развитие рудного процесса в керченских лагунах-мульдах и других районах распространения киммерийских отложений осложнялось, таким образом, постоянными размывами периферийных участков рудных пластов, сносом тонкозернистых продуктов в глубь лагун-мульд либо других водоемов и концентрацией более крупных обломочков — псевдооолитов по периферии рудных водоемов. Процессы образования обломочных — псевдооолитовых руд — и основного средоточия тонкозернистых продуктов — табачных глин — взаимосвязаны, при этом табачные глины являются всегда более глубоководными образованиями. Наиболее интенсивными были процессы обломочного рудообразования в период частичной среднекиммерийской регрессии в Керченском бассейне, когда образовались икряные руды. Последние, как правило, сменяются по простиранию в глубь мульд и в разрезе более тонкозернистыми табачными глинами. Межрудные глины, судя по условиям их залегания, во многом аналогичны табачным глинам и возникают в моменты усиленного привноса и накопления глинистых частиц.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Зенкович В. П. Основы учения о развитии морских берегов. Изд. АН СССР, 1962.
- Шамрай И. А. Механическая сортирующая деятельность моря как фактор морского рудонакопления. *Вопр. минералогии осад. образований*, кн. 3—4. Изд. Львовск. ун-та, 19, 1956.
- Шнюков Е. Ф., Науменко П. И. Марганцево-железные руды Керченского бассейна. Крымиздат, 1961.
- Юрк Ю. Ю., Шнюков Е. Ф. Генетична роль псевдооолітів в історії рудоутворення Керченського залізородного басейну. *Матеріали з мінералогії України*, вип. 2. Изд. АН УССР, 1961.

Институт геологических наук  
Киев

Дата поступления  
1.VI.1963

## **КРИТИКА И ДИСКУССИИ**

УДК 553.492,1

### **ЗАМЕЧАНИЯ К КРИТИКЕ ХЕМОГЕННОЙ ТЕОРИИ БОКСИТООБРАЗОВАНИЯ**

**К. К. ЗЕЛЕНОВ**

В 1957—1959 гг. экспедицией Геологического института АН СССР на Курильских о-вах установлен весьма интенсивно протекающий процесс выноса и перемещения растворенного алюминия кислыми термальными водами. Эти наблюдения дали основание рассматривать растворенный алюминий термальных потоков вулканических областей как возможный источник вещества геосинклинальных бокситов (Зеленов, 1960). Была рассмотрена и геохимия сопутствующего бокситам титана. Оказалось, что титан тоже мигрирует в кислых водах, причем специальный осмотр осадков ложа потоков от источников вплоть до впадения термальных вод в море показал полное отсутствие его накоплений по ходу термального потока (Зеленов, 1963). Представилась возможность предположить совместную миграцию алюминия и титана в бассейн стока с последующей сорбцией титана коагулирующей гидроокисью алюминия в нейтральной среде.

Н. М. Страхов отрицает возможность такого предположения. Его возражения изложены в статье «О значении титанового модуля для познания генезиса бокситов», опубликованной в журнале Литология № 2 за 1963 г. Смысл возражений Н. М. Страхова сводится к двум аргументам: во-первых, к утверждению дифференциации в ходе миграции алюминия и титана с немедленным и полным осаждением последнего и, во-вторых, к нереальности, по его мнению, сорбции достаточного количества  $TiO_2$  из морской воды формирующимся гелем гидроокиси алюминия. Однако оба эти аргумента основаны на неправильном рассмотрении имеющихся данных.

Первая ошибка попросту арифметическая. Аргументируя нереальность сорбции больших количеств  $TiO_2$  гидроокисью  $Al_2O_3$ , Н. М. Страхов пишет: «К. К. Зеленовым было указано недавно, что растворенный  $Al_2O_3$ , отделившийся еще на суше от титана, в дальнейшем сорбционно осаждает в бассейне  $TiO_2$ , растворенный в воде, и, так сказать, вновь делается титаноносным. Эта идея, однако, не может быть принята по следующим соображениям. Допустим, что содержание  $Al_2O_3$  в 1 л воды, поступающей в море, равно 20 мг. Так как бокситы содержат в среднем 2%  $TiO_2$ , то 20 мг  $Al_2O_3$  должны сорбировать из морской воды 0,4 мг  $TiO_2$ . Но среднее содержание  $TiO_2$ , растворенного в морской воде, всего  $10^{-7}\%$  (А. П. Виноградов). Легко подсчитать отсюда, что для сорбирования 0,4 мг  $TiO_2$  20 мг  $Al_2O_3$  должны смешаться с 40 000 л воды. При этом концентрация глинозема в 1 л воды столь понизится, что бокситового месторождения он уже образовать не сможет в силу разбавления терригенной взвесью» (Страхов, 1963, стр. 252). Однако подсчет Н. М. Страхова, на основании которого отвергнута возможность сорбции, неверен: для мобилизации 0,4 мг  $TiO_2$  при его среднем содержании в  $10^{-7}\%$  необходимо всего 400 (а вовсе не 40 000) литров морской воды. Для наглядности укажу, что это составляет объем шара радиусом 45 см. А ведь при этом совершенно не учитывается еще вероятное поступление титана в морскую воду (растворенного ли, в виде ли коллоида или комплексного соединения) из вулканических зон!

Таким образом, приведенное возражение о невозможности сорбции достаточных количеств титана из морской воды гелем гидроокиси алюминия недоказательно.

