

**ИЗВЕСТИЯ
АКАДЕМИИ НАУК СССР**

СЕРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ

BULLETIN DE L'ACADÉMIE DES SCIENCES DE L'URSS

SÉRIE GÉOLOGIQUE

№ 3

ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР

Москва ★ 1939



Иван Михайлович Губкин

ОТ СОВЕТА НАРОДНЫХ КОМИССАРОВ СОЮЗА ССР

Совет Народных Комиссаров Союза ССР с глубоким прискорбием извещает о смерти выдающегося ученого, Председателя Комитета по делам геологии при Совнаркомѣ СССР —

академика ГУБКИНА Ивана Михайловича,
последовавшей 21 апреля после тяжелой болезни.

Совет Народных Комиссаров Союза ССР.

Президиум Академии Наук СССР

с глубоким прискорбием извещает о безвременной смерти
вице-президента Академии Наук СССР

академика Ивана Михайловича ГУБКИНА,

выдающегося ученого, члена партии Ленина — Сталина, замечательного советского патриота, депутата Верховного Совета СССР, последовавшей после тяжелой болезни в ночь на 21 апреля с. г. в г. Москве.

Коллегия

Народного Комиссариата Тепливной Промышленности

с глубоким прискорбием извещает о смерти
виднейшего советского геолога, отдавшего свои силы делу
развития нефтяной промышленности СССР,

Ивана Михайловича ГУБКИНА.

УЧЕНЫЙ, ПАТРИОТ, ВОЛЬШЕВИК

Оборвалась прекрасная жизнь ученого, патриота и большевика, гражданина нашей великой родины, депутата Верховного Совета СССР Ивана Михайловича Губкина.

Иван Михайлович Губкин принадлежит к числу ученых нашей великой родины, плеяда которых украшает передовую мировую науку. Представитель подлинной передовой советской науки, он завоевал себе большой авторитет в качестве крупнейшего геолога-нефтяника. Научные прогнозы нефтяных месторождений, данные Иваном Михайловичем, и его работы под руководством С. М. Кирова и Серго Орджоникидзе по восстановлению и развитию нефтяных промыслов в Баку, в Грозном и Майкопе увенчались большими успехами.

Страстный и неутомимый исследователь, смелый новатор, талантливый ученый, он не останавливался на достигнутом. Его мысли были всегда направлены на разрешение все новых и новых проблем. Его практическая деятельность была направлена на поиски новых нефтяных бассейнов страны, его научная деятельность вооружала практиков средствами для открытия новых сокровищ природы.

Революционер в науке и ученый в практике, Иван Михайлович стал на путь глубоких прогнозов и смелых экспериментов, ему принадлежит заслуга создания научных предпосылок к разрешению проблемы «Второго Баку».

И. М. Губкин лично руководил многочисленным коллективом геологов-нефтяников, выполнявших задания партии и правительства о создании и развитии второй нефтяной базы СССР.

Научные и практические заслуги Ивана Михайловича высоко ценятся всем геологическим миром. На XVII Международном геологическом конгрессе Иван Михайлович всеми делегациями единогласно избирается президентом конгресса и руководит его работой. Научные труды И. М. Губкина являются настольной книгой каждого геолога-нефтяника, в какой бы стране он ни работал.

Иван Михайлович по праву считается организатором и руководителем советской геологии. В тяжелые годы гражданской войны, в годы тяжелой хозяйственной разрухи Иван Михайлович полно-

стью отдает себя делу восстановления народного хозяйства молодой Советской республики и по непосредственному указанию В. И. Ленина приступает к широким геологическим изысканиям на громадных пространствах Советского Союза. За время сталинских пятилеток наша родина по выявленным запасам главных полезных ископаемых заняла первое место в мире.

Велики заслуги И. М. Губкина как педагога. Иван Михайлович, проделав путь от крестьянина-бедняка, сельского учителя до академика, высоко ценил дарования своего народа и с глубокой любовью отдавал свои силы воспитанию кадров. Иван Михайлович ставит перед советским правительством вопрос о создании в Москве первого советского горного вуза. Декретом, подписанным В. И. Лениным, создается Московская горная академия, во главе которой становится И. М. Губкин. Тысячи новаторов-геологов воспитаны И. М. Губкиным.

И. М. Губкин, будучи истинным сыном народа, высоко ценил и любил свой народ, черпал силы из народных родников, опирался в своей деятельности на народ, был тесно связан с народом. Успехи, которые неизменно сопровождали деятельность И. М. Губкина, обусловлены были не только его тесной связью с народом и большой научной эрудицией, но и тем, что Иван Михайлович в своих творческих дерзаниях руководился передовым учением Маркса — Энгельса — Ленина — Сталина.

Как человек, Иван Михайлович является образцом беззаветной преданности своему народу, образцом страстного и непримиримого борца за генеральную линию партии Ленина — Сталина. На каком бы участке он ни работал, он оставался верным большевиком-сталинцем, поощрял смелые дерзания в науке и практике и обрушивался всем своим научно-общественным авторитетом на лженаучные извращения в теории и практике.

Правительство Советского Союза за выдающиеся работы наградило И. М. Губкина орденом Ленина и орденом Трудового Красного Знамени.

Советская наука и геологи всего мира в лице И. М. Губкина понесли тяжелую утрату. Академия наук Советского Союза, скорбя по поводу этой тяжелой утраты, призывает всех ученых нашей страны и всю передовую техническую интеллигенцию к еще более активной работе и беззаветной борьбе за торжество коммунизма, которому отдал свою прекрасную жизнь Иван Михайлович Губкин.

Академики: В. Л. Комаров, О. Ю. Шмидт, Е. А. Чудаков, А. Н. Колмогоров, А. Н. Бах, П. И. Степанов, Л. А. Орбели, В. П. Никитин, А. М. Деборин, Е. С. Варга, И. И. Мещанинов, А. А. Богомолец, А. Я. Вышинский, Т. Д. Лысенко, В. Н. Образцов, А. Е. Ферман, А. Н. Брылов, С. Л. Соболев, А. Д. Архангельский, А. А. Григорьев, В. А. Обручев, М. А. Усов, П. П. Ширшов, А. А. Борисьяк, Б. А. Келлер, Н. Б. Цицин, С. А. Чаплыгин, А. А. Скочинский, А. М. Терпигорев, И. П. Бардин, М. В. Митин, Е. М. Ярославский, А. Н. Толстой, Н. С. Курнаков, С. С. Наметкин.

**ОТ КОМИССИИ АКАДЕМИИ НАУК СССР
ПО ИЗУЧЕНИЮ И ОПУБЛИКОВАНИЮ НАУЧНОГО НАСЛЕДСТВА
АКАДЕМИКА И. М. ГУБКИНА**

Комиссия Академии Наук СССР по изучению и опубликованию научного наследства академика Ивана Михайловича Губкина обращается ко всем учреждениям, организациям и гражданам СССР, с которыми покойный И. М. Губкин был связан своей научной, производственной или общественной работой, с просьбой прислать в Комиссию все имеющиеся у них материалы, могущие служить для характеристики личности и деятельности И. М. Губкина (протоколы заседаний с участием И. М. Губкина, стенографические и протокольные записи его выступлений, докладные записки, личные письма, соответствующие указанной выше цели, и другие материалы). По требованию учреждений, организаций и частных лиц присылаемые ими подлинные материалы будут им возвращаться после копировки или репродуцирования.

В случае невозможности по какой-либо причине присылки материалов в Комиссию просьба сообщить возможно более подробные данные о характере материала, его содержании и объеме, дабы Комиссия имела возможность организовать копировку или репродуцирование непосредственно на месте нахождения материала.

Материалы, а также письма и запросы направлять по адресу Москва, Большая Калужская, дом 24. Президиум Академии Наук СССР, Ученому Секретарю Комиссии по научному наследству акад. И. М. Губкина В. Я. Маркову.

Председатель Комиссии академик *В. А. Обручев.*
Ученый секретарь *В. Я. Марков*

А. Е. ФЕРСМАН

ГЕОХИМИЯ КОБАЛЬТА

Статья дает новое освещение процессам миграции кобальта на основании различий в валентности и координации кобальта и его спутников — никеля и железа. Геохимические и частью технические свойства кобальта выводятся из свойств его атомов и ионов и намечают собой новые пути поисков и использования.

Введение

Чтобы конкретнее выявить применимость современных геохимических и кристаллохимических положений к практическим проблемам геологии, я решил остановиться на примере одного химического элемента — кобальта. Причиной такого выбора является, с одной стороны, желание выбрать более сложный пример, для которого сходство свойств с другими элементами создает ряд особых трудностей при выявлении тех процессов, которые разобщают очень близкие друг к другу атомы одного и того же семейства и сходной структуры. С другой стороны, кобальт — один из элементов, издревне известных человеку, почти потерявший свое значение в течение нескольких тысячелетий и сейчас снова приобретающий совершенно исключительное значение в технике.

Я остановлюсь позднее на необычайно интересном анализе синей кобальтовой краски, которая частично определяет собой основной краситель фаянса, смальты и стекла почти за четыре тысячелетия до нашей эры в египетских изделиях. И если темносиний древнекитайский фарфор связан с другой окраской — с сочетанием закиси и окиси железа, если римские и частью византийские синие изделия связаны, главным образом, с медью Критских месторождений¹, то самая древняя синяя краска связана или с синим бадахшанским лазуритом или с кобальтовой смальтой.

Мы относим кобальт к тем элементам, для которых масштаб промышленного роста является в настоящее время максимальным; только проблема ниобия является сейчас еще более острой, чем кобальта. Широкая область применения, о которой мы будем говорить, намечает совершенно новые подходы и в использовании этого элемента; на нем интересно сосредоточить внимание и потому, что мы недостаточно до сих пор оцениваем его значение в Союзе и далеко не изучили даже известные нам кобальтовые месторождения.

Кобальт интересен и по другим причинам: это теоретически исключительно важный элемент, так как в основном вернеровская тео-

¹ Об использовании в Александрии и в Риме медной сини, называвшейся египетской синью, см. Б. В. Иванов, ДАН, XX, 1938, № 9, стр. 683.

рия комплексных соединений получила возможность обосновать ряд своих положений именно на таких удобных соединениях, как амины трехвалентного кобальта.

Кобальт интересен и потому, что в менделеевской таблице долгое время занимал весьма «неприятное» место, нарушая ту естественную последовательность восходящих атомных весов, которая характеризует всю менделеевскую таблицу. Это нарушение частично отпало, когда атомные веса были заменены порядковым числом, и только порядковое число (а не атомный вес) стало определять положение элемента в менделеевской таблице. Сейчас это отклонение получило объяснение в работе Гроссе (1937), который вместо нормального атомного веса вводит некоторый средний арифметический атомный вес из весов изотопов, что фактически исправляет те четыре несогласия, которые наблюдались до сих пор в менделеевской таблице.

Кобальт — второй элемент триады: железо — кобальт — никель. Наша задача сводится к тому, чтобы найти те тонкие различия, — физические, химические и физико-химические, которые позволяют в земной коре разделить эти три элемента и нарушить исключительно невыгодные соотношения первичных кларков: 2000 железа, 10 никеля, 1 кобальта, чтобы освободить кобальт из сочетания с первыми двумя устойчивыми четными элементами, что особенно трудно для нечетного атома, лежащего в одном с ними горизонтальном ряду.

Свойства

№ 27 — кобальт — лежит в самой середине развернутой менделеевской таблицы, с чем связан целый ряд его свойств. Прежде всего его атомный вес 58,94, составленный из двух изотопов — 57 и 59 (0.16% и 99.84%)¹ и двух искусственных изотопов 60, половина времени распада которых измеряется периодами 30 дней и даже 215 дней (Pettier, 1938). Большой эффект упаковки ядра, близкий к железу, говорит об устойчивости этого атома, несмотря на его нечетный номер, асимметричное строение и незаполненные внутренние электронные оболочки. Самые атомы его обладают наименьшими (после хрома) размерами всех металлов, что видно из следующих цифр:

	Cr	Fe	Ni	Co
Р атомов	1.24Å	1.27	1.27	1.24
Твердость	—	4.5	3.8	5.5

Это ведет к очень плотным решеткам, большей твердости металлов и сплавов и большей устойчивости всех полуметаллических решеток — соединений S, As, Sb, Se, Te.

Очень характерна природа его ионов; мы знаем в геохимии ионы $Co^{+2}Co^{+3}$ и промежуточные между ними с следующими свойствами:

Величина валентности	2	3	2 + 3
Р ионов	0.82	0.65	? (при коорд. 6)
Взк	1.07	?	?
Коорд. число	6 и 4*	6 (всегда)	4 + 6

¹ Весьма вероятно, что изотоп 57 слаборадиоактивен и путем излучения β переходит в его изобар.

* При координации 4 — на 60% меньше, т. е. R иона Co^{+2} коорд. 4 = 0.77 Å.

Для анализа наиболее важных двухвалентных ионов приведем таблицу:

	Mg	Ni ^{''}	Co ^{''}	Fe ^{''}
Р ионов	0.78	0.78	0.82	0.83Å (при коорд. 6)
Вэк	1.07	1.09	1.07	1.06

Еще более отчетливый ход изменения свойств мы видим из сравнения некоторых энергетических показателей для наших элементов в их двухвалентных ионах:

	Fe	Co	Ni	Zn	Ca
Потенциал ионизации	23.1	24.9	25.0	27.8	18.10 эд. вольт

При этом, однако, интересно, что отрыв первого электрона у кобальта (8.50 эд. вольт) происходит много труднее, чем для Fe и Ni (7.6—7.8), что ведет к более легкому образованию ионов у Fe и Ni.

	Ba	Sr	Pb	Ca	Mn	Fe	Mg	Co	Ni	Zn	Be
Вэки ионов	0.63	0.78	0.82	0.87	1.00	1.06	1.07	1.07	1.09	1.10	1.32

Ряд вэков определяет ход процессов замещения и вытеснения кобальтом других металлов; энергетически все элементы (кроме Mg), расположенные влево от Co,—слабее его и в месторождениях будут при прочих равных условиях вытесняться кобальтом; обратно — его вытесняют Ni, Zn и Be. Но помимо количественных сторон энергетических черт ионов Co⁺² и его аналогов есть еще вторая сторона — их качественно-энергетическая характеристика, которая определяется геометрией и симметрией решетки и характером взаимного расположения ионов ⁺² и ⁻² в постройке. Последнее прежде всего зависит от того, как взаимно расположены катионы и анионы и сколько анионов окружает каждый положительный ион. Это число окружения мы называем координационным (по Вернеру) и придаем ему очень большое значение в понимании устойчивости сочетания. При неизменной валентности ион Co⁺², как оказывается, может быть окружен или 6 или 4 ионами кислорода, и это изменение оказывает огромное влияние на все свойства соединений и на геохимическую судьбу кобальта, как это видно из таблицы на стр. 10.

Нормально для всех двухвалентных ионов мы имеем окружение шестью анионами, расположенными примерно в одинаковом расстоянии от положительного иона. Так, оно наблюдается и для кобальта: шестерная координация является для него основной, но она является не единственной, а, в противоположность закисному железу, Co дает и четверную координацию, т. е. при известных условиях обладает

Таблица соотношения ионов Co^{+2}

Координ. число	6	6/4	4	4
Цвет	розовый	фиолет.	синий	черный (металлич.)
Тип связей	ионные	ионные	ковалент.	металлич.
Соединения	соль	соль	сульфиды	сульфиды
Соед. с H_2O	с H_2O	без H_2O	без H_2O	без H_2O
Поляризация	слабая	сильнее	сильная	оч. сильная

—→ растет t° , pH, окисляемость, поляризация; цвет углубляется.

способностью удерживать вокруг себя не 6 анионов, а только 4. Эти четыре аниона (например, иона кислорода) благодаря тому, что их только четыре, могут расположиться ближе к атому кобальта и должны вступить с ним во взаимодействие, отчего начинается ряд явлений взаимной деформации, которую мы называем поляризацией.

Как общее правило, понижение координации ведет к усилению взаимной поляризации, к постепенной замене типичных ионных свойств соединений связями другого порядка, — ковалентного характера или характера металлических, т. е. замена координации 6 через 4 или 3 осуществляет перевод типично ионных солей в соединения полуметаллического или даже металлического характера.

Замечательно, что этот вопрос для кобальта был разрешен одновременно в 1937 г. в четырех местах (в Праге, Ганновере, Берне и Чикаго). Все исследователи пришли в сущности к одним и тем же выводам, что в основе тех замечательных свойств, которые мы, например, в общежитии называем симпатическими чернилами (смены розовой и голубой окраски), лежит как раз переход (при одной и той же валентности) от шестерной координации к четверной, от типичных ионных связей к ковалентным, к полуметаллическим и к образованию чисто металлических построек. Этот факт дает впервые определенное объяснение смене розового голубым цветом: голубая — четверная координация, розовая — шестерная; черная — обычно смесь четверной и шестерной координации. Затем получается чисто металлическая система, в которой даже четверная координация теряет свое значение¹.

Что же влияет на этот переход? Как мы сейчас знаем, прежде всего влияет на переход координации кислотность или щелочность среды, т. е. то, что мы называем величиной pH (повышение pH обычно понижает координацию). Мы знаем, что сильно влияет температура, которая вообще снижает координацию, т. е. в данном случае ведет к усилению прочности координации 4. И, наконец, влияет характер тех анионов, которые вступают с Co^{+2} во взаимодействие, т. е. тот антураж, который слагает решетку².

Этим определяется очень важный вопрос о разделении Co и Ni: все, что способствует переходу в координацию 4 для кобальта, т. е. кислотность раствора и повышенная t° , — будет облегчать отделение Co от солей никеля, так как мы знаем для последнего лишь координацию 6 (при той же валентности). Однако количество ионов кислорода вокруг иона Co^{+2} имеет еще другое значение: при наличии лишь 4 атомов кислорода ион Co^{+2} оказывается более способным к присо-

¹ Аналогичные соотношения цветов мы имеем и для ионов Fe^{+3} ; в шестерной координации они дают буро-желтые тона, в четверной (или смешанной 6+4) — яблочно-зеленые более глубоких тонов.