Второй аргумент о дифференциации алюминия и титана вызван неудачным использованием литературных данных и также ошибочен. «Как известно,— пишет Н. М. Страхов,— на Курильских островах высачиваются очень кислые хлоридно-сульфатные гидротермы с  $pH < 2$ . Они несут много  $Al_2O_3$  и некоторое количество  $TiO_2$  в растворе. При перемешивании вдоль ручьев происходит усреднение раствора,  $pH$  его поднимается, и  $TiO_2$ , а также  $Fe_2O_3$  осаждаются еще в пределах суши. В море поступают растворы  $Al_2O_3$ , лишенные титана, и когда глинозем в зоне смешения коагу-

лирует, взвесь уже не содержит титана. Отделение титана от  $Al_2O_3$  здесь выступает чрезвычайно ярко» (Страхов, 1963, стр. 251).

В цитируемой статье нет ссылки на литературные источники. Насколько мне известно, сведений о совместном осаждении  $TiO_2$  и  $Fe_2O_3$  «при перемешивании вдоль ручьев» нет, и такое явление в природе не наблюдалось. Остается предположить, что описание этого процесса возникло в результате несколько своеобразного заимствования данных из моих работ.

Действительно, Н. М. Страхов в своей более ранней работе, рассматривая приведенные мной сведения по термальным источникам Курильских о-вов, указывает: «Изолага фактический материал, К. К. Зеленов прежде всего не заметил одного весьма характерного и важного явления, присходящего при перемещении кислых растворов от места выхода гидротерм к области смешения их с морской водой. Явление это состоит в весьма резко протекающей химической дифференциации веществ, в частности титана и алюминия, их пространственном разьединении, благодаря которому оба эти элемента осаждаются и накапливаются в разных местах. Наличие такой дифференциации выясняется сопоставлением химических анализов по водам о. Итуруп» (Страхов, 1962, стр. 6). Далее следует сокращенное изложение фактического материала, в котором описание Лимонитового Каскада (о-в Итуруп) соединено с описанием шлейфа р. Юрьева (о-в Парамушир) и таблицей по К. К. Зеленову.

Состав взвесей в % (по К. К. Зеленову)<sup>1</sup>

Место взятия взвеси	$SiO_2$	$TiO_2$	$Al_2O_3$	$Fe_2O_3$	FeO	$SO_2$
Оз. Тихое	1,61	0,06	1,29	56,73	10,75	7,78
Протока Лимонитового Каскада	0,36	Сл.	0,55	72,92	4,06	5,14
У устья р. Северный Чирип	4,42	Нет	9,82	52,43	1,32	1,32
В желтой зоне	Нет	»	24,17	31,61	—	—
В голубой зоне	»	»	32,40	17,18	—	—

<sup>1</sup> Из работы Н. М. Страхова (1962).

Анализируя эту таблицу, Н. М. Страхов пишет: «В целом получается картина четко протекающей химической дифференциации элементов, начинающих миграцию совместно в кислом растворе. Это один из весьма немногих в природе примеров очень ярко протупающего химического разделения веществ, вступивших в миграцию одновременно и совместно. Особенно ярко протупает отделение алюминия от титана» (там же, стр. 7).

Как известно, для Н. М. Страхова характерна большая требовательность к материалу — к его достоверности, что обычно определяется повторяемостью данных. А что мы наблюдаем в рассматриваемом случае? Какие данные лежат в основе определений «четко», «очень ярко», «особенно ярко»?

Существенной неточностью в представлениях Н. М. Страхова является то обстоятельство, что анализы взвесей в озере Тихом и в морской воде у устья р. Северный Чирип рассматриваются как единая цепь, в то время как воды, их образующие, принадлежат разным группам источников (см. схему в работе 1960 г., стр. 64). Но главное даже не это. «Особенно яркое отделение алюминия от титана» доказывается анализом всего только двух образцов, один из которых содержит 0,06%  $TiO_2$  (в 10 раз ниже кларка), а другой — «следы». Иными словами, ответственный вывод базируется всего лишь на одной единственной цифре, находящейся к тому же на самом пределе чувствительности применявшегося в этом случае калориметрического метода.

Нетрудно заметить, что не только «четкой», но и вообще никакой дифференциации на основании одного такого анализа установить нельзя.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Зеленов К. К. Вынос растворенного алюминия термальными водами Курильской гряды и некоторые вопросы образования геосинклинальных месторождений бокситов. Изв. АН СССР, сер. геол., № 3, 1960.
- Зеленов К. К. Геохимия алюминия и титана в областях вулканической деятельности островных дуг. Сов. геология, № 3, 1963.
- Страхов Н. М. К познанию литогенеза вулканогенно-осадочного типа. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1962.
- Страхов Н. М. О значении титанового модуля для познания генезиса бокситов. Литология и полезн. ископ., № 2, 1963.

Геологический институт  
АН СССР

Дата поступления  
10.XII.1963

## ЕЩЕ РАЗ О ТАК НАЗЫВАЕМОЙ ВУЛКАНОГЕННОЙ ГИПОТЕЗЕ БОКСИТООБРАЗОВАНИЯ

Н. М. СТРАХОВ

В вулканогенно-осадочной гипотезе геосинклинального бокситообразования намекаются в настоящее время три вопроса, вокруг которых идут споры. Имеет ли место химическая дифференциация вообще — и отделение титана от алюминия в частности — при миграциях гидротермальных растворов вдоль речных систем и при втекании рек в море? Если имеется, то как происходит обогащение титаном беститановой взвеси глинозема, образовавшейся в морской воде? Можно ли основывать вулканогенную гипотезу только на одном факте возникновения беститановой взвеси глинозема в приустевых частях моря?

К. К. Зеленов сомневается, можно ли считать, что в таблице, воспроизведенной в его статье, отчетливо проступают процессы разделения растворенных компонентов, одновременно вступивших в миграцию? Не только можно, но и нужно! Отделение  $Al_2O_3$  от  $Fe_2O_3$  видно столь ярко, что оно было замечено уже и К. К. Зеленовым в статьях 1960 г. Отделение титана от алюминия он тогда пропустил, потому что вообще не интересовался этим элементом и, видимо, еще не учитывал, какое большое значение имеет титан для познания генезиса бокситов. Сейчас ясно, что без анализа истории титана в данном случае не обойтись. Но при этом К. К. Зеленов старается принизить генетическое значение отделения этого элемента от алюминия в изучаемых им водах, подчеркивая незначительность содержаний  $TiO_2$  во взвесах оз. Тихого и протоки Лимонитового Каскада. Действительно, содержания титана здесь невелики. Но они достоверны, изменяются строго закономерно и убывают до нуля как раз в том направлении, какое предопределяется свойствами этого элемента. А это в данном случае главное. Нужно иметь в виду, кроме того, что вода источников, питающих оз. Тихое, имеет рН около 3. Это означает, что главная масса титана отделилась от  $Al_2O_3$  и осела в путях миграции гидротерм еще до высачивания их в озеро; анализы таблицы ловят, так сказать, последнюю стадию разделения этих двух элементов и потому оно выражается в малых величинах  $TiO_2$  во взвесах<sup>1</sup>.

В материалах К. К. Зеленова имеются, однако, и другие цифры содержаний  $TiO_2$ . Так, на о. Кунашир взвеси в Кислом ручье и в р. Лесной, т. е. возникшие вначале движения кислотных растворов, содержат  $TiO_2$  в количествах 0,36 и 0,33%; взвесь же в шлейфе р. Юрьевой (на о. Парамушир), взятая в море вблизи устья, титана не содержит совсем. Совершенно несомненно, что и на этих островах протекает тот же самый процесс отделения  $TiO_2$  от алюминия, при подщелачивании растворов, что на о. Итуруп. Только случайный характер взятых К. К. Зеленовым проб мешает нам на каждом из этих островов проследить ход отделения от начала до конца. Мы видим его, так сказать, по кусочкам: начальную фазу в Кислом ручье и в р. Лесной, конечную — в шлейфе р. Юрьевой. Никаких оснований трактовать вопрос иначе или вовсе отбрасывать данные по взвесям Кислого ручья, р. Лесной и шлейфа р. Юрьевой, как это делает К. К. Зеленов, нет. Но если учесть все эти материалы, что единственно правильно, тогда отделение  $TiO_2$  от  $Al_2O_3$  в ходе миграции гидротерм станет действительно ярким. Отчетливее выявится и принципиальная разница в поведении  $Ti$  и  $Al$  при их гидротермальном выносе и при бокситообразовании. Ведь при генезисе бокситов нет отделения  $TiO_2$  от  $Al_2O_3$ ; оба компонента идут совместно. Именно это различие и делает неприемлемой гипотезу вулканогенного генезиса, геосинклинальных бокситов, которые, как известно, всегда содержат значительные количества титана (2—3%).

Но если  $Al_2O_3$  уже на очень раннем этапе миграций гидротерм отделяется от титана, то нет ли все же в природе процессов, приводящих к новому обогащению глинозема титаном уже в море? К. К. Зеленов считает (1963), что таким процессом является сорбция глинозема титана, растворенного в морской воде. Мне пришлось уже указывать (1963), что такой процесс нереален из-за слишком низких содержаний титана в морской воде. К сожалению, в мои расчеты вкралась крупная арифметическая ошибка, указанная К. К. Зеленовым, и потому я должен вернуться к этому расчету еще раз.

Для того чтобы 20 мг  $Al_2O_3$ , взятые за исходные в предыдущем сообщении, сорбировали 0,4 мг  $TiO_2$  (т. е. 2% от своего веса) нужно, чтобы они смешались с 266 л морской воды. Действительно, при содержании  $Ti$  в морской воде 0,001 мг/л (Голдберг) или  $1 \times 10^{-7}\%$  (Виноградов) количество  $TiO_2$  составляет 0,0015 мг/л; разделив 0,4 на 0,0015, получаем 266. Можно показать, однако, что уточнение величин разбав-

<sup>1</sup> Не исключено, однако, что рН гидротерм, питающих оз. Тихое, вообще не спустился ниже 2,5—3; тогда низкое содержание  $TiO_2$  во взвесах, очевидно, отражает изначально малое содержание титана в растворе.

ления ничего не меняет в выводах моей предыдущей статьи. При смешении 1 л гидро-терм с 266 л морской воды исходная двадцатимиллиграммная (на литр) концентрация  $Al_2O_3$  упадет до 0,07 мг/л ( $\frac{20}{266}$ ). Едва ли нужно доказывать, что столь разбавленный раствор неспособен породить бокситовое месторождение. Напомню, что содержание  $Al_2O_3$  в морской воде оценивается Гольдбергом (1963) в 0,02 мг/л, т. е. величиной одного порядка с 0,07 мг/л.<sup>2</sup> И если бы такие содержания  $Al_2O_3$  были рудообразующими, дно морей, а особенно Тихого океана, где много вулканов, было бы просто завалено бокситами, чего (увы!) нет. 20 мг  $Al_2O_3$  на литр, конечно, величина условная, но если мы понизим ее до 10 мг/л или повысим до 40 мг/л, положение не изменится, так как соответственно вдвое уменьшится (или возрастет) объем разбавляющей морской воды и конечная концентрация  $Al_2O_3$  в мг/л все равно останется 0,07. Как бы ни варьировать предполагаемую концентрацию исходного раствора  $Al_2O_3$ , содержание титана в морской воде столь низко, что это неизбежно после должного смешения понизит конечную концентрацию  $Al_2O_3$  до уровня, исключающего бокситорудный процесс. Так обстоит дело в современный геологический момент и так обстояло оно во всем послеельфонском отрезке истории Земли, когда морская вода стала щелочной. В этом причина неудачи К. К. Зеленова объяснить наличие титана в бокситах путем его сорбции глиноземом из морской воды.