² Прекрасный пример, характеризующий понижение (углубление) окраски: розовый CoF_2 , синий — CoCl_2 , зеленый — CoBr_2 , металлический — CoI_2 .

единению еще ионов O^{-2} , т. е. легче переходит в трехвалентное состояние, легче окисляется. Таким образом розовые соли будут труднее окисляться, чем соединения того же Co , но в виде полуметаллических сернистых структур или синих солей. Координация вызывает иное распределение энергии связей и этим определяет ход химической реакции, что раньше в геохимии не было учтено.

Приведенный анализ свойств кобальта дает в руки геохимика основные идеи для понимания миграции этого элемента. Но раньше, чем перейти к его истории в земной коре, мы должны остановиться на двух вопросах: во-первых, на абсолютном и относительном количествах Co в природе (кларки), и во-вторых, — на типах его соединений (минералах).

Кларки

Приведем сначала табличку фактических данных, полученных за последние 20 лет геохимиками и сведенных в работах И. Фохта, Г. Берга, А. Е. Ферсмана, И. и В. Ноддаков и В. М. Гольдшмидта (последняя сводка 1939 г.).

На основании этих данных можем наметить такую таблицу (в весовых количествах) кларков:

Железн. метеор.	Основн. породы	Средние породы	Кислые породы	Почвы	Организ.	Средний кларк
0.6	0.008	0.006	0.001	0.0004	0.00001	0.004

Точные подсчеты позволяют каждую химическую систему сравнивать со средним кларком, и мы можем, таким образом, говорить, что в кислых породах мы имеем концентрацию кларка кобальта — 0.25, в средних породах +1.5, а в железных метеоритах +150; одни кларки концентрации являются отрицательными, намечая собой области геохимического рассеяния, другие — положительными, причем кларки концентрации определяют собой с количественной точки зрения промышленную ценность области. Кларк концентрации для чистого металлического кобальта = +25 000, а для хорошей руды, годной для эксплуатации, \approx +250.

Таблица весовых кларков и их соотношений

	Абсолютн. кларки вес.			Соотношения	Автор
	Co	Ni	Fe		
Атмосфера солнца	—	—	—	1:1,5:30	
Метеориты железные	0.59	8.52	90.85	1:15:170	В. М. Гольдшмидт
» каменные	0.04	0.33	13.04	1:12:325	
» сульфидные	0.01	0.01	—	1:10	
Средн. кл. земн. коры	0.002 (0.004)	0.02	4.20	1:10:2100	А. Е. Ферсман
Ультраосновные породы ¹	0.008	—	—	1:30 (20)	Г. С. Грицаенко
Вторичные силикаты (Fe^{+3})	—	—	—	1:70 (до 1:700)	
Сульфиды высоких ²	—	—	—	1:15 (20)	в Седбери — 30 до 40
Сульфиды низких ²	—	—	—	1:5 (до 0.5)	
Асболаны	—	—	—	1:0.5:5 (среднее)	
Почвы	0.001 до 0.00005	—	—	1:2 (—8)	

¹ Увеличение Mg ведет к отношению 1:10, преобладание Fe^{+2} — к отношению 1:30 и даже 1:50, что геохимически совершенно понятно.

Как видим из таблицы, кобальт встречается в доступной части земной коры в количествах, примерно отвечающих Zn, Sn и Cl; однако характер распределения этих элементов в земной коре весьма различен.

Хотя новые аналитические данные и значительно повысили кларк кобальта (одновременно снизив кларк Ni), тем не менее для триады железа остается вообще соотношение:

Fe	Co	Ni
1 250	1	2.5 — 3

или

2 100	1	10
-------	---	----

Во всяком случае количественные соотношения весьма невыгодны для кобальта, который, занимая среднее место по своим свойствам между Fe и Ni, с трудом может освободиться от своих более распространенных спутников. Как мы видели выше, только особо тонкие реакции геохимического порядка могут вести к их разобщению.

Кобальт, как нечетный элемент, должен вообще относительно накапливаться в геофазах и системах более летучих и более дисперсных и наиболее дифференцированных. Это положение действительно проходит красной нитью через его астрохимию и геохимию: в атмосфере солнца его кларк даже близок к кларку никеля, в ходе природных процессов (как видно из таблицы) идет постепенное освобождение Co из связи с его триадой с образованием своих собственных, более чистых, кобальтовых соединений — отношение Ni:Co постепенно падает. Этот процесс обычно не доходит до конечных кислых магм, а заканчивается в обособлении кобальтовых соединений уже в период кристаллизации средних магм. В ходе отделения кобальта от Mg, Fe и Ni играют роль соотношения следующих переменных: w , коорд. числа, R ионов, четности и симметрии построек, энергии ионов в решетке.

Анализу влияния этих параметров на ход концентрации кобальта и образования его промышленных месторождений и будут посвящены следующие главы.

Минералы кобальта

Для понимания специфических черт минералогии Co важно отметить, что в природе известно всего 35—40 видов, тогда как в общей химии получено около 2700 химических соединений и металлических сочетаний кобальта (среди них особенно много аминов и специальных сплавов). Незначительность числа природных минералов кобальта лишней раз показывает трудности для него строить свои решетки без ионов Fe и Ni.

Кроме 40 минералов, в которых кобальт занимает место в узлах решеток, известно еще около 60 минеральных видов, в которых кобальт замещает атомы Fe, Ni и Mg:

1. Самородные — карбиды и фосфиды с Fe и Ni
2. Сульфиды — с As, Sb; из катионов Ni; редки соединения с Te и Se
3. Сульфосоли — немногочисленны
4. Окислы и гидроксиды — очень интересны $CoO + Co_2O_3$, сочетания с NiO, Ni_2O_3 , Fe_2O_3 , MnO, Mn_2O_3 , MnO_2 и т. д.
5. Сульфаты с Mg и Fe
6. Арсенаты и фосфаты с Zn, Ni, Co, Mg, Ag
7. Силикаты — очень редки
8. Карбонаты — многочисленны, чистый $CoCO_3$; сочетания с Zn, Mg, Ca
9. Роданиды — (1 минерал — юльенит)

Цвета очень разнообразны, ярки и поражают всех, кто, например, знакомится с коллекциями кобальтовых минералов из Конго в Колониальном музее около Брюсселя или в университете Гента (Gand). В них очень резко проявляется влияние поляризации ионов, которое

ведет к углублению окраски: 1) розовые, красные — 5, 6, 7, 8, 2) синие — 9, 3) черные, черно-красные — 11, 4) металлические — 1, 2, 3.

Минералы изучены плохо; в основном:

1) Преобладает Co^{+2} , редки соединения Co^{+3}

2) Из координации преобладает в кислородных соединениях координация 6; в сульфидах — 4, также 4 в юльените.

3) Очень характерно преобладание двух групп — сульфидов и вторичных водных солей комплексных кислот.

За последние годы в литературе описан ряд новых черных коллоидальных веществ Co_2O_3 с CoO , Fe_2O_3 , которые образуются в Конго при окислении сферокобальтита (мендипин, стениерит, триенит и др.).

Значение для промышленного извлечения кобальта (помимо никелевых руд) имеют только следующие соединения:

Смальтин $(\text{Co}, \text{Ni}) \text{As}_2$ с содержанием Co	8—24%
Кобальтин CoAsS » » »	28—33%
Главкодит $(\text{Co}, \text{Fe}) \text{AsS}$ » » »	4—19%
Сферокобальтит CoCO_3 » » »	50—55%
Асболяны $\text{Co}_2\text{O}_3 + \text{CoO}$ $r\text{MnO}_2$. $q \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{H}_2\text{O}$ с содержанием Co до 8%; реже — до 15%, и некоторые сульфоарсениды Ni с содержанием Co .	

Типы концентраций

В природе тесная связь триады — железа, никеля и кобальта требует для своего разделения специфических условий — очень тонких реакций, которые мы можем отчасти сравнить лишь с теми характерными физико-химическими процессами, при помощи которых ведется в технике разделение отдельных изотопов химических элементов. Природа должна использовать очень тонкие различия в свойствах указанных элементов, должна до конца и длительно сохранять эти специфические условия, для того чтобы добиться того накопления кобальта, которое может привести к его практическим месторождениям; мы, впрочем, это хорошо знаем по аналитической практике в лаборатории, где отделение Co от Ni и от Fe представляет значительные трудности. Достаточно посмотреть в этом отношении на типы тех месторождений, из которых в течение последних 100 лет добывались руды кобальта, чтобы убедиться, что трудно назвать такой тип месторождений, который явился бы доминирующим и на котором основывалась бы главная часть мировой добычи.

1. Долгое время кобальт шел из черных вторичных асболянов (с MnO_2) Новой Каледонии, где добывался в змеевиках одновременно с силикатными рудами никеля. Это были типичные образования поверхности — геофазы L. Они сменили знаменитые кобальтово-серебряные жилы Рудных гор (см. ниже).

2. Потом открыты были месторождения Седбери в Канаде (около 1885 г.), богатые сульфидами меди и никеля, что привело к возможности использования в довольно больших количествах попутно и кобальта, несмотря на не особенно выгодное соотношение $\text{Ni} : \text{Co} = 30 : 1$. В этом месторождении триада элементов — никель, железо и кобальт — объединена при высоких температурах в сульфидах с очень высоких температурных геофаз, примерно В — С.

3. Далее пришло на смену новое замечательное месторождение сульфидов и самородного серебра — в той же Канаде — месторождение Темискеминг-Кобальт. Здесь были открыты богатейшие рудные жилы самородного серебра, кобальта, мышьяка, никеля, висмута с рудным телом из кальцита и барита. Кобальт в два раза преобладал над никелем. Месторождение было связано с сильно охлажденными магматическими растворами, генетически связанными с породами типа диабазов и габбро, хотя Бастин в новейшей работе доказывает связь этого типа с гранитами. В значительной степени оно напоминало месторождения Саксонии (Шнееберг) и Чехословакии (Рудные Горы).

4—5. Одновременно с этим шла добыча кобальта из других типов месторождений. Это были или типичные контакты гранодиоритов геофаз G—H (характерный тип Кавказа, Марокко, частично — Рудных Гор и Саксонии), или этот тип переходил в жилы кобальтита с медно-турмалиновым комплексом, а при еще более высоких температурах кобальтовые руды генетически связывались даже с оловянным камнем.

6. Разрабатывались одно время и кобальтовые залебанды Норвегии и Швеции (месторождения Модума, Скутеруда и др.)¹. В последнем сочетании железа, меди, мышьяка и кобальта при малых содержаниях никеля очень напоминало тип жил Темискеминга, Рудных гор и даже знаменитого месторождения ураносеребряных жил Иоахимова в Чехословакии.

7. В последние годы все эти типы отступили на второй план перед замечательными месторождениями Бельгийского Конго — Хатанги, где, с одной стороны, мы имеем дело с вторичными асболонами, образовавшимися путем окисления из сульфидов кобальта, но главным образом — с замечательными линзами замещения кобальтом карбонатных пород с образованием нежнолиловых карбонатов. Если мы к этому прибавим последние находки бедных никелем руд Квинслэнда в Австралии, кобальтина — в черных сланцах Бирмы, линнеита — из Сев. Родезии, а также неизученные пока рудные месторождения в районе озера Танганайки, то мы получим более или менее полную картину тех разнообразных месторождений, которые определяют современный рынок кобальтовых руд.

В приведенном списке мы имеем семь разнообразных генетических типов выделения кобальта (от магмы при высоких температурах в 1300° до теплых водных растворов (примерно, 150°) и кончая гипергенными явлениями, происходящими при обычных средних температурах поверхности. В этих семи типах представлены все геофазы от В до L; все типы пород — от ультраосновных до самых кислых; все страны, — начиная с Европы и кончая Канадой, Австралией и Африкой. Трудно в этой сложной картине, казалось бы, найти те руководящие идеи, которые определяют геохимическую историю кобальта и условия его концентрации.

Геохимическая история

Но тем не менее мы попытаемся наметить те характерные геохимические процессы, которые вызывают разобшение элементов нашей триады — железа, кобальта и никеля в их столь тяжелом для горной промышленности природном сочетании: 2000 : 1 : 10.

1. Первый процесс отщепления и некоторой дифференциации трех элементов наблюдается уже при очень высоких температурах, при кристаллизации ультраосновных магм, бедных серебром или лишенных его. В силикаты, богатые магнием, уходит и никель. Близость радиусов их ионов, сходство в их строении, почти полное тождество энергии в кристаллической решетке (эков)² и, наконец, одинаковая координация (6), — все это вызывает для этих двухвалентных ионов возможность вхождения в решетку силикатов; однако, кобальт не следует никелю и железу в этом процессе, так как при высоких температурах более устойчива его координация 4 (что вытекает из нечетности его номера). Летучесть и растворимость его соединений немного выше никеля и железа, что связано также с его некоторой асимметричностью как элемента нечетного; в результате этих небольших от-

¹ И для них нередко отмечалась генетическая связь с интрузиями диабазов.

² Энергетически мы наблюдаем выгодность поглощения силикатами магния — никеля (экви 1.09 против 1.05).

личий в первичных силикатах ультраосновных магм накапливается вместе с Mg почти исключительно никель, а кобальт отщепляется: соотношения никеля и кобальта в этих условиях только 50:1. В этом случае очень легко проявляется влияние нечетности элемента и повышенной координации.

2. В это же время, при процессах дифференциации ультраосновной магмы идет обособление летучих соединений, и здесь снова триада встречает некоторое очень тонкое различие. Температура кипения галлоидных соединений этих металлов от 500 до 700° и в общем различается мало для разных металлов триады; разделение при возгонке галлоидных соединений определяется упругостью паров, что решает нашу задачу, правда, очень тонко, при очень небольших различиях в сторону, более выгодную (т. е. более низких температур) для кобальта. Кобальт с повышенной поляризацией при характерной координации 4, при высоких температурах оказывается, таким образом, более способным переходить в пневматолит. Летучие рудные возгоны обогащаются кобальтом за счет никеля. Снова влияние нечетности и повышенной поляризации. Соотношение Ni:Co изменяется в сторону Co, примерно 15:1. Устанавливается связь с As и Se.

3. Продолжается охлаждение и постепенная нейтрализация кислых рудных растворов. Как мы знаем, сульфиды кобальта и никеля растворимы в слабых кислотах. Это один из обычных методов отделения металлов триады в аналитической химии, и в то время как сульфиды элементов более высоких потенциалов и более высоких валентностей осаждаются даже в кислых растворах, кобальт, железо и никель долго сохраняются в растворенном виде — в виде все тех же двухвалентных ионов. Сначала выпадает 4-валентный молибден, потом 4-валентное олово, 6-валентный вольфрам, 3-валентное железо и, начиная с цинка, ниже критической температуры воды начинается дифференциация 2-валентных и 1-валентных металлов и — сообразно отношению энергии решеток, — с постепенным понижением энергетических показателей ионов (вэков); поэтому выпадают сначала цинк, потом свинец, затем сложные комплексные сульфосоли сурьмы и мышьяка, и, наконец, наиболее подвижная, наиболее поляризующая система — кобальт (со следами никеля) и одновалентные элементы — золото, серебро, таллий и др.

Так, сообразно с различием вэков, идет дальнейшее разделение нашей триады, — главным образом отделение железа от кобальта, в зависимости от устойчивости (энергии решетки). Отношение между Ni и Co здесь около 5:1, опускаясь даже до 0.5:1.

4. Сильно охлажденные растворы в некоторых случаях проникают в породы карбонатного типа. Здесь величина вэка двухвалентных ионов определяет судьбу кобальта. Кобальт со своим вэком — 1.06 легко замещает кальций (0.87) и стронций (0.78); на основании законов равновесия успешно борется с магнием (1.05) и в результате этого двухвалентный кобальт замещает разные карбонаты, давая начало ряду углекислых соединений. Процесс протекает при несколько повышенном кислородном потенциале. Железо в этих условиях образует преимущественно трехвалентные ионы, тогда как кобальт остается двухвалентным, что является новым фактором отделения кобальта от железа. Трехвалентное железо идет своим путем, а кобальт, для которого не хватает кислорода, образует углекислые соединения закиси. Как известно, никель при этих условиях сохраняется в виде иона Ni^{+2} , и необходимы совершенно особые условия окисления, чтобы и Ni^{+2} перейти в Ni^{+3} . В данном случае разделение связано с различием в потенциалах ионизации и в тесно связанных с ними величинах вэков.

5. В дальнейшем ходе процесса окисление усиливается: вместе с железом начинается окисление и кобальта, который переходит в трех-

валентные соли; для них — и мы это особенно подчеркиваем — мы знаем только одну характерную координацию — 6.

6. Здесь начинается самая интересная страница в области разделения кобальта и железа. Если одновременно в процессе участвуют трехвалентные ионы железа и кобальта в координации 6, то они дают общие минералы, содержащие и тот и другой элементы; кобальт не обособляется, получаются лишь бурые железняки, обогащенные кобальтом. Но, если условия концентрации водородных ионов таковы, что железо образует не координацию 6, а соединения 4-й координации, тогда намечается возможность их разделения. Действительно, в процессе медленного (глубинного) окисления железа при условии повышенной щелочности (высоких рН) окись железа дает начало комплексному аниону, который обладает координацией 4 типичной тетраэдрической структуры¹, и образует все известные соединения нонтронит, феррибейделлит, или ферримонтмориллонит яркозеленого цвета².

Грандиозное количество этих минералов, например в месторождениях типа Магнитогорска или Халилова, намечают целые области в десятки тысяч кв. километров в Казахстане и в Западной Сибири. Трехвалентный кобальт не может войти в кристаллическую решетку нонтронита, так как его координация только 6, поэтому нонтрониты (в противоположность железу и никелю) оказываются практически лишенными Со, и этот элемент дает начало тем черным блестящим смолистым минералом, которые под самыми разнообразными названиями описаны из Конго, Каледонии и других месторождений и которые являются конечной, наиболее чистой формой накопления этого элемента, освободившегося (но тоже лишь частично) из пут его двух спутников — никеля и железа, в виде сложных неоднородных коллоидов с Си и особенно Mn*.