Что касается поступления растворенного  $TiO_2$  в морскую воду из вулканических очагов, как это допускает К. К. Зеленов, то этого пока никто не констатировал. Собственных анализов, подтверждающих эту гипотезу, у К. К. Зеленова нет. Данные же по древним вулканогенно-осадочным породам с полной очевидностью говорят против его гипотезы. В составе фтанитов, яшм и вулканогенно-осадочных руд Fe и Mn титан присутствует только в той мере, в какой они загрязнены пепловым материалом. Это хорошо было показано недавно И. В. Хворовой и Э. С. Залманзон (1963) для фтанитов и яшм; для руд Fe и Mn это было известно и ранее. Следовательно, растворенный титан в морскую воду, окружающую вулканический очаг, заведомо не поступал, а вносился лишь в составе пеплового материала. Это и естественно, учитывая крайне малую геохимическую подвижность титана. Растворенный титан осаждался, видимо, еще в путях вертикальной миграции гидротерм по трещинам, рассекавшим вулканическую постройку, и до морского бассейна, окружавшего ее, просто не доходил. Указанием на это является наличие титансодержащих минералов в жилах, секущих вулканические сооружения.

Таким образом, попытка К. К. Зеленова обосновать вулканогенную концепцию сорбцией титана из морской воды беститановым глиноземом оказывается несостоятельной.

В таком случае, что же остается еще для обоснования вулканогенной гипотезы геосинклинального бокситообразования? Единственное: обнаружение  $Al_2O_3$  во взвеси и приустьевых частях рек, выбрасывающих гидротермы в море. Сам по себе факт этот, конечно, интересный, но его толкование, к сожалению, не однозначно.  $Al_2O_3$ , выпадающий из гидротермального раствора, вообще говоря, мог и давать на дне рудные накопления, но мог и не давать их, скажем, рассеиваясь движениями воды или образуя с растворенным в морской воде  $SiO_2$  алюмосиликаты. Чтобы решить, какой же из этих двух путей действительно реализуется в природе сейчас и реализовался в прошлом, следовало предварительно провести существенную фактическую работу. Нужно было выяснить минералогическую форму  $Al_2O_3$  во взвеси и форму нахождения других компонентов; нужно было проследить судьбу взвеси за пределами приустьевых языков, изучить осадки на территории образования взвесей и на соседних с ней участках и показать, насколько эти осадки похожи или непохожи на бокситы; указать механизм, каким первично беститановая взвесь  $Al_2O_3$  вновь становится титановой; наконец, выяснить, существуют ли среди современных или древних вулканогенно-осадочных отложений бокситовые накопления, синхроничные вулканизму. Из этих вопросов только один был рассмотрен К. К. Зеленовым — вопрос о сорбции глиноземом титана из морской воды, но, как было показано, неудачно. Ни один из других вопросов не подвергся изучению. Таким образом, вулканогенно-хемогенная гипотеза К. К. Зеленова остается пока чисто умозрительным построением, еще ждущим своего фактического обоснования. Очень важен в связи с этим тот фундаментальный факт, что древние вулканогенные толщи, накапливая руды Fe и Mn и кремнистые породы, никогда не содержат бокситов, синхроничных вулканизму. Смысл этого факта единственный: вулканогенно-хемогенным путем бокситовые месторождения геосинклинальных зон никогда не возникали. В самом деле, геохимическая подвижность  $Al_2O_3$  меньше подвижности Mn и особенно  $SiO_2$ . И если даже эти два гораздо более подвижных компонента все же давали высокие накопления в вулканогенно-осадочных формациях, то тем более должен был давать их менее подвижный глинозем. Но бокситов, синхроничных вулканиз-

<sup>2</sup> У Гольдберга дан  $Al=0,01$  мг/л.

му, в вулканогенно-осадочных формациях все же нет. Причина в том, что при обилии  $\text{SiO}_2$ , одновременно поступающего с гидротермами в море, шел синтез алюмосиликатов, «запрещавший» образование бокситовых накоплений вокруг вулканических очагов (особенно подводных)<sup>3</sup>. В этом специфика геохимии алюминия в областях вулканизма, в корне подрывающая вулканогенную гипотезу геосинклинали бокситообразования.

#### ЛИТЕРАТУРА

- А. П. Виноградов. Геохимия рассеянных элементов в морской воде. В сб. Успехи химии, т. 13, вып. 1, 1944.  
Эдв. Д. Гольдберг. Геохимия моря. В сб. Геохимия литогенеза. Изд. Ин. лит., 1963.  
И. В. Хворова, Э. С. Залманзон. Особенности состава фтанитов и яшм Южного Урала. Литология и полезные ископаемые, № 1, 1963.

Геологический институт  
АН СССР

Дата поступления  
25.1.1964

---

<sup>3</sup> Реальность такого синтеза доказывается так называемой ресилификацией бокситов (т. е. их переходом в каолин) под влиянием поверхностных (грунтовых) вод, богатых  $\text{SiO}_2$ ; процесс этот, как известно, широко развит.

---

**БИБЛИОГРАФИЯ**  
**ЛИТОЛОГИЧЕСКИХ СТАТЕЙ, ОПУБЛИКОВАННЫХ В ЗАРУБЕЖНЫХ**  
**ЖУРНАЛАХ, ПОСТУПИВШИХ В БИБЛИОТЕКУ ОТДЕЛЕНИЯ**  
**НАУК О ЗЕМЛЕ АН СССР в декабре 1963 г. и в январе — феврале 1964 г.**

- Adams J. K.—Петрология и происхождение нижнетретичных образований Нью-Джерси. *J. Sediment. Petrol.*, v. 33, No. 2, 1963.
- Allen I. R.—Классификация единиц косої слоистости с замечаниями об их происхождении. *Sedimentology*, v. 2, No. 2, 1963.
- Bkattacharya N.—Выветривание ледниковых отложений в Индии. II. Тяжелые минералы. *J. Sediment. Petrol.*, v. 33, No. 3, 1963.
- Blatt H. a. Christie J. M.—Волнистое погасание в кварце изверженных и метаморфических пород и его значение в изучении происхождения осадочных пород. *J. Sediment. Petrol.*, v. 33, No. 3, 1963.
- Bluck B. J. a. Kelling G.—Каналы из верхнекаменноугольных угленосных отложений южного Уэльса. *Sedimentology*, v. 8, No. 1, 1963.
- Bonte A.—Заполнение карстовых образований. *Sedimentology*, v. 2, No. 4, 1963.
- Borns H. W., Jr. a. Allen H. W.—Доледниковый элювий в Томастон Майн. *P. Sediment. Petrol.*, v. 33, No. 3, 1963.
- Boima A. H.—Графическое представление модели фации отложений засоленных прибрежных болот. *Sedimentology*, v. 2, No. 2, 1963.
- Buist D. S.—Определение содержания рутила в пляжевых песках из Моаны южной Австрии, проводимое на изодинамическом сепараторе Франца. *J. Sediment. Petrol.*, v. 33, No. 3, 1963.
- Caillieux H.—Типы слюд в эстуарии Луары. *Sedimentology*, v. 2, No. 1, 1963.
- Canpbell F. A. a. Lerbekmo J. F.—Минералогические и химические изменения между верхнемеловыми континентальными сланцами свиты Белли Ривер и морскими сланцами свиты Уапиаби на западе Альберты, Канада. *Sedimentology*, v. 2, No. 3, 1963.
- Carozzi A. V.—Оолиты в форме полумесяца. *J. Sediment. Petrol.*, v. 33, No. 3, 1963.
- Carroll D.—Осадки из залива св. Георгия, Ньюфаундленд. *Sedimentology*, v. 2, No. 2, 1963.
- Chanda S. K.—Цементация и диагенез слоев Ламэта, Ламэтагхат, М. П., Индия. *J. Sediment. Petrol.*, v. 33, No. 3, 1963.
- Chilingar G. V. a. Bissell H. H.—Образование доломита в сульфатных растворах. *J. Sediment. Petrol.*, v. 33, No. 3, 1963.
- Chilingar G. V. a. Bissell H. H.—Как способствует повышение или понижение рН образованию доломита? *Sedimentology*, v. 2, No. 2, 1963.
- Chilingar G. V., Main R. a. Sinnokrot A.—Соотношение между пористостью, проницаемостью и площадями поверхности осадков. *J. Sediment. Petrol.*, v. 33, No. 3, 1963.
- Chilingar G. V., Rieke H. H., a. Robertson J. O., Jr.—Степень гидратации глин. *Sedimentology*, v. 2, No. 4, 1963.
- Colb C. R.—Осадки, образующие слои и отмели в нижнем течении р. Миссисипи, и их влияние на миграцию реки. *Sedimentology*, v. 2, No. 3, 1963.
- Curray J. R. a. Moore D. G.—Разграничивание фаций методом акустического отражения на севере Мексиканского залива. *Sedimentology*, v. 2, No. 2, 1963.
- Dietrich R. V., Hobbs C. R. B., Jr. a. Lowry W. D.—Доломитизация, прерывающаяся окремнением. *J. Sediment. Petrol.*, v. 33, No. 3, 1963.
- Dorr J. A., Jr. a. Kauffman E. G.—Гребни рябей из группы песчаников Наполеон (Миссисипи) южного Мичигана. *J. Sediment. Petrol.*, v. 33, No. 3, 1963.
- Dzulynski S. a. Smith A. J.—Изогнутая слоистость, ее происхождение, сохранение и основное значение. *J. Sediment. Petrol.*, v. 33, No. 3, 1963.
- Evamy B. D.—Применение химического окрашивания для изучения дедоломитизации. *Sedimentology*, v. 2, No. 2, 1963.