7. Начинается поверхностная миграция; кобальт шестерной координации в виде трехвалентных ионов (или двухвалентных) входит в сложную решетку органических комплексов. Его тонкие отличия от железа, нечетность его построек, более высокая поляризация и специфические черты его электронного строения ведут к рассеянию в почвенном покрове и в живом веществе, где кобальт обычно определенно доминирует над никелем и где начинается новая, еще только начатая изучением страница его физиологического и биохимического рассеяния³.

Поиски кобальтовых руд в Союзе

Каковы же практические выводы из сказанного для поисков кобальта в нашей стране? Они вытекают достаточно определенно из только что приведенной схемы и позволяют наметить следующие пять процессов, с которыми мы должны связывать на территории Союза

¹ Вопрос о координации Fe^{+3} в нонтроните будет освещен в особой работе. Это особый тип координации промежуточный между 6 и 4.

² И. И. Гинзбург отмечает для нонтронитов района Халилова, что в чистом нонтроните нет ни Mn ни Co^{+3} ; первый отсутствует потому, что при повышенном кислородном потенциале данных условий Mn образует MnO_2 и в тетраэдры войти не может, что же касается до Co^{+3} , то он не входит в них, так как не дает устойчивой четверной координации для этой валентности (а только координацию 6).

* Все же постоянная связь Со с Mn остается геохимически невыясненной.

³ Здесь во всей широте сказывается способность Co^{+3} к комплексам, мало характерная для неустойчивых соединений Ni^{+3} и недоступная для четных ионов Fe^{+3} . Иначе обстоит с абсорбцией солей Co^{+2} и Co^{+3} . По вопросу поверхностной миграции см. работы И. И. Гинзбурга, А. А. Смурова, К. И. Висконта. В частности: И. И. Гинзбург и А. И. Пономарев в Изв. А. Н. Серия геологическая, № 1, 1939 г., стр. 85—94; А. А. Смуров, Зап. Минер. Об-ва, LXVII, № 3, 1938, 465—480.

возможность и вероятность нахождения месторождения кобальтовых руд.

I. В основных и ультраосновных магмах перидотитового типа. Здесь мы можем ожидать встретить кобальт в качестве спутника никеля в сульфидных отщеплениях перидотитовых и пироксенитовых массивов; обилие оливина ведет к частичному захвату никеля силикатными растворами и улучшает в сульфидах соотношение Ni:Co¹. В зонах нижних подстилающих контактов, в боковых контактных зонах с их выделениями полутермального и жильного характера и, наконец, в линзообразных выделениях типа ликвации,— таковы те типы, которые характерны для обогащенных Ni и Co сульфидов. К этому типу относятся районы, в которых кобальт уже доказан: Монча-Тундра на Кольском полуострове и Норильский район Восточной Сибири. Таковы могут быть области змеевиковых пород Сев. Кавказа (типа р. Малки), в меньшей степени — Закавказья и может быть С.-В. Сибири. Нельзя отрицать возможность нахождения этого типа и на Урале (частично известен на Ю. Урале)².

II. Второй тип — образования контакта. Исходя из сказанного, мы должны ожидать появления кобальта в тех областях, где основные породы не дошли до конца своей дифференциации и где по этому контактные и жильные выделения связаны с магмами средней кислотности — диоритами, гранодиоритами, кислыми габброидами и т. д. Две области характеризуются именно этим типом дифференциации основных и гранитных магм. С одной стороны, это Кавказский хребет и Закавказье с их контактами, с другой — Средняя Азия (Алтайский хребет), Тянь-шань и частично — Кузнецкий Алагау. Вероятен этот тип и на Урале (доказан Мазаевым в 1934 г. в Покровском руднике и А. Е. Малаховым на Турьинских; в последних содержании Co повышено, а соотношение Ni:Co равно 1:2, что говорит об явном обогащении кобальтом).

Мы подчеркиваем особое значение типа магм и своеобразие тектоники для контактных образований кобальтовых руд именно в этих двух районах, где необходимы дополнительные поиски и аналитическая проверка встреченных сульфидов. Интересна возможность комплексного извлечения из хвостов при очистке магнетитовых руд, что практически доказано К. А. Ненадкевичем для Магнитогорска (в пирите 0.1% Co).

III. Жильный тип довольно холодных кобальтовых растворов с самородным серебром, висмутом, частью с сульфидами олова в Америке встречен в более молодых киммерийских и альпийских жилах, хотя классическое месторождение кобальта в Канаде как раз противоречит этому положению (равным образом месторождению Рудных гор — варисцийского возраста).

Случай этот показывает со всей очевидностью, что вопросы времени образования в геохимическом анализе играют второстепенную роль и что ошибочна была попытка ряда исследователей очень резко связывать геохимические явления со строго определенными элементогенетическими эпохами. По существу гораздо важнее вопрос, лишь косвенно связанный с возрастом, — степень и характер эрозии, прежде

¹ Это очень интересное правило ведет к отношению: в пироксенитах 15(20):1, тогда как в чисто дунитовых породах изменяется иногда до 5:1 (Ср. Урал); по мере перехода к породам габброидным отношение будет меняться в сторону Co; благодаря этому мы ожидаем особенно богатых кобальтом первичных сульфидов в продуктах отщепления и ликвации пород типа восточносибирских траппов.

² Хотя для Урала характерна бедность серой и мышьяком его ультраосновных магм.

всего зависящей от тектонической истории и намечающей определенные зоны геохимических концентров. Поэтому прогноз вероятных месторождений этого типа должен быть сделан весьма продуманно и не может ограничиваться областями более молодых процессов. Три области заслуживают в этом отношении особого внимания.

Древние щиты и в частности район феноскандинавского щита в частях его, нарушенных древними дислокациями (по краям), заслуживает по аналогии с Канадой особенного внимания (таковы районы Кандалакши на Белом море и, может быть, Бердянский район на Украине). С другой стороны, большой интерес в этом же смысле представляют процессы тихоокеанского типа, которые охватывают область С.-В. Сибири — особенно в районе Верхоянского хребта. Наконец, намечается третья область, интересно освещенная в новой работе В. К. Монича (1938), — Западная Сибирь, в районе Кузнецкого Алатау (может быть, — Горный Алтай). Особый интерес связан с Бернкульским рудником, где сульфиды Co, Ni, Ag, Zn, Au и As образуют совершенно особую телемагматическую генерацию, генетически, по видимому, связанную с породами типа диабазов. Возраст неясен, но вероятно — конец среднего девона (каледонский). Совершенно справедливо указание В. К. Монича, что, так как геохимическая геофаза К характеризуется наличием уранинита, то поиски этого типа месторождений Co (частично переходящих в тип Медвежьего озера в Полярной Канаде) могут проводиться путем изучения радиоактивности жильных процессов.

Таким образом поиски этого типа жильных месторождений имеют в Союзе большое будущее: как правило, можно отметить отсутствие связи этого типа с определенной элементогенетической эпохой, телемагматический характер полухолодных фаз J и K и, наконец, связь с дифференциацией магм средней или даже малой кислотности (габбро, диабазы, гранодиориты).

IV. Тип образования вторичного характера мы должны искать особенно там, где окись железа при глубинном окислении дает нормально координацию 4; в этих условиях разрушение ультраосновных пород будет идти вместе с накоплением вторичных черных минералов кобальта ($w = 3$, коорд. 6), сосредоточенных или несколько выше нонтронитовой зоны или в продуктах их превращения в железорудные скопления. Это громадная область нонтронитовых процессов Южного Урала, Северного Казахстана, многочисленных районов Западной Сибири и тех своеобразных образований типа Кубы и Центр. Бразилии, которые характеризуют змеевиковый пояс Северного Кавказа.

V. Наконец, надо выделить в особую группу очень интересный, но еще совершенно не изученный геохимически тип кобальта, связанный с геофазами G — H и с элементами Au, As, Cu, В — меднотурмалиновыми жилами. Этот тип, впервые описанный в Чили, заслуживает особого внимания на восток от меридиана Байкала (например, район Карийских промыслов в Забайкалье); многими специалистами по золоту он выделяется в особый тип, связанный с большим количеством летучих компонентов, может быть BF₃, As и т. д. Прогнозы по отношению к этому типу пока не могут быть сделаны ввиду его полной неизученности.

Сейчас на основании углубленного геохимического анализа кобальта мы можем более точно и более определенно, еще гораздо конкретнее, чем то, что мной здесь сказано, наметить те пути и условия, в которых необходимо в дальнейшем искать руды кобальта в Союзе. При этом знание свойств и поведения кобальта в определенных геохимических условиях окажется руководящим.

Продолжим изучение кобальта в длительной истории его атомов, когда они попадают в промышленность и в кругооборот народного хозяйства.

Кобальт является одним из древнейших металлов, который использовался еще египтянами за 3000 лет до нашей эры, вызывая вместе с природным ультрамарином (лазурином Бадахшана) те синие окраски стекла, фаянса и эмали, которые были столь излюбленными в скарабеях, бусах и других украшениях древнего Египта, а позднее — и Ирана. Широкое применение кобальтовой смальты, как интенсивно синей краски, продолжалось до 30-х годов прошлого столетия, когда оно было вытеснено открытием искусственного ультрамарина. В связи с этим практическое применение кобальта оказалось настолько суженым, что годовая добыча этого металла определялась лишь немногими десятками тонн.

Однако создание новой металлургии в последние 20—30 лет выявило значение применения кобальта в металлических сплавах, и сейчас кобальт принадлежит к тем элементам, потребление которых растет с каждым годом; потребность в кобальте не успевает насыщаться существующими месторождениями; цены на природное сырье и металл растут, а добыча кобальта достигает в последние годы уже тысячи тонн.

К этой оценке роли кобальта следует прибавить его исключительную роль в неорганической химии, как удобнейшего элемента для разрешения проблем химической связи, выдвинутых Альфредом Вернером в его теории комплексных соединений. Напомним хотя бы установление значения солей кобальта в биологии¹ и медицине, на изучение которых одно время всецело переключились целые научные институты в Англии, Австралии и в Западной Америке, и мы должны будем признать, что кобальт является одним из таких элементов народного хозяйства, на который необходимо обратить самое серьезное внимание, особенно в нашей промышленности.

К р а с и т е л ь. Широкое применение синего² тона в стекле, фарфоре, фаянсе и эмали основано на одной типичной кристаллохимической реакции — на переводе двухвалентного кобальта из шестерной координации в четверную. Мы уже говорили о том, что такой переход связан со сближением и усилением взаимодействия между положительным ионом кобальта и окружающими его анионами.

Углубление окраски от розовой через фиолетовую — синюю — зеленую до черной есть результат той взаимной деформации ионов, которая вызывается этим переходом и которую техник должен вызвать в своем химическом процессе; он вызывает ее прежде всего переводом иона Co^{+2} в решетку алюминатов типа шпинели; для облегчения перехода из шестерной координации в четверную он поднимает температуру, практически ослабляет ионные связи и переходит к связям ковалентным и, наконец, как старое эмпирическое правило, применяет частично окислительное пламя. Обратное, — внесение в шихту летучих веществ, переводящих Co в коорд. 6, приводит в красивой розовой окраске.

Применение для получения более чистых и ярких синих тонов примесей, отдающих кислород (как MnO_2 , как некоторые фосфаты и арсенаты) оставалось до сего времени совершенно неразгаданным, а сейчас в свете теории красителей получает свое объяснение. Ничтожная примесь Co_2O_3 к закиси кобальта создает то сочетание ионов раз-

¹ Особая роль в кормовых травах, определяющая их питательные свойства.

² А также зеленого, фиолетового и красного тонов. Углубление окраски идет вообще закономерно с усилением поляризации и укреплением ковалентных связей.

ной валентности, которые мы называем в геохимии берцелиидным¹ и которое, как правило, для всех ионов промежуточных элементов ведет к перемещению полос поглощения в красную часть спектра и этим вызывает глубокую дополнительную синюю окраску.

Сейчас чисто кристаллохимически можно предсказать для более простых соединений структуру и состав синей смальты.

Таким образом, после работы десятков и сотен исследователей над природой тенаровой сини и ринмановой зелени мы знаем сейчас не только конкретные условия, которые необходимы для получения синего тона, но и объясняем те долго остававшиеся таинственными приемы, которые практик должен применять для получения ярких симпатических чернил и синих красок: перевод двухвалентных солей кобальта из шестерной координации в четверную и подмесь в очень небольших количествах к двухвалентному кобальту трехвалентных атомов².

К а т а л и з. В тесной связи с берцелиидным характером связей в окислах кобальта стоит вопрос об их применении в качестве катализатора. Наличие незавершенных внутренних электронных оболочек и существование ряда промежуточных полуустойчивых энергетических уровней ведет к использованию данного элемента и его окислов в качестве катализатора. Это свойство красной нитью проходит через все ионы промежуточного типа для тех элементов, для которых мы знаем не только о существовании различных степеней окисления (валентности), но и о существовании для одной и той же валентности разных координаций, благодаря чему решетки этих соединений характеризуются или расположением в одинаковых геометрических точках ионов разной валентности или способностью при данной валентности изменять число анионов в первой сфере. Поэтому совершенно логичным является искать наиболее сильные свойства катализатора для кобальта в промежуточном окисле Co_2O_4 , а также в смесях CoO с такими кислородными соединениями как перекись марганца, благодаря чему образуются сложные берцелиидные смеси, которые статистически переводят часть ионов Co^{+2} в Co^{+3} . Как видим, и здесь применение углубленного анализа строения атома ведет к новой постановке и прогнозу технических свойств².

М е т а л л и ч е с к и е с п л а в ы C o. Громадное научное значение и практическая роль кобальта в металлических сплавах вполне ясны и, хотя сейчас еще целый ряд свойств таких сочетаний кобальта не может быть полностью выведен из наших теоретических представлений о структуре его атомов, тем не менее мы не можем не отметить основных линий разрешения этой проблемы:

а) Существование незаполненных электронных оболочек и особенно незаполнение подуровней стонеровских полупериодов, как мы знаем, вообще ведет к парамагнитным, а в известных условиях — к ферромагнитным свойствам. Для кобальта поразительным является его высокая точка Кюри, т. е. точка смены ферромагнетизма парамагнитными свойствами. Если у железа эта точка определяется температурой 768° , у никеля она только 365° , то для кобальта она достигает 1115° и, как мы знаем, связана, с одной стороны, с нечетностью строения ионов и несимметричностью структуры стонеровских полупериодов и большой устойчивостью до высоких температур кристаллических разностей с очень плотными решетками, с другой.

¹ О синей окраске таких соединений, см. А. Ферсман. ДАН, т. 17, № 4, 1937, 199—202.

^{*} Как можно было ожидать, сложные амины $\text{Co}^{+3} + \text{Co}^{+4}$ зеленого цвета и парамагнитны.

² Именно по этой причине окислы Co являются более сильными катализаторами, чем Ni .

б) Именно эта плотность решеток является одним из замечательных характерных свойств кобальта. Не забудем, что самые меньшие радиусы атома для типичных металлов наблюдаются у кобальта — 1.26 Å, у никеля — 1.24 и хрома и железа — 1.27—1.28. Как видно, даже для железа мы имеем более высокую цифру. Важно и то, что эта исключительная компактность типичных металлических систем кобальта повторяется в его полуметаллических сернистых соединениях. Мы знаем, что уменьшение расстояния узлов в решетке ведет к повышению ее прочности, укреплению связей, к увеличению выделяемой ею энергии; поэтому для нас является теоретически понятным, что именно сочетание кобальта и прежде всего хрома (сочетающего с низким R еще повышенный w) должно приводить к таким замечательным сверхтвердым сплавам, которые носят название стеллитов, в которых кобальт связан с хромом, железом и многовалентным вольфрамом.

в) Очень низкие величины радиусов ионов и размеров атомов, центральное положение кобальта во всей менделеевской таблице в ее развернутом виде ведет к тому, что энергия, выделяемая его атомом при образовании решеток, является максимальной. Это ведет в металлических системах к увеличению зерна, усилению роста кристаллов, к ускорению самого процесса роста металлов и к более легкому образованию больших монокристаллов¹.

Значение Co в биохимии. Еще в 1922 г. акад. В. И. Вернадский в интереснейшей работе отметил роль кобальта и никеля в биохимии и в биогеохимии. Он указал на громадное значение особенно кобальта в металл-органических соединениях, причем как правило выяснилось, что в органических соединениях кобальт играет в общем большую роль, чем никель. Глубокий анализ почвенных процессов, растительных и животных организмов показывает нам, что здесь кобальт всецело подчинен своему основному свойству — свойству рассеяния. Кобальт и здесь не концентрируется в каких-либо особых типах. Всюду, во всех почвенных процессах и в громадном количестве биохимических реакций кобальт играет громадную роль, а в некоторых организмах, как например в лангустах, его содержание доходит до 8,5 мг на 1 кг сухого вещества².

Органический мир, как мы это видим сейчас из блестящих работ А. П. Виноградова, приспособлен к совершенно определенному содержанию элементов в окружающей среде. Достаточно уменьшить содержание Co в 2—4 раза, чтобы недостаток кобальта смог решительно сказаться на жизнедеятельности организма.

Паттерсон в 1937 г. показал, что, если в почвах Новой Зеландии заключается лишь 0.0004% кобальта, т. е. в пять раз меньше нормального кларка, животный мир начинает вымирать. Еще резче анемия и гибель скота наблюдалась Марстоном (1938) в Австралии. При этом достаточно было придать в корм овец 1 мг кобальта в день, чтобы увеличивался рост скота, и в его крови увеличивалось количество гемоглобина (особенно важна прибавка $Co + Cu$)*.