- Ferguson L.— Оценка фактора плотности сланца из брахиоподовых ракушняков. *J. Sediment. Petrol.*, v. 33, No. 3, 1963.
- Frizzell M. M.— О недорогом пробоотборнике. *J. Sediment. Petrol.*, v. 33, No. 3, 1963.
- Fuchtbauer H. u. Reineck H.-E.— Пористость и плотность современных морских осадков. *Sedimentology*, v. 2, No. 4, 1963.
- Hay R. L. a. Moiola R. J.— Аутигенные кремнистые минералы в оз. Сёрлс, Калифорния. *Sedimentology*, v. 2, No. 4, 1963.
- Hedberg R. M.— Определение угла падения в ядрах карбонатных пород. *J. Sediment. Petrol.*, v. 33, No. 3, 1963.
- Holwes C. W. a. Evans R. G.— Осадкообразование залива Галлайвейн и его окрестностей, Флорида. *Sedimentology*, v. 2, No. 3, 1963.
- Hoyt J. H. a. Henry V. J., Jr.— Ромбондная волновая рябь как показатель направления течения и обстановки. *J. Sediment. Petrol.*, v. 33, No. 3, 1963.
- Hughes R. J., Jr.— Метод сравнительных объемных измерений галек. *J. Sediment. Petrol.* с. 33, No 3, 1963.
- Jorling A. V.— Гидравлическое изучение происхождения слоистости. *Sedimentology*, v. 2, No. 2, 1963.
- Kane W. T., Hubert J. F.— Заданная программа для подсчета размера зерен структурных параметров на вычислителе IBM 1620. *Sedimentology*, v. 2, No. 1, 1963.
- Lerbekmo J. F.— Петрография формации Белли Ривер южного склона хребта Альберта. *Sedimentology*, v. 2, No. 1, 1963.
- Lindström M.— Седиментационные складки и развитие известняка в раннеордовичском море. *Sedimentology*, v. 2, No. 3, 1963.
- McBride E. F. Классификация обыкновенных песчаников. *J. Sediment. Petrol.*, v. 33, No. 3, 1963.
- McBride E. F. a. Yeakel L. S.— Зависимость между ориентировкой трещиноватости и образованием породы. *J. Sediment. Petrol.*, v. 33, No. 3, 1963.
- McManus B. A.— Критика некоторого употребления «phi-notation» *J. Sediment. Petrol.* v. 33, No. 3, 1963.
- Meade R. H.— Факторы, влияющие на пористость тонкозернистых осадков под незначительными покрывающими нагрузками. *Sedimentology*, v. 2, No. 3, 1963.
- Moore J. R.— Изучение донного осадка залива Баззардс, Массачузетс. *Sediment. Petrol.*, v. 33, No. 3, 1963.
- Price W. A.— Физико-химические и окружающие факторы в глине дюнного происхождения. *J. Sediment. Petrol.*, v. 33, No. 3, 1963.
- Rhoads D. C.— Степени преобразования осадка йольдиевого лимана в заливе Баззардс Массачузетса и в проливе Длинного Острова. *J. Sediment. Petrol.*, v. 33, No. 3, 1963.
- Rogers J. J. W., Krueger W. C. a. Krog M.— Размеры естественно отшлифованных частиц. *J. Sediment. Petrol.*, v. 33, No. 3, 1963.
- Scholl D. W.— Техника удаления внутрипоровой воды из грубозернистых осадков для химических анализов. *Sedimentology*, v. 2, No. 2, 1963.
- Schwarzacher W.— Ориентировка криноидей действием течения. *J. Sediment. Petrol.*, v. 33, No. 3, 1963.
- Smith A. J.— Признак оледенения серии Талчир (нижняя Гондвана): «валунная мостовая» и галечник в Айрди, центральная Индия. *J. Sediment. Petrol.*, v. 33, No. 3, 1963.
- Stanley D. J.— Вертикальная петрографическая изменчивость в мутьевом песчанике Эйног: некоторые предварительные наблюдения и обобщения. *J. Sediment. Petrol.*, v. 33, No. 3, 1963.
- Sutton J. a. Watson J.— Структура в докембрийских мелководных осадках из северо-западной Шотландии. *Sedimentology*, v. 2, No. 3, 1963.
- Tapner W. F.— Происхождение и режим знаков ряби. *Sedimentology*, v. 2, No. 4, 1963.
- Tapner W. F., Evans R. G. a. Holmes C. W.— Низменный берег близ мыса Романо, Флорида. *J. Sediment. Petrol.*, v. 33, No. 3, 1963.
- Taylor J. H.— Осадочные признаки древнего дельтового комплекса пород вельда юго-восточной Англии. *Sedimentology*, v. 2, No. 1, 1963.
- Walker Ch. T.— Размер фракций для геохимических изучений бора в осадочных породах. *J. Sediment. Petrol.*, v. 33, No. 3, 1963.
- Walker R. G.— Различные типы косой слоистости дрифтовой ряби. *Sedimentology*, v. 2, No. 3, 1963.

**ИНФОРМАЦИЯ О КНИГАХ ПО ЛИТОЛОГИИ,  
ИМЕЮЩИХСЯ В ПРОДАЖЕ В МАГАЗИНАХ «АКАДЕМКНИГИ»**

**1954 г.**

1. Труды ИГН, вып. 156. Г. И. Бушинский. Литология меловых отложений Днепровско-Донецкой впадины — 26,4 л.
2. Труды ИГН, вып. 151. Ю. А. Жемчужников, Л. Н. Ботвинкина, А. П. Феофилова, В. С. Яблоков и др. Аллювиальные отложения в угленосной толще среднего карбона Донбасса — 27,2 л. ✓

**1956 г.**

1. В. С. Яблоков, Л. И. Боголюбова и др. Атлас микроструктур углей Донецкого бассейна — 10,5 л. ✓
2. Л. Н. Ботвинкина, Ю. А. Жемчужников, П. П. Тимофеев, А. П. Феофилова, В. С. Яблоков. Атлас литогенетических типов угленосных отложений среднего карбона Донецкого бассейна — 27,0 л. ✓
3. Коллектив авторов. Современные осадки Каспийского моря — 24,5 л.
4. Труды ИГН, вып. 160. В. П. Маслов. Пороодообразующие известковые водоросли СССР — 32,7 л.
5. Труды ГИН, вып. 4. Н. М. Страхов, И. В. Хворова и др. Типы доломитовых пород и их генезис — 36,6 л.

**1957 г.**

1. К. К. Зеленов. Литология нижнекембрийских отложений северного склона Алданского массива. Труды ГИН, вып. 8—9,9 л.

**1958 г.**

1. И. В. Хворова. Атлас карбонатных пород среднего и верхнего карбона Русской платформы — 23,7 л.

**1959 г.**

1. Л. Н. Формозова. Железные руды Северного Приаралья. Труды ГИН, вып. 20—35 л.
2. Труды ГИН, вып. 23. Н. М. Страхов, Э. С. Залманзон, М. А. Глаголева. Очерки геохимии верхнепалеозойских отложений гумидного типа — 19,1 л.
3. Труды ГИН, вып. 15. Ю. А. Жемчужников, В. С. Яблоков, Л. И. Боголюбова и др. Строение и условия накопления основных угленосных свит и угольных пластов среднего карбона Донецкого бассейна — ч. I—29 л., ч. II—28 л. ✓

**1960 г.**

1. Труды ГИН, вып. 33. Н. А. Архангельская, К. К. Зеленов, В. И. Григорьев. Фации нижнекембрийских отложений южной и западной окраин Сибирской платформы — 20,2 л.
2. Труды ГИН, вып. 34. А. Г. Коссовская, В. Д. Шутов, В. И. Муравьев. Мезозойские и верхнепалеозойские отложения Западного Верхоянья и Вилюйской впадины — 25,0 л.

**1961 г.**

1. Труды ГИН, вып. 37. И. В. Хворова. Флишевая и нижнемолассовая формации Южного Урала — 30,0 л.
2. Труды ГИН, вып. 47. Ю. А. Лаврушин. Типы четвертичного аллювия Нижнего Енисея — 7,7 л.
3. Труды ГИН, вып. 56. В. И. Елисеев. Кайнозойские аллювиальные отложения северо-восточной окраины Чуйской впадины — 17,0 л.

1962 г.

1. Труды ГИН, вып. 63. А. Г. Коссовская. Минералогия терригенного мезозойского комплекса Вилюйской впадины и Западного Верхоянья — 20,0 л.
2. Труды ГИН, вып. 70. И. М. Варенцов, Л. Н. Формозова. Осадочные руды железа и марганца (опыт геохимического и формационного исследований) — 15,5 л.
3. Труды ГИН, вып. 71. З. М. Старостина. Сидеритовые железорудные формации рифейских отложений западного склона Южного Урала — 11,0 л.

1963 г.

1. Труды ГИН, вып. 73. А. П. Феофилова и М. Л. Левенштейн. Особенности осадко- и угленакопления в нижнем и среднем карбоне Донецкого бассейна — 15 л.
2. Труды ГИН, вып. 77. В. Н. Разумова, Н. П. Херасков, А. Г. Черняховский. Геологические типы кор выветривания и их распространение на Южном Урале — 12,0 л.
3. Труды ГИН, вып. 82. В. П. Маслов. Введение в изучение ископаемых харовых водорослей — 7,0 л.
4. Труды ГИН, вып. 84. Н. А. Лебедева. Континентальные антропогенные отложения Азово-Кубанского прогиба и соотношения их с морскими толщами — 10 л.
5. Труды ГИН, вып. 86. Ю. А. Жемчужников. Сезонная слоистость и периодичность осадконакопления — 5,0 л.
6. Труды ГИН, вып. 87. Ю. А. Лаврушин. Аллювий равнинных рек субарктического пояса и перигляциальных областей материковых оледенений — 23 л.
7. Труды ГИН, вып. 95. Н. А. Лисицына и М. В. Пастухова. Структурные типы мезокайнозойских бокситов Казахстана и Западной Сибири — 13,5 л.
8. Труды ГИН, вып. 97. И. М. Варенцов, Л. Е. Штеренберг и др. Геохимия осадочных месторождений марганца — 17 л.

## К СВЕДЕНИЮ ЧИТАТЕЛЕЙ!

**Имеются в наличии комплекты и отдельные номера журнала**

**«ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ»**

за 1963 год

Желающие могут приобрести их в магазинах «Академкнига», а также в конторе «Академкнига» лично или по почте (наложенным платежом, без задатка).

Заказы просим направлять по адресу: Москва, Центр, Б. Черкасский пер., 2/10 контора «Академкнига» или в ближайший магазин «Академкнига».

«АКАДЕМКНИГА»

# ИНСТРУКЦИЯ ПО СОСТАВЛЕНИЮ РЕФЕРАТОВ ДЛЯ АВТОРОВ ОТЕЧЕСТВЕННЫХ И ПЕРИОДИЧЕСКИХ ИЗДАНИЙ

Постановлением Совета Министров № 418 от 18. V. 1959 г. и последующим решением Государственного комитета Совета Министров СССР по координации научно-исследовательских работ и Президиума АН СССР редакции научно-технических журналов обязаны представлять в ВИНТИ рефераты публикуемых материалов. В настоящей инструкции сформулированы требования по содержанию и оформлению рефератов, которыми и следует руководствоваться.