Вопрос о роли кобальта в органической жизни приобрел за последние годы совершенно исключительное значение. В медицине уже раз-

¹ Co (равно как и Fe и Ni) согласно теории Юма — Розерп, в металлическом виде имеет $w = 0$, т. е. не обладает свободными электронами, что было доказано Я. Г. Дорфманом (1938).

² Должен подчеркнуть весьма справедливую мысль акад. В. И. Вернадского, что избирательное поглощение и накопление кобальта в живом веществе (битумах и углях) может явиться реальным путем для образования промышленных его концентраций. Над исследованием этой проблемы стоит поработать.

При справедливости общего правила об относительном большем значении в организмах Co , чем Ni , мы имеем и ряд обратных соотношений, и соотношения между Fe : Co : Ni вообще довольно сложны.

* Вообще Co содействует образованию элементов крови.

даются голоса, что приемы лечения слабых организмов железом основаны на благотворной роли кобальта, который имеется в каждом железном препарате.

Есть предположение, что Со входит в состав инсулина и что он является как бы катализатором каких-то основных биохимических функций организма.

Я не буду останавливаться дальше на этих вопросах, но в заключение этого краткого обзора хочу отметить, что все вопросы применения этого химического элемента в сущности могли быть предсказаны и могут и должны быть еще далее развиты на основании глубокого изучения строения и свойств атомов и ионов кобальта, его кристаллохимических и геохимических черт. Я вполне уверен, что будущее развитие техники и технологии не пойдет по тому эмпирическому пути, как сейчас, когда чисто опытно, лишь ощупью пытаются найти применение тех или иных элементов и их сочетаний, а применение их будет вытекать и выводиться из законов квантовой химии, химической физики и геохимии, которые явятся направляющими для всей новой технологии.

Я думаю, что техническая мысль в нашем Союзе должна очень внимательно присмотреться к этому передовому пути своего развития.

Институт Геологических наук.
Академия Наук СССР.

ЛИТЕРАТУРА

- ¹ Архангельский А. Д. и Е. В. Копчцова. К познанию химического состава Fe-руд в СССР. Труды Научно-иссл. И-та Геол. и Минер. II, 1935.
- ² Домарев В. С., О кобальте в медных рудах Зап. Карату (Мангышлак). Цветные металлы, 1933, № 5, 9—12.
- ³ Крутов Г. А., Месторождения кобальта на Кавказе. Труды Инст. Минер. сырья, 82, стр. 1—72, 1935.
- ⁴ Крутов Г. А., М. А. Момедов и Д. Г. Ульянов. Кобальтоносные месторождения Ю. Урала. Труды Всесоюзн. Научно-исслед. И-та Мин. Сырья, вып. 147, 1939. 5—19.
- ⁵ Мазаев Г. М., Кобальт в уральских контактово-мет. местор. Редкие металлы, 1934, № 6, 3—6.
- ⁶ Монич В. К., К проблеме кобальт-никелевых руд в Сибири. Вестник Зап.-Сиб. геолог. треста, 1933, № 1, 1—11.
- ⁷ Первушин С. А., Сырьевые ресурсы Со в капиталистических странах. Сов. Геол. № 4—5, 1939. 128—135. (Хорошая сводка по вопросам экономики).
- ⁸ Ферсман А. Е., Геохимия. IV. Обзор отдельных элементов. Кобальт, 1939, стр. 144 (геохимическая литература).
- ⁹ Abbe R., Handbuch d. anorg. Chemie «Cobalt» IV. 1934—1935.
- ¹⁰ Bastin E. S. Ni—Co. Native Silver Ore Types. Econ. Geol. XXXIV, № 1, 1939, 1—40.
- ¹¹ Berg G., Vorkommen und Geochemie d. Mineral. Rohstoffe L., 1929, p. 217—219.
- ¹² Bondon I., Co. à Maroc. Bull. écon. de Maroc. IV, 1937, 216.
- ¹³ Bricka, Collect. Trav. chim. Tschechoslovakie II, 1930, p. 489, 545.
- ¹⁴ Dirkins H., Ueber die Ursachen des Farbwechsels in CoCl₂-lösungen. Zeit. f. anorg. Chemie, 1937.
- ¹⁵ Feitknecht W., Helvetiae chimica acta, XX, 1937, pp. 655—682 (Farbe und Konstitut. der Verbind. des zweiw. Co).
- ¹⁶ Goldschmidt V. M., Geochemische Verteilungsgesetze. IX. Skrifter Norske Vid. Akad. Oslo I, 1937, № 4, pp. 66—72.
- ¹⁷ Marston H., Co and Cu in Ruminant-nutrition. «Nature», Lond., 141, 1933, p. 398.
- ¹⁸ Patterson W., Nature, 140, 1937, p. 363.
- ¹⁹ Stutzer O., Zeit. f. prakt. Geologie (Turmalin-führende Kobalterzgänge) 1906, p. 294—298.
- ²⁰ Vernadsky W., Sur le Ni et Co dans la biosphère, Compt. Rend. Acad. Sc. Paris, 1922, 175, p. 332—338.

SUMMARY

The purpose of this paper is to revise from a purely geochemical and crystallographic points of view our conceptions concerning cobalt, its migration, properties and application.

The detailed study of the structure of its compounds enabled the author to trace in the problems of migration first of all the influence of different degrees of cobalt valence (2,3 and 2+3). The author considers particularly in detail the importance of the coordination number, which for the valence 3 is always equal 6 and for the valence 2 is usually equal 6, but in some conditions is equal 4. This indicates a sharp difference in comparison to nickel for which we practically have only the valence 2 and the coordination number 6 and as well to iron for which the coordination number 6 is characteristic when the valence is 2 and coordination numbers 6 and 4, when the valence is equal 3.

Thus, the differences in the fates of these three closely related to each other chemical elements are traced on the base of difference, in given thermodynamical conditions, not only of their valence values but also of their coordination numbers.

Considering the changes of these two values the author discusses in detail the paths of migration and shows that the greatest accumulations of cobalt and its satellites nickel and iron are explained in this way.

Thus, operating with a purely geochemical analysis the author considers all the paths of cobalt accumulation, indicates the most interesting of them for the prospecting in our Union and finally discusses the application of cobalt. He considers this problem from the point of view of atomic structure and crystalline lattices and arrives at conclusions that all the chief applications of cobalt (in colours, alloys, as a catalizer in the chemical industry) follow from the specific properties of atoms and ions of this element.

In such way, the author tries to prove, on the example of cobalt that the problems of geochemistry and technology of separate elements may be put forth only by means of a detailed analysis of these elements from the point of view of their atomic and crystallographic structure.

В. А. ОБРУЧЕВ

**О НЕКОТОРЫХ СПОРНЫХ ВОПРОСАХ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ
ТЕРМИНОЛОГИИ И ТЕКТониКИ СССР**

Статья представляет ответ на статью А. Д. Архангельского под таким же названием по вопросу об основных структурных подразделениях земной коры, природе геосинклиналей и принципах составления тектонических карт.

В № 1 настоящего журнала А. Д. Архангельский напечатал обстоятельные возражения на мою рецензию коллективного труда с его участием «Краткий очерк геологической структуры и геологической истории СССР», появившуюся в журнале «Вестник АН» № 6, 1938 г., и выразил сожаление по поводу того, что рецензия помещена в малодоступном для геологов издании.

Ввиду этого приходится объяснить, что рецензия написана мною по специальному приглашению редакции этого журнала, которая определила и максимальный объем рецензии, поэтому я не мог рассмотреть вышеуказанный труд так подробно, как бы следовало, а вынужден был ограничиться некоторыми главными вопросами тектоники, в отношении которых я существенно расхожусь с авторами труда. Но А. Д. Архангельский не совсем прав, указывая, что рецензия относится почти исключительно к первым 93 страницам книги и игнорирует остальные 200 страниц. Первые 3½ столбца рецензии характеризуют кратко всю книгу, указывая ее содержание и основной недостаток; только последней главы с общими выводами я не касался по недостатку места для подробной дискуссии, без которой нельзя было бы обойтись.

Едва ли справедливо также замечание, что я изложил свои суждения не в тоне дискуссии, а так, что у читателя не могло зародиться сомнение в их правильности. Я думаю, что такие выражения, как: «я считаю неуместным», «я полагаю», «никак нельзя согласиться», «я считаю неправильным», достаточно ясно говорят читателю, что я выражаю свое личное мнение по данному вопросу; в некоторых местах я прямо говорю, что вопрос спорный, и в начале рецензии по поводу карт отмечаю, что в тектонических построениях еще много спорного и субъективного.

После этого предисловия перехожу к дискуссии по четырем основным вопросам, затронутым в рецензии и в возражении А. Д. Архангельского: структурным элементам земной коры, питанию геосинклиналей, древнему темени Азии и тектонической карте Евразии, помещенной в вышеуказанном труде.

В рецензии я считал неудачным деление основных структурных элементов земной коры только на геосинклинали и платформы, приня-

тое авторами (и не только ими), отдал предпочтение делению Бубнова, различавшему также глыбы (щиты) и шельфы (плиты) разной подвижности, и отметил, что авторы сами вынуждены были выделить в тексте, в особенности же на карте, целый ряд других элементов, в том числе щиты и плиты.

А. Д. Архангельский убедительно доказывает, что характеристики, которые Бубнов дал выделенным им структурным элементам, были неполные и частью неверные, что шельф не только колеблется между мелким морем и сушей, а что в нем, как, например, в Русской платформе, вырабатываются выступы и очень глубокие впадины, приобретающие иногда свойства геосинклиналей, что щиты также покрывались морями, но с них дочиста снесены отложения этих морей, что в природе ничего вечного нет и все меняется. Все это верно, и характеристики Бубнова требуют значительных поправок, выяснившихся после того, как предложенное им деление начали применять в тектонике. Отмечу, что термин «шельф», взятый из океанографии, действительно неудачен, но его заменяет уже термин «плита», предложенный Милановским. Верно, что и плиты испытывают более серьезные изменения, чем полагал Бубнов. Но ведь таким же крупным изменениям в течение своей истории подвергаются также геосинклинали, на месте которых вырастают высокие горы: древние геосинклинали вошли в состав щитов, а иные площади щитов превращаются в геосинклинали или погружаются на дно моря (Гондвана). Все в природе изменчиво. Но из этого еще не следует, что нужно отвергать более дробную классификацию структурных элементов, представляющую известные преимущества при изложении тектоники.

Эта классификация, как и всякая другая, является условной в виду наличия переходных форм между отдельными типами, но она необходима нам для того, чтобы лучше разобраться в многообразии форм, которые дает природа. И я полагаю, что нужно не упрощать ее до нельзя, различая только платформы и геосинклинали, а совершенствовать, выделяя другие элементы и снабжая их более точной характеристикой.

Необходимость более дробного деления особенно остро чувствуется при рассмотрении закономерности распределения месторождений полезных ископаемых по структурным элементам ввиду тесной зависимости генезиса первых от геологического состава, строения и истории развития последних. Теоретические предпосылки, гласящие, что на щитах могут быть найдены такие-то полезные ископаемые, на плитах — такие-то и в геосинклинальных горных цепях — такие-то, требуют всегда существенных коррективов в зависимости от истории данной области.

Поучительным примером неудобства упрощенного деления является недавно вышедшая книга Блонделя «Геология и рудники древних платформ» (1). Автор также включил в состав этих платформ щиты и плиты, и в результате получается малопоучительное сочетание разных полезных ископаемых: тут и угли, нефть, медь, золото, цинк, свинец, серебро, железо, графит и пр., приуроченные к плитам, и золото, медь, железо, хром, графит, слюда, асбест и пр., свойственные щитам. И только в заключении перечислены порознь месторождения, подчиненные кристаллическому цоколю, полуметаморфической серии и покровной серии, причем не выделены те, которые подчинены выступам фундамента среди плит, и те, которые залегают в остатках древнего покрова на щитах. О других недостатках этого сочинения не будем упоминать здесь. На этом примере видно, что более дробное деление структурных элементов в этом случае имеет большое преимущество.

Более дробное деление желательно не только для щитов и в особенности плит, но и для геосинклинальных областей в виду их различной древности и различной истории. Глубина эрозионного среза, качество и распределение по глубине интрузий, повторность горообразования,

состав осадочных толщ (наличие или отсутствие известняков), посясмятия, надвиги и шарнажи обуславливают большое разнообразие геосинклинальных сооружений. Например, Кузбасс и Донбасс считаются бывшими геосинклиналями, но, кроме обилия пластов угля, между ними мало сходства, и еще больше они отличаются от Альп, Кавказа, Анд, Кордильер, которые в свою очередь имеют огромные различия друг от друга. Для правильного районирования минеральных ресурсов, для выявления их закономерного распределения совершенно необходимо более дробное деление структурных элементов земной коры.

Второй спорный вопрос касается самопитания геосинклиналей. В защиту своего взгляда на источник материала, образующего осадки в геосинклинальной области, А. Д. Архангельский приводит свое определение этих областей из рецензированной книги, в котором указано, что они характеризуются резко выраженным рельефом поверхности в виде поднятых глыб (геоантиклиналей); в связи с этим отложение осадков в области совершается особенно интенсивно, и здесь накапливаются особенно мощные толщи осадочных пород. Но так как именно это — питание материалом из возникших в геосинклинали и затем размываемых геоантиклиналей — я и назвал самопитанием, то А. Д. Архангельский дополняет теперь это определение тем, что процесс образования осадков идет не только за счет переотложения ранее накопившихся осадков, но и за счет, а вероятно и главным образом за счет продуктов вулканической деятельности, впервые поднятых на земную поверхность и здесь перерабатываемых выветриванием и размыванием.

Это, конечно, довольно существенное дополнение источника материала, но все-таки недостаточное; если бы вулканы, возникающие в геосинклинальных областях, играли главную роль в питании новым материалом осадочных отложений, то последние должны были бы состоять главным образом из него в виде лав, туфогенных песчаников, туфов, брекчий и т. п. Но в осадках многих геосинклинальных областей продукты вулканизма не играют большой роли, а в иных, например в Кузбассе и Донбассе, почти отсутствуют. Откуда же в них берется главный материал?

А. Д. Архангельский, поучая меня, напоминает о бордерлэндах, выдвинутых американскими геологами в качестве источника материала ввиду того, что они убедились, что с платформы этот материал не мог поступать. Он говорит, что этим американцы не разрешили вопроса.

Я должен напомнить, что взгляды американцев мне хорошо известны, так как я первым дал в русской литературе в 1926 г. (2) обзор новых взглядов на геосинклинали по статьям Gbaui и американцев с критикой представлений Ога и изложил также идеи Аргана относительно глыбовой и покровной складчатости.

В своей рецензии я напомнил о принципе актуализма, как будто забытом авторами книги, и указал, что и в прежние периоды рельеф земли был разнообразен, что материал в геосинклинали доставлялся размывом прилежащих стран разной высоты и что ошибочное представление о питании геосинклинали — прямой результат концепции, что основными тектоническими элементами являются геосинклинали и платформы, причем последние не могут давать материала для питания первых.

А. Д. Архангельский в своем возражении передает мои слова неверно, именно: что я указываю, что геосинклинальные области получают материал со стороны древних платформ; в опровержение этого он сообщает, что Черное море — современная геосинклиналь — получает минимум обломочного материала с Восточноевропейской платформы, а главным образом со стороны Кавказа и Крыма. Это доказывает, по его словам, что принос материала идет из молодых гор, возникших в предшествующий геологический момент в пределах той же геосинклиналь-

ной области, в которой лежит и геосинклинальный бассейн Черного моря. Подобные же примеры, по его мнению, представляют Средиземное море, окруженное почти со всех сторон молодыми складчатыми горами, а также моря Караибское и между Азией и Австралией, где гористые острова играют роль срединных массивов геосинклинальных областей прошлого.

Пояснив, что срединные массивы это именно и суть геоантиклиналы, возникающие в геосинклинальной области и дающие ей главный материал, согласно А. Д. Архангельскому, я могу только высказать удивление, что мой оппонент приводит такие аргументы. Ведь Черное и прочие указанные моря представляют современные геосинклинальные области, а материал им доставляют молодые горные массивы и острова, поднявшиеся в третичный период и сложенные из материала, отлагавшегося в третичной геосинклинальной области. Затем Антильские и Зондские острова не одни доставляют материал в окружающие моря, в которые впадают крупные реки: Миссисипи, Магдалена, Ориноко (в Караибское), реки Индокитая (в Зондское). Все эти современные геосинклинальные области получают материал с берегов и островов, поднявшихся из глубин предшествующих по времени геосинклиналей, т. е. представляющих более древний рельеф, что вполне подтверждает мое мнение о питании. Чтобы доказать правильность своего мнения, А. Д. Архангельский должен был бы привести пример современной геосинклиналы, которая получала бы материал не с берегов более древнего состава, а исключительно от размыва островов, поднявшихся из ее глубин в четвертичный период в виде геоантиклиналей. Таких примеров, насколько я знаю, на земле нет.

Предположим, что Атлантический океан представляет гигантскую современную геосинклинальную область, что вполне возможно, если не придерживаться теории о перманентности океанов и материков (в чем меня А. Д. Архангельский напрасно подозревает, — я считаю этот вопрос пока неразрешенным). Как известно, вдоль средней части этого океана тянется большая подводная возвышенность. Допустим, что она, представляя медленно растущую геоантиклиналь, срединный массив, поднялась бы над уровнем воды и украсилась цепью вулканов, которые изливали бы лаву и выбрасывали тучи пепла. Разве эти лавы и пеплы, а также продукты размыва прибоем и дождями молодых глубоководных осадков, слагающих эту геоантиклиналь, будут единственным материалом, отлагающимся в оставшейся части океана? Он по-прежнему будет получать выносы с материков обеих Америк, Африки, Европы, Гренландии и Исландии, которые будут играть роль платформы этой геосинклинальной области.

Еще пример: когда средиземное море Тэтис, типичная геосинклинальная область, еще тянулось через всю Евразию, что окаймляло его берега? С севера — варисские высоты Зап. Европы, Мугоджары, Тяньшань, горбы Центр. Азии, а с юга — высоты Сахары, Абиссинии, Аравии, Декана. Нельзя себе представить, что все эти высоты были совершенно сглажены и представляли такие низменности, с которых в Тэтис не поступало никакого материала, даже если Восточноевропейская плита представляла собой равнины, подобные современным, и питала часть Тэтиса, как питают теперь Каспийское и Черное моря фр. Урал, Волга, Дон, Днепр и Днестр.

Поэтому я считаю вполне правильным свое указание на ошибочность представления о самопитании геосинклиналей и свое сравнение его с идеей *perpetuum mobile*. Ведь ясно, что геосинклинальная область, не получающая материала с берегов, не может отлагать никаких осадков кроме органогенных, если не предполагать, что в зоне опускания очутились гористые площади бывшей суши, поднимающиеся над водой в виде многочисленных островов. Но и в таком слу-

чае это будет питание геосинклинальной области за счет более древних структур и материалов, а не самопитание.

Третий спорный вопрос — о «древнем темени», которое лучше называть Байкальским щитом.

В книге А. Д. Архангельского с сотрудниками существование этого темени отвергается и на его месте предполагается Байкальская складчатая область, деформация которой продолжалась вплоть до каледонского периода складчатости (стр. 60). Я в рецензии привел свое мнение (которое не раз высказывали и раньше), что на месте Зап. Забайкалья, Байкальского и Патомско-Витимского нагорий в течение кембрия суносился материал для красноцветных осадков нижнего и верхнего кембрия; достаточно обширная суша, с которой в соседние моря кембрия; только при общем погружении Сибири в эпоху среднего кембрия эта суша могла быть затоплена хотя бы отчасти и на некоторое время. Без этой суши нельзя обойтись, так как другого источника материала для осадков на Сибирской платформе нет нигде. Я отметил, что геологи, отрицающие древнее темя, обходят молчанием этот вопрос, на который ответить не могут. Теперь А. Д. Архангельский заявляет:

«Не подлежит сомнению, что обширный участок возвышенной, гористой суши существовал в нижнекембрийское время и во внутренних частях геосинклинальной области, располагавшейся на месте современного Прибайкалья, Забайкалья и пр., и что с него в геосинклинальные впадины поступал обломочный материал. На палеогеографической карте среднекембрийской эпохи, когда эта суша покрывалась водами трансгрессировавшего моря, у нас этот участок совершенно четко выделен. Если это так, то совершенно непонятно, почему В. А. Обручев подробно доказывает это, как если бы мы отрицали наличие этого срединного массива.

«Расхождение у нас существует лишь по вопросу о возможности существования древнего массива непосредственно в Прибайкалье и Западном Забайкалье, где наличие нижнекембрийских отложений достаточно доказано исследованиями Е. В. Павловского. В отношении этого района мы, конечно, согласиться с В. А. Обручевым не можем».

Что же мы видим на карте среднего кембрия (табл. 1 в книге), на которую ссылается мой оппонент?

На месте Прибайкалья, Байкала, большей части Зап. Забайкалья, Байкальского и Патомско-Витимского нагорий показано море геосинклинальной области в виде длинного языка, доходящего на севере до 60°, а на юге — соединенного с таким же морем, покрывающим огромную площадь внутренней Азии и Зап. Сибири. И этот язык окружен со всех сторон, кроме южной, большой площадью, покрытой морем платформенной области. Кто же мог догадаться, что язык показан на месте нижнекембрийской гористой суши, которая неожиданно появилась в возражении А. Д. Архангельского, хотя в тексте книги об этом ни слова? Значит, выходит так, что на месте этой гористой суши уже к среднему кембрию образовался глубокий прогиб, затопленный геосинклинальным морем (так как прогиб необходим, чтобы могли накопиться мощные осадки) и к концу среднего кембрия в этом языке снова должна была подняться суша, так как осадки верхнего кембрия на соседней части Среднесибирской платформы опять терригенные красноцветные. словно предвидя эти неправдоподобные соображения, я в рецензии писал:

«Если же здесь была суша в нижнем и верхнем кембрии, то нельзя предполагать, что за время среднего кембрия на ее месте успела образоваться геосинклиналь, которая к верхнему кембрию уже должна была превратиться в складчатую зону, чтобы снова доставлять терригенный материал в море на платформе».

Все-таки можно сказать: наконец-то в дискуссии о древнем темени на его месте признается суша, — хотя и слишком маленькая, — как источник материала, о котором раньше молчали. Но меня удивляют дальнейшие слова А. Д. Архангельского:

«Нетрудно видеть, что В. А. Обручев, доказывая, что обломочный материал в кембрии поступал в Прибайкалье и далее на север из-за Забайкалья, в сущности доказывает то наше положение о поступании обломочного материала из внутренних частей геосинклинальных областей, против которого он возражает».

Я говорил всегда о достаточно обширной суше из докембрийских пород, снабжавшей кембрийское море терригенным материалом, а в замечании моего оппонента она превратилась в какую-то внутреннюю часть геосинклинальной области и способствует ее питанию. Но ведь на карте-то среднего кембрия этот язык геосинклинали показан среди платформенного моря и, если на месте языка в нижнем кембрии была гористая суша,— она питала не геосинклиналь, а платформенное море. Или может быть в эту эпоху на месте платформенного моря была геосинклиналь?

Отмечу еще ошибку в вышеприведенном возражении А. Д. Архангельского. Нижний кембрий в Зап. Забайкалье Е. В. Павловским не мог быть найден, так как последний в этой области еще не работал. Во всей этой области кембрий известен в виде небольшого клочка на р. Кидимит, в бассейне верхнего Витима, найденные в нем археоцитаты еще точно не определены, находка не проверена. Все-таки на основании ее я допускаю частичное затопление древнего темени среднекембрийским морем.

Доказательствам существования древнего темени я посвятил не так давно отдельную подробную статью⁽³⁾, на которую геологи, отрицающие его, ничего не ответили. Какие же доказательства противного приводят А. Д. Архангельский с сотрудниками: они выделяют район современного Прибайкалья, Зап. Забайкалья, Северобайкальского и Патомского нагорий в Байкальскую складчатую зону, соответствующую значительной части древнего темени, потому что в ней процессы складкообразования не закончились в протерозое и повторились в древнепалеозойское время (стр. 56).

Характерными признаками этой области, по их словам, являются: 1) большая полнота докембрийских образований, 2) наличие в нижних горизонтах кембрия мощной толщи нормальных кластических осадков; наличие в кембрийских отложениях по окраинам области весьма интенсивных дислокаций (стр. 57). В качестве таковых дальше указана зона резких нарушений — взбросов, надвигов, крутых складок (стр. 59). Затем говорится, что М. М. Тетяевым была доказана несостоятельность взгляда на Прибайкалье как на древнейший участок земной коры в Сибири и наличие на его месте большого кембро-силурийского бассейна (стр. 59, 60).

Слабые доказательства Тетяева были рассмотрены мною в вышеуказанной статье. К сказанному там можно добавить новейшие данные:

1. По наблюдениям Е. В. Павловского в Бугульдейском районе ушаковская свита, представляющая самый нижний кембрий, состоит из граувакк с мощными прослоями грубых конгломератов до 40 м мощности; галька их до 10—15 см состоит из представителей всех главных пород как архейского, так и верхнепротерозойского комплексов при полном отсутствии экзотических пород, не наблюдавшихся в районе. Граувакки существенно состоят из зерен кварца, кварцита и полевых шпатов, т. е. из того же материала, взятого из архей и протерозоя⁽⁴⁾, (стр. 78, 79). Совершенно ясно, что ушаковская свита сложена из продуктов размыва докембрийской суши, расположенной восточнее. Архей и протерозой выступают и теперь к востоку от площади развития этой области.

2. В том же районе Е. В. Павловский отметил, что складчатость ушаковской свиты и прилегающего к ней с запада среднего кембрия гораздо менее интенсивна, чем у более древних комплексов. Характерно для складчатости этой свиты и среднего кембрия отсутствие явле-

ний сколько-нибудь интенсивного метаморфизма и магматической деятельности (4, стр. 100).

3. В соседнем к северу Сарминском районе Прибайкалья, по Е. В. Павловскому, ушаковская свита имеет тот же состав, но конгломератов меньше, а кластический материал кроме галек не окатан, что указывает на близость области размыва; цемент почти не метаморфизован, глинистые сланцы, подчиненные грауваккам, совершенно не метаморфизованы (5, стр. 40, 41).

4. И в этом районе складчатость в нижнем кембрии значительно менее интенсивна, чем в протерозое и архее. Нет и соответствующих каледонской фазе интрузивных пород. В качестве вывода указано затухание складкообразовательных процессов от архея до нижнего кембрия (5, стр. 49).

Таким образом по мере тщательных исследований множатся данные в пользу моего взгляда. Отмечу несколько существенных доказательств:

1) Сильная складчатость верхнего протерозоя доказывает, что к началу кембрия на месте Байкала должна была еще существовать горная страна, и совершенно невероятно предположение, что она не только была размыта до почти-равнины, но что на ее месте успел образоваться глубокий прогиб (или провал) геосинклинального типа.

2) Состав ушаковской свиты доказывает наличие суши, с которой на запад поступал материал.

3) Если бы кембрий (а по другим геологам — даже кембро-силур), отложенный в этой геосинклинали, подвергся сильной дислокации каледонского цикла, создавшей на месте Байкала складчатую страну с высоко поднятыми археем и протерозоем в ядрах складок, были бы совершенно необъяснимы ни более слабая нарушенность кембрия, ни отсутствие в нем метаморфизма и интрузий, несмотря на непосредственное соприкосновение кембрия с этими ядрами по всему Прибайкалью. Отсутствие в кембрии интрузивных пород характерно для всей восточной окраины Среднесибирской платформы от р. Ангары до р. Витима.

4) Мощный геосинклинальный кембрий, слагавший эту горную страну, не мог исчезнуть бесследно, и где-нибудь были бы уже найдены продукты его размыва в виде континентальных конгломератов, песчаников. Между тем в юрских конгломератах на берегу Байкала, представляющих дельту реки, стекавшей с гор, бывших еще в юрский период на месте озера, валуны состоят исключительно из архейских пород и порфира, тождественного с порфиром западной окраины Байкальского нагорья, который является докембрийским.

5) Восточный и Западный Саян авторы книги также причисляют к каледонским горным сооружениям, а мощность кембрия в них (4—7 км) указывает на геосинклинальные условия. Почему же даже во внутренних частях этих каледонских складок, выросших из той же геосинклинальной области, как и Байкальская складчатая зона, и на непосредственном ее продолжении, даже во внутренних частях Вост. Саяна сохранился кембрий, а в Зап. Саяне — кембрий и силур преобладают? Докембрий некоторыми геологами даже отрицается. И в этих сооружениях мы находим интрузии, прорывающие кембрий (и силур) даже вблизи окраин.

6) Дислокация маленького выхода на р. Кидимит (еще не проверенного) не может служить доказательством каледонской складчатости, так как его нарушенность могла получиться и при более поздних движениях на древнем тении, подобно надвигам архея на юру на рр. Ангаре и Селенге. Точно так же все взбросы и надвиги в протерозое и в кембрии Прибайкалья не могут служить доказательством каледонской геосинклинальной складчатости, так как могут быть частью более древними, частью более молодыми.

В итоге по этому вопросу приходится сказать, что до сих пор не собрано бесспорных доказательств каледонской геосинклинальной структуры на месте древнего теменн: наоборот, в дополнение к логическому требованию наличия суши в этой местности уже с начала кембрия набираются подтверждающие его наблюдения и соображения. Замечу, что я не принадлежу к тем ученым, которые упорно отстаивают раз высказанные ими положения, несмотря на их устарелость. В представлении Зюсса о древнем теменн я сам внес уже существенные поправки на основании результатов позднейших исследований, но отказаться от него не могу, даже вопреки мнению большинства геологов, пока фактами не будет доказана его несостоятельность.

Четвертый вопрос — оценка тектонической карты Евразии, составленной А. Д. Архангельским с сотрудниками. В рецензии я указал некоторые особенности этой карты, целесообразность которых казалась мне спорной. Суть их сводится к тому, что на карте слишком выделяются области докембрийской складчатости и мало выделяются такие крупные тектонические элементы, как горные системы Урала, Алтая — Саяна, Станового хребта, Тянь-шаня, Куэн-Луня и Верхоянская.

А. Д. Архангельский в ответе защищает принципы, положенные в основу карты. Не буду спорить, так как тектонические карты целых материков могут иметь очень различный характер, выражая не только тектонические взгляды их составителей, но и их знакомство с литературой. Чтобы убедиться в этом, достаточно сравнить ряд карт, воспроизведенных в книге. Конечно, карта А. Д. Архангельского с сотрудниками, несмотря на ее (с моей точки зрения) некоторые недостатки, гораздо интереснее и полнее, чем карты М. М. Тетяева, Д. В. Наливкина и др. и даже чем более новая карта Борна.

Замечания по второй части книги, в отсутствии которых в рецензии упрекает меня А. Д. Архангельский, а также по общим выводам последней главы я отложу до другого раза, полагая, что полемика по принципиальным вопросам будет еще продолжаться.

ЛИТЕРАТУРА

- ¹ Blondel F., La géologie et les mines des vieilles plateformes. Paris, 1936.
- ² Обручев В. А., Новые веяния в тектонике. Изв. Геол. ком. 1926, № 3, 117—120.
- ³ Обручев В. А., Древнее темя или каледонская складчатая зона. 1-й В-Сиб. краевой н.-п. съезд, 1:32, вып. 1, 36—77.
- ⁴ Павловский Е. В. и Цветков А. И., Западное Прибайкалье. Тр. Геол. ин-та. VIII, 1933, 5—106.
- ⁵ Павловский Е. В. и Цветков А. И., Геолого-петрографический очерк западного побережья Малого моря. Очерки по геол. Сибири, № 7, 1933.

V. A. OBRUTCHEV. ON DISPUTABLE QUESTIONS OF TECTONIC TERMINOLOGY AND TECTONICS OF THE USSR

SUMMARY

The author responds to A. D. Archangelsky's notes concerning the review of his work «Short Description of Geological Structure and History of the USSR», 1937, Ac. of Sc. of the USSR. He proves that it is very useful to distinguish not only geosynclines and platforms but also shields and plates and to introduce the subdivision of geosynclines depending on their structure and history. This is particularly necessary when the regional distribution of mineral resources is concerned. The author as well insists that the conception of an independent «auto-feeding» of geosynclines is erroneous and supports by new data the necessity of existence of the ancient Baikalian shield which formed the Cambrian land.

О. С. ВЯЛОВ и И. А. КОРОБКОВ

**О СТРАТИГРАФИЧЕСКОМ ЗНАЧЕНИИ PECTINIDAE
ИЗ ПАЛЕОГЕНА СРЕДНЕЙ АЗИИ**

Впервые описываются представители семейства Pectinidae из палеогеновых отложений Ферганы и таджикской депрессии. Анализ их распределения в разрезе показывает, что каждый вид не выходит за пределы того или иного яруса. Таким образом пектиниды являются ценными местными руководящими ископаемыми.

Во время полевых исследований, производившихся О. С. Вяловым в 1934 г. в Фергане, а в 1936 г. — в таджикской депрессии, им была собрана коллекция Pectinidae из различных горизонтов палеогена. Некоторые формы О. С. Вяловым были определены; они оказались новыми видами, но остались не описанными.

Присоединив к этой коллекции несколько экземпляров пектинид, имевшихся в коллекциях К. П. Калицкого, Г. И. Шатова, Н. П. Васильковского и П. И. Михайлицкого из различных частей тех же районов и П. И. Зубова из Гузарского района, И. А. Коробков занялся детальным изучением всего материала. Настоящая статья посвящена краткому изложению полученных результатов. Стратиграфическая часть написана О. С. Вяловым, а палеонтологическая, включая и описания новых видов, установленных О. С. Вяловым, принадлежит И. А. Коробкову.

Упомянутые в дальнейшем местонахождения изученных образцов располагаются в следующих частях Ферганы и таджикской депрессии.

Фергана:

- а) Исфара — к ю.-з. от г. Коканда (центральная часть южной Ферганы).
- б) Шураб — в нескольких километрах к ю. от Исфары.
- в) Сель-рохо — в нескольких километрах к з. от Исфары.
- г) р. Сох — к ю. от г. Коканда.
- д) Риштан — несколько восточнее р. Сох.
- е) Чангыр-таш — на р. Кара-Дарье к с.-з. от г. Джаляль-абада, в сев.-вост. Фергане.
- ж) Варзык — Северная Фергана.

Таджикская депрессия:

- а) Хочильор — к з. от г. Сталинабада, в северной полосе.
- б) Ширабад — к с. от г. Термеза, в сев.-зап. полосе.

- в) Арук-тау — правобережье р. Вахш в центральной части депрессии.
г) Туткаул — левобережье р. Вахш на меридиане Файзабада.

Ниже приводится список всех изученных видов по ярусам. Значком \times отмечены формы, найденные в Фергане, а значком $+$ — найденные в таджикской депрессии.

Сузакский ярус: *Pseudamussium corneum* Sow. *Camptonectes hotchiljorense* Korob. n. sp. *Chlamys suzakiensis* Korob. n. sp. *Chl. schirabadica* Korob. n. sp. *Chl. edecimata* Korob. n. sp. *Chl. abominosa* Korob. n. sp. *Chl. estimiensis* Korob. n. sp. *Chl. sp. A* (n. sp.?).

Алайский ярус: *Chlamys alayensis* Korob. n. sp.

Туркестанский ярус: *Chl. vialovi* Korob. n. sp. *Chl. 2 sp. indet.* *Variamussium* (?) sp. indet.

Риштанский ярус: *Chlamys sokhiensis* n. sp.

Ханабадский ярус: *Chlamys dichaticosta* Korob. n. sp. *Pecten subitus* Korob. n. sp. *P. karadarjensis* Korob. n. sp. *P. karadarjensis* Korob. n. sp. var. *dividicosta* Korob. n. sp. *Chlamys necopinata* Korob. n. sp. *Chl. (?) foediaurita* Korob. n. sp. *Pseudamussium ignotum* Korob. n. sp. *Chlamys zimistanensis* Korob. n. sp.