## *Требования, предъявляемые к реферату, и обязанности референта*

1. В реферате кратко излагается основное содержание статьи. Реферат должен дать читателю представление о характере освещаемой работы, в чем заключается оригинальность постановки вопроса, о методике проведения исследований и его результатах, а в случае необходимости также о времени проведения исследований.

2. Реферату должно предшествовать библиографическое описание в следующем виде: название статьи, фамилия и инициалы автора, название журнала. Текст реферата начинается непосредственно с изложения существа работы без повторения заголовка. Форма изложения материала в реферате не обязательно должна повторять форму изложения оригинальной статьи.

3. Если оригинал содержит большое количество цифровых данных, в реферате их следует обобщить и систематизировать.

4. Средний объем реферата 1,5—2 страницы машинописного текста, отпечатанного через два интервала на белой писчей бумаге обычного формата (30×21) в двух экземплярах с полем 4 см с левой стороны.

5. Таблицы, схемы, графики и т. д. могут быть включены в реферат в том случае, если они отражают основное содержание работы или сокращают текст реферата. Сообщение о наличии в реферируемой работе таблиц, схем, графиков, фотографий, карт, рисунков необходимо давать в конце реферата, например: (илл. 10).

6. Формулы приводятся в реферате только в том случае, если они необходимы для понимания реферата. Громоздкие математические выражения в реферат помещать не следует. Формулы следует вписывать четко, не изменяя принятых в оригинале обозначений величин. Формулы и буквенные обозначения вписываются чернилами во второй экземпляр. Вписывание формул и буквенных обозначений, а также исправление замеченных опечаток в первом экземпляре не делается.

7. Векторы подчеркиваются синим карандашом, буквы греческого алфавита подчеркиваются красным карандашом, готические — зеленым. Если в формуле строчные и прописные буквы различаются лишь размерами, прописные буквы подчеркиваются двумя черточками снизу (C, O), а строчные — сверху (c, o). Нуль не подчеркивается (0).

8. В конце реферата в квадратных скобках указывается название учреждения или предприятия, в котором провел работу автор реферируемой работы (если эти данные есть в статье). Подпись автора и дату написания реферата следует ставить в левом нижнем углу на обоих экземплярах реферата.

*Научно-методический отдел ВИНТИ*

## ОТ КОМИССИИ ПО ОСАДОЧНЫМ ПОРОДАМ ПРИ ОТДЕЛЕНИИ НАУК О ЗЕМЛЕ АН СССР

Комиссия по осадочным породам при Отделении наук о Земле сообщает, что II Совещание по физическим методам исследования минералов осадочных пород переносится с апреля 1964 г. на 17—20 ноября 1964 г.

Всем организациям, выразившим свое согласие на участие в Совещании, программа и приглашения будут высланы в октябре 1964 г.

## УВАЖАЕМЫЙ ЧИТАТЕЛЬ!

Не забудьте возобновить подписку на журналы  
издательства «Наука» на 2-е полугодие 1964 года

### ОБЩЕАКАДЕМИЧЕСКИЕ ЖУРНАЛЫ

ВЕСТНИК АКАДЕМИИ НАУК СССР

Подписная цена за полугодие — 4 р. 80 к.

ДОКЛАДЫ АКАДЕМИИ НАУК СССР (без папок)

Подписная цена за полугодие — 25 р. 92 к.

ДОКЛАДЫ АКАДЕМИИ НАУК СССР (с 6-ю коленкоровыми папками с тиснением)

Подписная цена за полугодие — 27 р. 12 к.

### ПРИРОДА

Подписная цена за полугодие — 4 р. 20 к.

### ЖУРНАЛЫ ПО ГЕОЛОГО-ГЕОГРАФИЧЕСКИМ НАУКАМ

ГЕОЛОГИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Подписная цена за полугодие — 3 р. 60 к.

ЗАПИСКИ ВСЕСОЮЗНОГО МИНЕРАЛОГИЧЕСКОГО ОБЩЕСТВА

Подписная цена за полугодие — 3 р. 60 к.

ИЗВЕСТИЯ АКАДЕМИИ НАУК СССР. СЕРИЯ ГЕОГРАФИЧЕСКАЯ

Подписная цена за полугодие — 4 р. 50 к.

ИЗВЕСТИЯ АКАДЕМИИ НАУК СССР. СЕРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ

Подписная цена за полугодие — 7 р. 20 к.

ИЗВЕСТИЯ ВСЕСОЮЗНОГО ГЕОГРАФИЧЕСКОГО ОБЩЕСТВА

Подписная цена за полугодие — 2 р. 70 к.

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Подписная цена за полугодие — 3 р. 75 к.

### ОКЕАНОЛОГИЯ

Подписная цена за полугодие — 4 р. 50 к.

Подписка принимается повсеместно в пунктах подписки «Союзпечать», почтамтах, конторах и отделениях связи, а также отделениями и магазинами «Академкнига».

### АДРЕСА МАГАЗИНОВ «АКАДЕМКНИГА»:

Москва, ул. Горького, 6 (магазин № 1); Москва, ул. Вавилова, 55/5 (магазин № 2), Ленинград, Д-120, Литейный проспект, 57; Свердловск, ул. Белинского, 71-в; Новосибирск, Красный проспект, 51; Киев, ул. Ленина, 42; Харьков, Уфимский пер., 4/6; Алма-Ата, ул. Фурманова, 129; Ташкент, ул. Карла Маркса, 29; Баку, ул. Джапаридзе, 13.

«АКАДЕМКНИГА»