Сумсарский ярус: *Chl. sumsarica* Vialov, *Chl. sumsarica* Vialov var. *korobkovi* Vialov, *Chl. sumsarica* Vialov var. *fastosa* Korob. n. var. *Chl. sp. B* (advena Korob. n. sp.?), *Chl. incelebrata* Korob. n. sp. *Pecten mancus* Korob. n. sp.

При рассмотрении этого списка прежде всего бросается в глаза совершенно определенное распределение видов по отдельным ярусам. Ни один из них не выходит за пределы того или иного яруса. Таким образом для среднеазиатского палеогена пектиниды могут считаться весьма ценными местными руководящими ископаемыми.

Другое, на что невольно сразу обращается внимание при анализировании списка пектинид, — это почти полное отсутствие видов, известных в других областях. Только один *Pseudamussium corneum* Sow., имеющий исключительно широкое распространение, был встречен здесь из числа ранее описанных форм, — все остальные оказались новыми местными видами. Таким образом и на примере пектинид мы можем видеть достаточное своеобразие среднеазиатской палеогеновой фауны. Этим лишней раз подчеркивается трудность сопоставления среднеазиатского разреза с общепринятыми западно-европейскими и другими схемами, трудность точного определения возраста отдельных членов этого разреза.

На основании приведенного списка видов можно сказать лишь следующее. Весь комплекс форм сузакского яруса по общему своему характеру дает возможность утверждать его палеогеновый возраст; какие бы то ни было меловые элементы здесь отсутствуют. Впрочем в палеогеновом возрасте сузакского яруса и не оставалось сомнений ни у кого, кроме только А. В. Пейве, который в 1933 г. причислил его к датскому ярусу, а в 1934 г., несмотря на полученные возражения, совершил ту же ошибку.

Среди пектинид ханабадского яруса появляются формы, относящиеся к группе *Pecten arcuatus* Broch., но принадлежащие к особому виду *P. subitus* Korob. Первые представители этой группы известны из верхнего эоцена; особенно распространена она в олигоцене, но продолжается и в миоцене.

Группы, с которыми можно сравнивать наши виды из сумсарского яруса, с которыми они обнаруживают хотя бы отдаленное сходство, известны преимущественно из неогена. Отнюдь не рискуя делать отсюда какие-либо возрастные выводы, можно только подчеркнуть, насколько мало дает для определения возраста упомянутых толщ даже группа *Pectinidae*, считающаяся одной из наиболее важных для стратиграфии третичных отложений. Впрочем, собирая такие

косвенные указания на возможный возраст отдельных частей среднеазиатского палеогена и анализируя затем всю сумму накопившихся — даже не фактов, а только намеков, — быть может удастся впоследствии установить соотношения между среднеазиатскими разрезами и схемами, принятыми в других странах.

Обратимся теперь к более подробному рассмотрению распределения изученных пектинад по горизонтам и попробуем детальнее выяснить их значение как местных руководящих ископаемых.

Бухарский ярус. Ни в Фергане, ни в таджикской депрессии пектинады в этом ярусе найдены не были.

Сузакский ярус. Все довольно обильные сборы происходят из таджикской депрессии; в Фергане пока не найдено ни одного экземпляра.

Наиболее распространенной формой, находимой во множестве экземпляров, но предыдущими исследователями не обнаруженной, является *Chlamys suzakiensis* Korob. Разрез сузакского яруса наиболее полно был изучен в обнажениях у кишлака Хочильор (к з. от Сталинабада). Здесь совершенно отчетливо выделяется зона распространения ребристых пектинад, принадлежащих к этому виду. Она слагается известковистыми глинами до 12 м мощности и находится в самых верхах сузакской толщи, отделяясь от алайского яруса пачкой чередующихся мергелистых глин и глинистых мергелей. Интересно отметить, что с обеих сторон она ограничена прослоями горючих сланцев. За пределы этой зоны *Chl. suzakiensis* Korob. не выходит. Из других видов здесь встречен только *Pseudamussium corneum* Sow., обнаруженный также и в нижней половине сузакского яруса и не могущий, таким образом, служить для установления той или иной зоны внутри последнего. Однако вне сузакского яруса *Ps. corneum* Sow. не встречается и потому является руководящим ископаемым для всего яруса в целом. Довольно много экземпляров *Ps. corneum* Sow. оказалось также в коллекции Зубова из сузакского яруса Гузарского района (Западный Узбекистан).

Зона *Chlamys suzakiensis* Korob. может быть выделена и в других разрезах. Этот вид присутствует и в разрезе хр. Арук-тау, где занимает такое же положение в верхах сузакской толщи между двумя горизонтами горючих сланцев, как и в Хочильоре. В Туткауле, где мы имели возможность сделать лишь беглые наблюдения, ряд экземпляров *Chl. suzakiensis* Korob. был найден точно так же в верхах сузакского яруса, вместе с *Gryphaea smirnovi* Rom. Наконец, в Ширабаде несколько экземпляров того же вида удалось собрать опять-таки в верхах сузакской толщи: совместно с ним здесь находятся *Chl. edecimata* Korob. и *Chl. schirabadicus* Korob. Последний вид обнаружен только в этом разрезе. *Chl. edecimata* sp. Korob. встречен также в нижней части разреза Арук-тау вместе с *Chl. abotimosa* Korob.

Итак, устанавливается зона *Chl. suzakiensis* Korob., достаточно постоянная и занимающая определенное положение в верхах сузакского яруса. В ней встречается также *Pseudamussium corneum* Sow., имеющий более широкое распространение (весь ярус).

Для нижней части хочильорского разреза характерно наличие другого вида — *Camptonectes khotchiljorense* Korob., совместно с которым также отмечен *Pseudamussium corneum* Sow. Первые экземпляры обнаружены непосредственно выше осыпи, скрывающей нижние 14 м разреза сузакского яруса. Поднимается *Camptonectes khotchiljorense* Korob. примерно на 40 м над основанием яруса, общая мощность которого достигает здесь 76 м. Количество найденных экземпляров невелико. Эта зона гладких пектинад, или зона *Campt.*

khotchiljorensе Korob., выделяющаяся в Хочильоре, в других изученных разрезах не была установлена.

Единичные находки *Chlamys abominoza* Korob. и *Chl. edecimata* Korob. относятся к нижней части разреза Арук-тау (в 25 м от кровли бухарских известняков).

Алайский ярус. В Фергане пектиниды не найдены. Из таджикской депрессии имеется единственный экземпляр *Chlamys alayensis* Korob., описанный по сборам П. И. Михайлицкого из хр. Иетым-тау. Мы не располагаем описанием разреза и не можем говорить, из какой его части происходит этот экземпляр.

Туркестанский ярус. Из Ферганы и из таджикской депрессии описан только один вид *Chlamys vialovi* Korob., если не считать обломка *Variamuzium* (?) sp. indet., найденного совместно с первым видом в Хочильоре.

В Фергане (Исфара) немногочисленные экземпляры *Chlamys vialovi* Korob. были собраны в середине нижней части туркестанского яруса, в пачке глин с прослоями устричников, заключенной между горизонтами *l* и *m* (по номенклатуре К. П. Калицкого). Главная масса этих пектенов происходит из низов верхней глинистой пачки туркестанского яруса (*m—n* по номенклатуре К. П. Калицкого), того же исфаринского разреза. По всей Фергане прослеживается очень тонкий, но весьма постоянный горизонт с крупными и наиболее типичными *Fatina osterhazyi* (Pav.) и *F. böhmii* Vial., к которым местами присоединяется *Ostrea* (*Flemingostrea*) *schurabica* Vial. Этот горизонт всегда находится на расстоянии около 1 м над известняком *m* (по номенклатуре К. П. Калицкого). Непосредственно выше него, в зеленых глинах, и содержится громадное количество *Chlamys vialovi* Korob. Кверху они очень быстро исчезают. Таким образом намечается зона распространения этого вида, приуроченная к низам верхне-туркестанского подъяруса (*m—n* по К. П. Калицкому) и своим основанием соприкасающаяся с горизонтом *Ostrea schurabica* Vial.

В таджикской депрессии довольно много представителей вида *Chlamys vialovi* Korob. оказалось в средней части туркестанского яруса в Хочильоре, причем только в одном слое, имеющем мощность 4.20 м. Туркестанский ярус сложен здесь, как и в других частях депрессии зелеными и серыми, часто известковистыми глинами и обычно не поддается более дробному расчленению. Только в Хочильоре удалось выделить несколько пачек, на описании которых здесь останавливаться не будем. Отметим только, что редкие вообще в таджикской депрессии *Fatina osterhazyi* (Pav.), здесь были найдены выше горизонта с *Chlamys vialovi* Korob. Помимо Хочильора пектиниды были найдены только в Туткауле, в небольшом обнажении туркестанского яруса. Эти экземпляры, оказавшиеся довольно многочисленными, относятся к тому же виду *Chl. vialovi* Korob.—единственному установленному пока из туркестанского яруса. Вместе с ними было обнаружено два обломка *Ostrea schurabica* Vial. Горизонт с указанной фауной находится примерно на 18 м ниже гипсовой толщи риптанского яруса.

Риптанский ярус. В таджикской депрессии этот ярус состоит внизу из толщи гипсов, в верхней части—из малиновых глин. Ни пектинид, ни другой фауны здесь не найдено. В Фергане риптанский ярус начинается известняками и песчаниками (горизонт *n*—по К. П. Калицкому). Большую его часть слагают буроватые (табачные) глины с многочисленными прослоями устричниками с *Platygena asiatica* Rom. (горизонт *o*—по К. П. Калицкому).

Именно в глинистой толще в таких более плотных прослоях, иногда состоящих не из устриц, а из скопления другой фауны,

очень часто встречаются раковины пектинид. Все собранные экземпляры, происходящие из разрезов Исфары, Сель-рохо, рр. Сох и Варзыка, принадлежат к виду *Chlamys sokhiensis* Korob. Пределы распространения этого вида совпадают с теми, которые имеет характерная для риштанского яруса устрица — *Platygena asiatica* Rom. Исфаринский ярус. Ни в Фергане, ни в таджикской депрессии пектинид в этом ярусе не найдено.

Ханабадский ярус. В обеих областях этот ярус представлен яркозелеными пластичными глинами. Граница между ним и следующим сумсарским ярусом проводится по весьма постоянному, выдержанному, но имеющему мощность всего лишь несколько сантиметров, горизонту с *Gryphaea (Ferganea) sewerzowi* Rom. В таджикской депрессии в верхней части ханабадского яруса наблюдается чередование пачек зеленых и малиновых глин, и переход к толще сумсарских малиновых глин совершается постепенно. Наличие *Gryphaea sewerzowi* Rom. позволяет легко установить границу между ними. В обеих областях в ханабадском ярусе встречены, правда, лишь в небольшом количестве, представители нескольких видов; все они новые.

В Фергане основные сборы происходят из окрестностей кишлака Чангырташ (на р. Кара-дарье). Распределение отдельных видов таково. В нижней трети (в одном слое) оказались *Chlamys (?) foediaurita* Korob. и *Chl. necopinata* Korob., а в верхней трети — *Pecten karadarjensis* Korob. и *Chlamys dichaticosta* Korob. Казалось бы, что здесь имеются две различные зоны пектинид; но в Сель-рохо (Ю.-З. Фергана) *Pecten karadarjensis* Korob. и *Chlamys foediaurita* Korob. встречены вместе. Наконец, несколько экземпляров *Chlamys foediaurita* Korob. было собрано Н. П. Васильковским между Ак-сараем и Пимистаном (к ю.-з. от Исфары) в горизонте с караваями; судя по описанию разреза, — это нижняя часть ханабадского яруса.

Наиболее распространенным видом в Фергане является *Pecten karadarjensis* Korob. Представители этого же вида встречены в верхах ханабадского яруса и в таджикской депрессии. Этим окончательно доказывается правильность предположенной одним из нас параллелизации соответствующих частей разреза обеих областей и подтверждается предположение о восстановлении в ханабадский век прямой связи между ними.

Перечислим небольшие находки в Таджикской депрессии. В хр. Арук-тау найдены *Pecten karadarjensis (?)* Korob., *P. karadarjensis* Korob. var. *dividicosta* Korob., *P. subitus* Korob. и единственный экземпляр *Pseudamussium ignotum* Korob. В Туткауле также найден *Pecten cf. karadarjensis* Korob.

Сумсарский ярус. В обеих областях сумсарский ярус представлен малиновыми глинами. Почти во всех обнажениях в Фергане в этих глинах во множестве содержатся остатки чрезвычайно характерных *Chlamys sumsarica* Vial. Трудно сейчас судить, приурочены ли пектиниды к определенной части сумсарского яруса или встречаются по всему его разрезу; в большинстве случаев они находятся в осыпях малиновых глин, и можно только с уверенностью говорить, что из этих глин они и происходят. В Риштане, например, в верхней половине толщи обнаружен и прослойка мощностью в 5 см, переполненный этими гребешками и мелкими серебристыми, но килеватыми устрицами. Такой же горизонт с *Chl. sumsarica* Vial. в разрезе по р. Сох ясно выступает в 6 м от кровли сумсарского яруса благодаря одновременному присутствию в нем крупных устриц.

Для сумсарского яруса *Chl. sumsarica* Vial. является очень характерной формой; даже в обломках ее нельзя смешать ни с одним из остальных среднеазиатских видов. Выделенные две разновидности

Chl. sumsarica Vial. var. *korobkovi* Vial. и var. *fastosa* Korob. также распространены только в сумсарском ярусе.

В таджикской депрессии малиновые глины, причисляемые к сумсарскому ярусу, оказываются очень бедными фауной (если не считать, конечно, скопления *Gyrophaea sewerzowi* Rom. в их основании). В нескольких местах (Арук-тау, Терекли-тау) удалось все же собрать незначительные обломки ребристых пектенов, относящихся к тому же виду *Chlamys sumsarica* Vial.

Возвращаясь к Фергане, укажем на наличие лишь одного экземпляра любопытной формы, названной *Chlamys* sp. В (*advena* n. sp. ?). Он происходит из осыпи ханабадских и сумсарских глин и какому из двух ярусов принадлежит, остается невыясненным.

Наконец, остается сказать несколько слов о последнем виде *Pecten mancus* Korob., имеющемся в небольшом количестве экземпляров из Шураба и обнаруженном в ферганской коллекции Н. П. Васильковского без указания местонахождения, но в такой же породе (грубый крупнозернистый красноватый песчаник). Слой, в котором найдены эти гребешки в Шурабе, залегает в самой кровле малиновых глин сумсарского яруса и отграничивает их от кирпично-красных глин массагетского яруса. Это так называемый горизонт *r* (по номенклатуре К. П. Калицкого). Всюду в Фергане он представлен песчаниками, но гребешков в других местах найти не удалось.

Итак, выводы, к которым мы приходим на основании распространения изученных И. А. Коробковым пектинад, следующие:

1. Все описанные формы, за исключением *Pseudamussium corneum* Sow., принадлежат к новым, местным, видам.

2. Являясь столь же своеобразными, как среднеазиатские представители и других животных групп, пектинады не дают возможности судить о возрасте заключающих их слоев.

3. Все виды совершенно точно распределяются по ярусам. Каждый из них встречается в пределах только одного какого-нибудь яруса.

4. Пектинады, таким образом, являются прекрасными местными руководящими ископаемыми и легко дают возможность установить, к какому из ярусов среднеазиатской стратиграфической схемы принадлежат заключающие их слои.

5. В таджикской депрессии и в Фергане имеется несколько общих форм (*Chlamys vialovi* Korob., *Pecten karadarjensis* Korob., *Chlamys sumsarica* Vial.), позволяющих обосновать и уточнить параллелизацию разрезов обеих областей и доказывающих непосредственное сообщение бассейнов в определенные моменты геологической истории.

6. Большая часть видов характеризует собой весь ярус в целом. Некоторые же из них имеют узкое вертикальное распространение и позволяют наметить более дробные стратиграфические единицы.

7. Перечислим виды, характеризующие собой не весь ярус, а лишь какую-то определенную часть его.

Сузакский ярус. а) Зона *Camptonectes khotchiljorensis* Korob. (или зона гладких пектинад) в нижней части яруса. б) Зона *Chlamys suzakiensis* Korob. (или зона ребристых пектинад) — в верхах яруса.

Туркестанский ярус. Зона *Chl. vialovi* Korob. в низах зеленых глин Trk_3 . Отдельные экземпляры этого вида встречаются и в более низких горизонтах (Trk_1), но в указанной зоне они содержатся в чрезвычайно большом количестве.

Риштанский ярус. *Chlamys sokhiensis* Korob. отсутствует в нижней части яруса (Rst_1) и распространен только в верхней (Rst_2), вместе с *Platygena asiatica* Rom.

Ханабадский ярус. *Pecten karadarjensis* Korob. известен пока только в верхней трети яруса.

Сумсарский ярус. а) *Chlamys sumsarica* Vialov. встречается только в толще малиновых глин сумсарского яруса и не заходит в так называемый горизонт *r* (по номенклатуре К. П. Калицкого); б) *Pecten mancus* Korob. характеризует собой именно этот горизонт *r*, но встречается очень редко.

Описание видов

***Pseudamussium cerneum* Sow**, табл. I, фиг. 1, 2.

Диагноз. Раковина средней величины, дискообразная, почти равносторчатая, слегка неравносторонняя, с маленькой, заостренной, слегка выдающейся макушкой, с почти прямолинейными примакушечными краями. Апикальный угол 110—138°. Створки уплощенные, лишенные орнаментации, с небольшими, почти равными, косо усеченными ушками.

Местонахождение. Таджикская депрессия: Хочильор, Южный Узбекистан: Гузарский район.

Возраст. Сузакский ярус.

***Camponectes khotchiljorensis* n. sp.** табл. I, фиг. 10.

Диагноз. Раковина небольшая, дискообразная, с прямолинейными или слегка вогнутыми сторонами низкого примакушечного треугольника. Апикальный угол 110°. Переднее ушко правой створки слегка оттянутое, округленное, заднее — косо усеченное. Наружная поверхность украшена тонкими, веерообразно расходящимися от макушки ребрышками. Ушки несут 5—7 радиальных ребрышек.

Местонахождение. Таджикская депрессия: Хочильор.

Возраст. Сузакский ярус.

***Chlamys abominosa* n. sp.**, табл. I, фиг. 5, 6.

Диагноз. Раковина средней величины, округлого очертания, уплощенная, орнаментированная 45 (50?) тонкими радиальными нечешуйчатыми ребрами. В интеркостальных промежутках частей, прилегающих к переднему и заднему краям, видна отчетливая шагреноватость поверхности (присутствие неправильных, волнистых, косых струек).

Размеры. Диаметр 28 мм.

Местонахождение. Таджикская депрессия: Арук-тау.

Возраст. Сузакский ярус.

***Chlamys suzakiensis* n. sp.**, табл. I, фиг. 3, 4.

Диагноз. Раковина средней величины, дискообразная, уплощенная, с апикальным углом 110°. Створки орнаментированы 15 гладкими умеренно широкими радиальными ребрами. Интеркостальные промежутки в $1\frac{1}{2}$ —2 раза шире ребер. Ушки небольшие; переднее правой створки — оттянутое, украшенное тремя узкими ребрами, заднее и оба ушка левой створки — косо усеченные, украшенные 3—5 слабо выраженными радиальными ребрышками. Биссальный вырез широкий, умеренной глубины.

Размеры: высота от 16 до 27 мм; ширина от 16 до 27 мм.

Местонахождение. Таджикская депрессия: Хочильор, Арук-тау, Туткаул.

Возраст. Сузакский ярус.

***Chlamys schirabadica* n. sp.**, табл. I, фиг. 7, 8.

Диагноз. Раковина небольшая, почти равносторчатая, с апикальным углом 100°. Наружная поверхность створки несет 18—20 радиальных ребер. Ребра узкие, крышеобразные, умеренно высокие, гладкие. Ушки небольшие: переднее правой створки оттянутое, заднее — усеченное. Ушки несут 4—5 узких радиальных ребрышек.

Размеры. Высота 12—14 мм, ширина 11—14 мм.

Местонахождение. Таджикская депрессия: Ширабад.

Возраст. Сузакский ярус.

Chlamys edecimata n. sp., табл. I, фиг. 9, 9-а.

Диагноз. Раковина средней величины, со слегка вогнутыми сторонами примакушечного треугольника. Наружная поверхность несет 16—18 умеренно высоких треугольных в сечении радиальных ребер, отделенных широкими интеркостальными промежутками. Заднее ушко правой створки расширенное, украшенное четырьмя радиальными ребрами. Поверхность интеркостальных промежутков и поверхность ушка покрыты тонкими косыми морщинками.

Размеры. Вероятная высота 23—25 мм.

Местонахождение. Таджикская депрессия: Ширабад.

Возраст. Сузакский ярус.

Chlamys estimiensis n. sp., табл. I, фиг. 15.

Диагноз. Раковина средней величины, с апикальным углом в 115° . Наружная поверхность несет 18 умеренно широких, низких, округленных, гладких радиальных ребер, отделенных интеркостальными промежутками, равными по ширине ребрам. Переднее ушко правой створки небольшое, оттянутое, спереди округленное, несущее у основания неглубокий, но широкий биссальный вырез, украшенный пятью радиальными бугорчатыми ребрами. Заднее ушко правой створки расширенное, почти прямое, усеченное, украшенное тремя-четырьмя тонкими радиальными ребрышками.

Размеры. Высота 30 мм, ширина 32 мм.

Местонахождение. Таджикская депрессия: Нестым-тау.

Возраст. Сузакский ярус.

Chlamys sp. A. n. sp.?

Имеется один обломок створки и соответствующий ему отпечаток наружной поверхности, не допускающие детального изучения. Орнаментация представлена грубыми и резкими радиальными ребрами, количество которых на целой створке, вероятно, не превышало 16.

Местонахождение. Таджикская депрессия: Нестым-тау.

Возраст. Сузакский ярус.

Chlamys alajensis n. sp., табл. I, фиг. 11.

Диагноз. Раковина средней величины с апикальным углом 100° , несущая 12 сильно расширяющихся к паллиальному краю массивных радиальных ребер.

Размеры. Высота 25 мм.

Местонахождение. Таджикская депрессия: Нестым-тау.

Возраст. Алайский ярус.

Chlamys vialovi n. sp., табл. II, фиг. 13—15.

Диагноз. Раковины от небольшой до средней величины, с умеренно высоким примакушечным треугольником с апикальным углом 90° . Наружная поверхность украшена гладкими радиальными ребрами, количество которых колеблется от 18 до 22. В интеркостальных промежутках часто видна косая штриховка. Переднее ушко правой створки оттянутое, заднее — небольшое косоусеченное. Переднее ушко левой створки сильно расширенное, закругленное, заднее — небольшое, косоусеченное. Передние ушки обеих створок украшены радиальными ребрышками в количестве от 3 до 8. Вид сильно изменчивый.

Размеры. Высота 11 мм, 12 мм, 21 мм; ширина 9 мм, 11 мм.

Местонахождение. Фергана, Исфара, Таджикская депрессия: Хочильбор, Туткаул, долина р. Вахша.

Возраст. Туркестанский ярус.

Chlamys (?) sp. indet.

Небольшой обломок вижней части створки среднего размера украшен отчетливыми широкими, низкими, гладкими радиальными

ребрами, отделенными интеркостальными промежутками, несколько более узкими, чем ребра.

Местонахождение. Таджикская депрессия: Аруктау.

Возраст. Туркестанский ярус.

Variamusstum (?) sp. indet.

Имеется один отпечаток нижней части створки, на котором местами сохранились небольшие обломки раковины, покрытые правильными концентрическими ребрами.

Местонахождение. Таджикская депрессия: Хочильор.

Возраст. Туркестанский ярус.

Chlamys sokhiensis n. sp., табл. II, фиг. 1, 2, 12.

Диагноз. Раковина большая, расширенная, уплощенная, с апикальным углом 90° , несущая 30 резких массивных, округленных, не чешуйчатых радиальных ребер. Переднее ушко правой створки сильно оттянутое, несущее у основания глубокий и широкий биссальный вырез, украшенное 4—5 резкими радиальными ребрами. Заднее ушко умеренно широкое, почти прямо усеченное, несущее 5—7 радиальных ребер. Передний вогнутый край примакушечного треугольника правой створки несет вблизи биссального выреза 17 массивных зубчиков.

Размеры. Наибольший экземпляр: высота 50 мм, ширина 48 мм; наименьший экземпляр: высота 12 мм, ширина 12 мм.

Местонахождение. Фергана: Исфара, Сох, Сельрохо.

Возраст. Риштанский ярус.

Pecten subitus n. sp., табл. II, фиг. 5 и 7.

Диагноз. Раковина небольшая с вогнутой левой и сильно выпуклой правой створкой, с апикальным углом 100° . Наружная поверхность несет 15—17 высоких, округленных, гладких радиальных ребер. Интеркостальные промежутки почти такой же ширины, как и ребра. Линии нарастания отчетливые.

Размеры. Высота 17 мм, 13 мм, 12.5 мм, 7.5 мм; ширина — 14 мм, 13.5 мм, 7.5 мм.

Местонахождение. Таджикская депрессия: Аруктау.

Возраст. Ханабадский ярус.

Pecten karadarjensis n. sp., табл. II, фиг. 6 и 8.

Диагноз. Раковина небольшая с вогнутой или плоской левой и сильно выпуклой правой створкой, с апикальным углом 95° . Наружная поверхность несет 14—16 гладких, четырехугольных в сечении, слегка округленных радиальных ребер. Переднее ушко правой створки слегка оттянутое, спереди округленное, снизу слабо вырезанное, несущее 1 узкое и 2 пологих широких радиальных ребра.

Размеры. Высота 11 мм и 16 мм, ширина 12 мм и 18 мм.

Местонахождение. Фергана; Кара-Дарья.

Возраст. Ханабадский ярус.

Pecten karadarjensis n. sp. var. *dividicosta* n. var., табл. II, фиг. 3 и 4.

Диагноз. Раковина небольшая, с вогнутой или плоской левой и умеренно выпуклой правой створкой, с апикальным углом 95° . Наружная поверхность несет 14 радиальных ребер, которые за исключением раздвоения. Переднее ушко правой створки по форме такое же, как и у раковин вида, но имеющее раздвоенное среднее ребро.

Размеры. Высота 18 мм, ширина 18 мм.

Местонахождение. Таджикская депрессия: Аруктау.

Возраст. Ханабадский ярус.

Pseudamussium ignotum n. sp., табл. I, фиг. 16.

Диагноз. Раковина очень маленькая, округлого очертания, заметно неравносторонняя, с апикальным углом 105° . Примакушеч-

ный треугольник низкий, неравносклонный. Передний склон слегка вогнутый, задний — слабо выпуклый. Кардинальный край прямолинейный. Макушка маленькая, слегка выдающаяся. Выпуклость незначительная. Ушки небольшие; переднее ушко, спереди округленное, заднее — косо усеченное. Наружная поверхность гладкая.

Размеры. Высота 4,5 мм, ширина 5,0 мм.

Местонахождение. Таджикистан: Арук-тау.

Возраст. Ханабадский ярус.

Chlamys dichaticosta n. sp., табл., II, фиг. 9.

Диагноз. Раковина небольшая, с умеренно низким примакушечным треугольником, со слегка расширенными ушками, из которых переднее правой створки слабо оттянутое. Апикальный угол 80—90°. Наружная поверхность несет 9 радиальных ребер, большую часть которых составляют ребра, дихотимированные на два самостоятельных ребра. Ушки несут 3—4 радиальных ребрышка.

Размеры. Высота 18 мм.

Местонахождение. Фергана: Кара-Дарья.

Возраст. Ханабадский ярус.

Chlamys zimistanensis n. sp., табл. I, фиг. 13 и 14.

Диагноз. Раковина средней величины, с умеренно низким примакушечным треугольником, передний склон которого значительно вогнутый, а задний почти прямолинейный. Апикальный угол 90°. Наружная поверхность несет 23 гладких округленных радиальных ребра. Переднее ушко левой створки большое, расширенное, несущее 5 радиальных ребер, между которыми располагается по одному вставочному ребрышку. Заднее ушко небольшое, украшенное 7-ю чешуйчатыми ребрами.

Размеры. Высота 38 мм, ширина 35 мм.

Местонахождение. Ю.-З. Фергана: Цимистан.

Возраст. Ханабадский ярус.

Chlamys necopinata n. sp., табл. II, фиг. 10.

Диагноз. Раковина небольшая, почти равносторонняя, с умеренно высоким примакушечным треугольником, умеренно выпуклая, украшенная 12 высокими массивными округленными (четырёхугольными в сечении) радиальными ребрами.

Размеры. Высота 5 мм, ширина 4 мм.

Местонахождение. Фергана: Кара-Дарья.

Возраст. Ханабадский ярус.

Chlamys (?) foediaurita n. sp., табл. I, фиг. 12.

Диагноз. Раковина средней величины, заметно неравносторонняя, с низким примакушечным треугольником. Апикальный угол 95°. Переднее ушко левой створки расширенное, умеренно выпуклое, несущее посередине киль, делящий поверхность ушка на две неравные, идущие под углом друг к другу части. Наружная поверхность несет 15, вероятно, невысоких радиальных ребер.

Размеры. Высота фрагмента 200 м, ширина ядра 22 мм.

Местонахождение. Фергана: Джалал-абад, Чангырташ.

Возраст. Ханабадский ярус.

Pecten mancus n. sp., табл. II, фиг. 22—23.

Диагноз. Раковина средней величины, с высоким примакушечным треугольником, с апикальным углом 90°. Поверхность створок украшена 18—20 высокими округленными радиальными ребрами. Переднее ушко правой створки слегка округлено, заднее — косо усеченное. Скульптура ушек выражена 5—6 тонкими широко расставленными радиальными ребрами. Вид сильно изменчивый.

Размеры. Высота 29 мм; ширина 25 мм.

Местонахождение. Ю. Фергана, Шураб.

Возраст. Сумсарский ярус.

***Chlamys sumsarica* Vialov (nomen in coll.),** табл. II, фиг. 16, 17, 21.

Диагноз. Раковина средней величины, с высоким примакушечным треугольником, с апикальным углом 90° . Наружная поверхность несет 30—32 низких радиальных ребра, имеющих почти четырехугольное сечение. Интеркостальные промежутки уже ребер. Следы нарастания пластинчатые, образующие на ребрах своеобразные чешуйки. Переднее ушко правой створки сильно оттянутое, несущее глубокий и широкий биссальный вырез. Ушки несут 6—7 радиальных ребер.

Размеры. Высота 31 мм; ширина 30 мм.

Местонахождение. Фергана: Сох, Чангырташ; Таджикская депрессия: Арук-тау, Терекли-тау.

Возраст. Сумсарский ярус.

***Chlamys sumsarica* Vialov var. *korobkovi* Vialov (nomen in coll.),** табл. II, фиг. 18.

Диагноз. Раковина большая, расширенная, с низким примакушечным треугольником, стороны которого сильно вогнутые, несущие зубчики, более отчетливо заметные на переднем склоне. Створки уплощенные. Апикальный угол $90-95^\circ$. Наружная поверхность несет 36 радиальных ребер. Ребра низкие, широкие, четырехугольные в сечении. Следы нарастания образуют на ребрах частей, прилегающих к боковым краям, характерные для вида пластинчатые чешуйки.

Размеры. Высота 50 мм, ширина 50 мм.

Местонахождение. Фергана: Шор-су.

Возраст. Сумсарский ярус.

***Chlamys sumsarica* Vialov var. *fastosa* n. var.,** табл. II, фиг. 11.

Диагноз. Раковины от средней до большей величины, умеренно расширенные, значительно выпуклые. Ушки, как у типичных для вида раковин, но имеющие более отчетливую пластинчатую концентрическую скульптуру. Наружная поверхность несет 29—32 радиальных ребра, характер которых непостоянный. Ребра или сближенные или расставленные на ширину ребра. Вставочные ребра или резкие или появляющиеся в каждом интеркостальном промежутке. Наблюдаются признаки разделения некоторых из ребер.

Размеры. Высота от 18 до 45 мм; ширина от 18 до 45 мм.

Местонахождение. Фергана: Чангырташ.

Возраст. Сумсарский ярус.

***Chlamys incelebrata* a. sp.,** табл. II, фиг. 19.

Диагноз. Раковина средней величины, со слабо выпуклой правой створкой, имеющей оттянутое переднее ушко. Наружная поверхность украшена тесно расположенными, низкими, большей частью уплощенными радиальными ребрами, между каждой парой которых располагаются по одному вставочному ребрышку. Основные ребра часто раздвоены. Интеркостальные промежутки узкие, неодинаковой ширины. Общее количество ребер свыше 30.

Размеры. Высота створки 20 мм.

Местонахождение. Фергана: Ринптап.

Возраст. Сумсарский ярус.

***Chlamys* (?) sp. *B. (advena* n. sp.),** табл. II, фиг. 20.

Родовое определение имеющегося одного обломка створки затруднительно. Сложная скульптура наружной поверхности выражена широко расставленными, массивными трехраздельными ребрами. В интеркостальных промежутках располагаются ребра 2-го, 3-го и даже 4-го порядков. Повидимому, обломок принадлежит к раковинам нового вида, для которого предлагается название *advena*.

Местонахождение. Фергана: Чангырташ.

Возраст. Сумсарский ярус.

Ленинград. Нефтяной геолого-разведочный институт.

***Chlamys sumsarica* Vialov (nomen in coll.),** табл. II, фиг. 16, 17, 21.

Диагноз. Раковина средней величины, с высоким примакушечным треугольником, с апикальным углом 90° . Наружная поверхность несет 30—32 низких радиальных ребра, имеющих почти четырехугольное сечение. Интеркостальные промежутки уже ребер. Следы нарастания пластинчатые, образующие на ребрах своеобразные чешуйки. Переднее ушко правой створки сильно оттянутое, несущее глубокий и широкий биссальный вырез. Ушки несут 6—7 радиальных ребер.

Размеры. Высота 31 мм; ширина 30 мм.

Местонахождение. Фергана: Сох, Чангырташ; Таджикская депрессия: Арук-тау, Терекли-тау.

Возраст. Сумсарский ярус.

***Chlamys sumsarica* Vialov var. *korobkovi* Vialov (nomen in coll.),** табл. II, фиг. 18.

Диагноз. Раковина большая, расширенная, с низким примакушечным треугольником, стороны которого сильно вогнутые, несущие зубчики, более отчетливо заметные на переднем склоне. Створки уплощенные. Апикальный угол $90-95^\circ$. Наружная поверхность несет 36 радиальных ребер. Ребра низкие, широкие, четырехугольные в сечении. Следы нарастания образуют на ребрах частей, прилегающих к боковым краям, характерные для вида пластинчатые чешуйки.

Размеры. Высота 50 мм, ширина 50 мм.

Местонахождение. Фергана: Шор-су. .

Возраст. Сумсарский ярус.

***Chlamys sumsarica* Vialov var. *fastosa* n. var.,** табл. II, фиг. 11.

Диагноз. Раковины от средней до большей величины, умеренно расширенные, значительно выпуклые. Ушки, как у типичных для вида раковин, но имеющие более отчетливую пластинчатую концентрическую скульптуру. Наружная поверхность несет 29—32 радиальных ребра, характер которых непостоянный. Ребра или сближенные или расставленные на ширину ребра. Вставочные ребра или резкие или появляющиеся в каждом интеркостальном промежутке. Наблюдаются признаки разделения некоторых из ребер.

Размеры. Высота от 18 до 45 мм; ширина от 18 до 45 мм.

Местонахождение. Фергана: Чангырташ.

Возраст. Сумсарский ярус.

***Chlamys incelebrata* a. sp.,** табл. II, фиг. 19.

Диагноз. Раковина средней величины, со слабо выпуклой правой створкой, имеющей оттянутое переднее ушко. Наружная поверхность украшена тесно расположенными, низкими, большей частью уплощенными радиальными ребрами, между каждой парой которых располагаются по одному вставочному ребрышку. Основные ребра часто раздвоены. Интеркостальные промежутки узкие, неодинаковой ширины. Общее количество ребер свыше 30.

Размеры. Высота створки 20 мм.

Местонахождение. Фергана: Ринтан.

Возраст. Сумсарский ярус.

***Chlamys* (?) sp. *B. (advena* n. sp.),** табл. II, фиг. 20.

Родовое определение имеющегося одного обломка створки затруднительно. Сложная скульптура наружной поверхности выражена широко расставленными, массивными трехраздельными ребрами. В интеркостальных промежутках располагаются ребра 2-го, 3-го и даже 4-го порядков. Повидимому, обломок принадлежит к раковинам нового вида, для которого предлагается название *advena*.

Местонахождение. Фергана: Чангырташ.

Возраст. Сумсарский ярус.

Ленинград. Нефтяной геолого-разведочный институт.

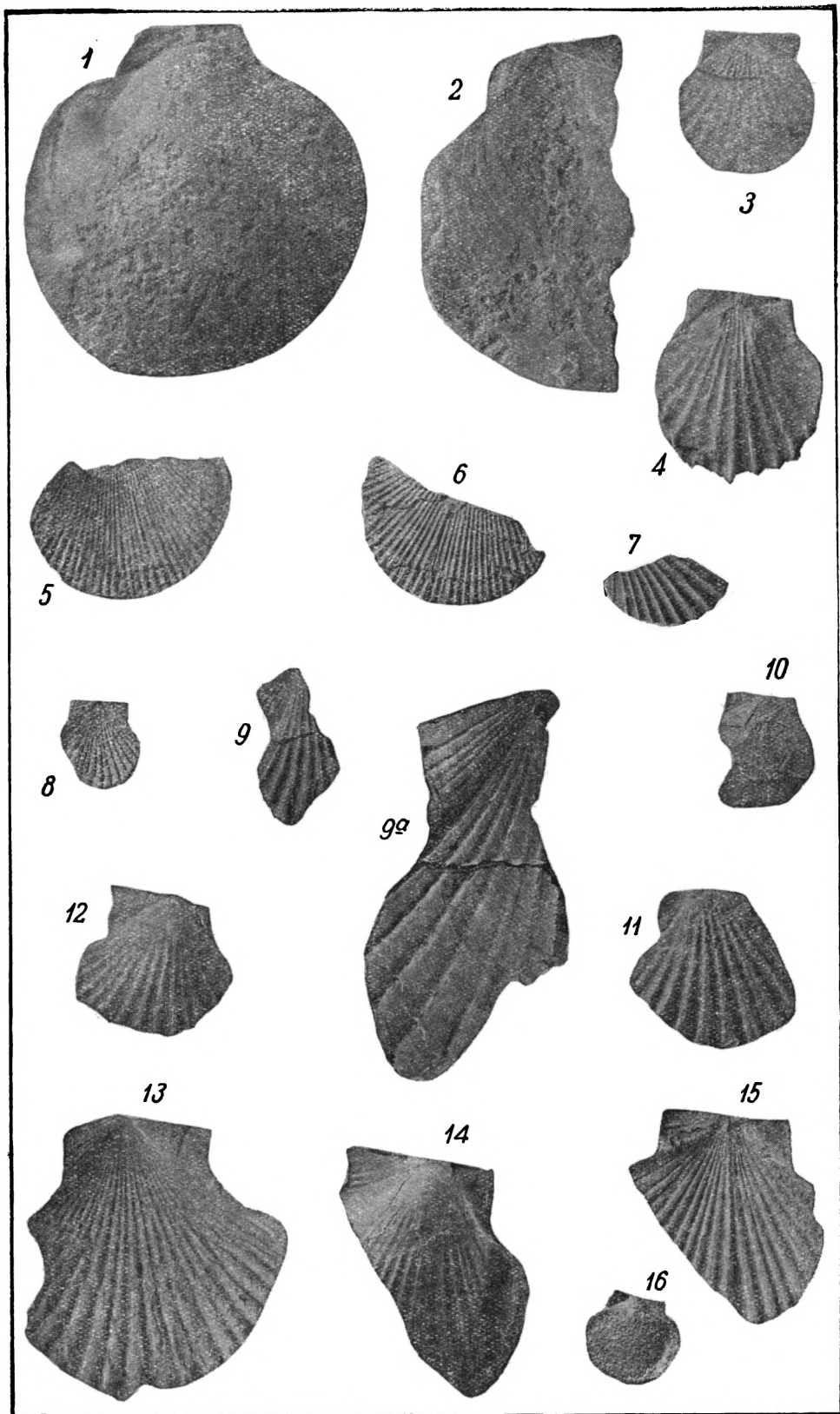


Таблица I

1, 2 — *Pseudamussium corneum* Sowerby Сузакский ярус. Гузарский район. 1. — Ядро. 2. — отпечаток в обратном освещении. 3, 4 — *Chlamys suzakiensis* n. sp. Сузакский ярус. Иестым-тау. 3. — Голотип. 5, 6 — *Chlamys abominosa* n. sp. Сузакский ярус. Ширабад. 7, 8 — *Chlamys schirabadica* n. s. Сузакский ярус. Ширабад. 8. — Голотип (отпечаток в обратном освещении). 9, 9a — *Chlamys edicimata* n. sp. Сузакский ярус. Голотип. Обломок створки. Ширабад. 9a — увелич. в 2½ раза. 10 — *Camptonectes khotchiljorensis* n. sp. Сузакский ярус, Хочильор. Голотип. 11 — *Chlamys alajensis* n. sp. Алайский ярус. Иестым-тау. Голотип. Ядро. 12 — *Chlamys* (?) *foediaurita* n. sp. Ханабадский ярус. Чангырташ. Голотип. Ядро. 13, 14 — *Chlamys zimistanensis* n. sp. Ханабадский ярус. Цимистан. Голотип. 13. — отпечаток в обратном освещении. 14. — ядро того же экземпляра. 15 — *Chlamys estimiensis* n. sp. Сузакский ярус. Иестым-тау. Голотип. Отпечаток в обратном освещении. 16 — *Pseudamussium ignotum* n. sp. Ханабадский ярус. Арук-тау. Голотип. Ядро. Увелич. в 2½ раза

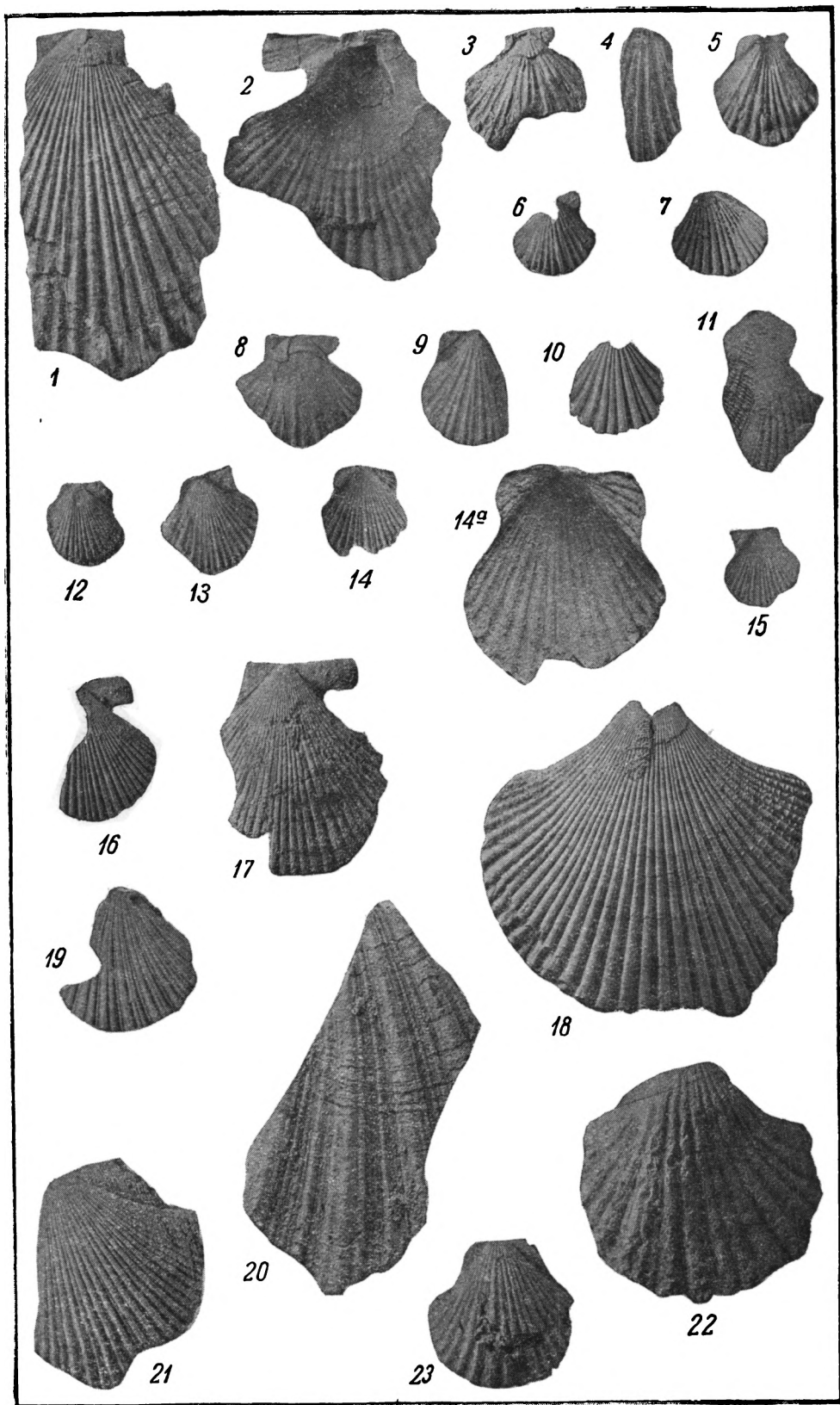


Таблица II

1, 2, 12 — *Chlamys sokhiensis* n. sp. Рижтанский ярус 1. Голотип. Сох. 2 и 12 — Сель-рохо. 3, 4 — *Pecten karadarjensis* n. sp. var. *dividicosta* n. var. Ханабадский ярус. Арук-тау. 3 — Голотип. 5, 7 — *Pecten subitus* n. sp. Ханабадский ярус. Арук-тау. 7 — Голотип. 6, 8 — *Pecten karadarjensis* n. sp. Ханабадский ярус. Кара-Дарья. 8 — Голотип. 9 — *Chlamys dichaticosta* n. sp. Ханабадский ярус. Кара-Дарья. Голотип. Ядро. 10 — *Chlamys nescopinata* n. sp. Ханабадский ярус. Кара-Дарья. Голотип. 11 — *Chlamys sumsarica* Vialov var. *fastosa* n. var. — Сумсарский ярус. Чангырташ. 13, 14, 14a, 15 — *Chlamys vialovi* n. sp. Туркестанский ярус. Хочильор. 14, 14a. Голотип. 14a — увелич. в 2 1/2 раза. 16, 17 — *Chlamys sumsarica* Vialov. Сумсарский ярус. Рижтан. 17 — голотип. 18 — *Chlamys sumsarica* Vialov var. *korobkovi* Vialov. Сумсарский ярус. Шор-су. Голотип. 19 — *Chlamys incelebrata* n. sp. Сумсарский ярус. Рижтан. Голотип. 20 — *Chlamys* sp. (*advena* n. sp.) Сумсарский ярус. Чангырташ. 21 — *Chlamys sumsarica* Vialov. Сумсарский ярус. Рижтан. Голотип. 22, 23 — *Pecten mancus* n. sp. Сумсарский ярус. Шураб. 23 — голотип

SUMMARY

The representatives of the family *Pectinidae*, described in this work by I. A. Korobkov, were collected from the Lower Tertiary deposits in Fergana valley and South Tajikistan. The stratigraphy of the Lower Tertiary deposits in these regions was worked out by O. S. Vialov.

The stratigraphic distribution of species is as follows:

The Bukhara stage—No *Pectinidae* were discovered.

The Susak Stage: 1. *Pseudomussium corneum* Sow. 2. *Camptonectes khotchiljorensis* Korob. n. sp. 3. *Chlamys abominosa* Korob. n. sp. 4. *Ch. suzakiensis* Korob. n. sp. 5. *Ch. schirabadica* Korob. n. sp. 6. *Ch. edecimata* Korob. n. sp. 7. *Ch. estimiensis* Korob. n. sp. 8. *Ch.* sp. A (n. sp.).

The Alay Stage: 9. *Ch. alayensis* Korob. n. sp.

The Turkestan Stage: 10. *Ch. vialovi* Korob. n. sp. 11. *Ch.* sp. indet. 12. *Variamussium* (?) sp. indet.

The Rishtan Stage: 13. *Chlamys sokhiensis* Korob. sp.

The Isfarinian Stage: No *Pectinidae* were discovered.

The Knanabad Stage: 14. *Pecten subitus* Korob. n. sp. 15. *P. karadariensis* Korob. n. sp. 16. *P. karadariensis* Korob. n. sp., var. *dividicosta* Korob. n. var. 17. *Pseudomussium ignotum* Korob. n. sp., 18. *Chlamys dichaticosta* Korob. n. sp., 19. *Ch. zimistanensis* Korob. n. sp., 20. *Ch. necopinata* Korob. n. sp., 21. *Ch.* (?) *foediaurita* Korob. n. sp.

The Sumsaralan Stage: 22. *Pecten mancus* Korob. n. sp., 23. *Chlamys sumsarica* Vialov., 24. *Ch. sumsarica* Vial., var. *korobkovi* Vialov., 25. *Ch. sumsarica* Vial., var. *fastosa* Korob. n. var., 26. *Ch. incebrata* Korob. n. sp., 27. *Ch.* sp. B (*advena* Korob., n. sp.?).

1. Almost all the described forms belong to the new local species, except only the cosmopolitan *Pseudomussium corneum* Sow.

2. Being as peculiar as the Central asiatic representatives of other animal groups, *Pectinidae* do not allow to conclude about the age of the strata, where they are found.

3. All the species are distributed among the stages quite distinctly, every species occurring only within one separate stage.

4. Thus, *Pectinidae* are good local guiding fossils and enable readily to state to what stage of the Central Asiatic stratigraphic scheme belong the strata, which contain them.

5. The Tajik depression and Fergana have several common forms (*Chlamys vialovi* Korob., *Pecten karadarjensis* Korob., *Chlamys sumsarica* Vial.) which allow to ground or to make more precise the parallelization of sequences in both districts. These forms prove the direct connection of basins during the definite intervals of the Lower Tertiary history.

6. The greater part of species characterize a stage as a whole, while some of them are of a more narrow vertical distribution and allow to distinguish more fractional stratigraphic units.

З. М. СТАРОСТИНА и Б. Н. КРАСИЛЬНИКОВ**О СТРАТИГРАФИИ НИЖНЕГО ПАЛЕОЗОЯ ЛЕВОБЕРЕЖЬЯ
р. УЛЕНТЫ и СЕВЕРНОЙ ОКРАИНЫ гор ЕРЕМЕНЬ-ТАУ****(Северо-восточный Казахстан)**

В работе дана стратиграфическая схема нижнего палеозоя северо-восточной окраины гор Еремень-тау и прилегающей части левобережья и частично правобережья р. Уленты. Авторами выделен ряд литологически различно охарактеризованных комплексов и сделана попытка кратко нарисовать ход геологических процессов в районе в течение древнего палеозоя.

Настоящая статья составлена по материалам, собранным при работах авторов в Северной партии среднего пересечения Центрально-Казахстанской экспедиции Академии Наук СССР в 1936 и 1937 гг. Этими работами были охвачены северо-восточная окраина гор Еремень-тау и левобережье и частью правобережье р. Уленты от широты оз. Коржун-куль — на севере до гор Уштаган — на юге¹.

Опубликованные до сих пор литературные данные не дают ясного представления о стратиграфии нижнего палеозоя исследованного района. Наиболее полное описание имеется в работе Г. И. Водорезова, Н. Г. Кассина и Г. Ц. Медоева⁽¹⁾, но в ней не дано четкого представления о стратиграфической последовательности отдельных комплексов. Это объясняется, повидимому, тем, что в этой работе сведен материал по весьма обширной площади, полученный различными исследователями; последнее, наряду с недостаточной детальностью работ при наблюдающихся здесь сложных стратиграфических и тектонических взаимоотношениях и бедности палеонтологических остатков, лишало авторов возможности провести строгое сопоставление отдельных литологических комплексов. Теми же причинами, повидимому, объясняется указание авторов на сложность, местами, установить ясную границу между нижним и верхним силуром в силу литологического их сходства, что при наших наблюдениях для исследованного района не подтвердилось.

Отсутствие четкой стратиграфической схемы в указанной выше работе⁽¹⁾, где литологический состав выделяемых авторами комплексов в силу объединения разновозрастных пород оказывается весьма близким, затрудняет сопоставление с ними предлагаемой нами схемы. Если несколько детальнее остановиться на стратиграфической схеме указанных авторов и характеристике литологического состава выделяемых ими свит, то необходимо отметить, как

¹ Работы велись под непосредственным руководством проф. П. С. Шатского. Ряд ценных критических замечаний, использованных при составлении статьи, был сделан П. А. Штрейф.

уже сказано выше, схематичность представлений как в отношении литологии комплексов, так и их положения в разрезе. Последнее в свою очередь вызвало неправильное освещение хода «физико-географических условий», существовавших для изученной области во время накопления описанных толщ⁽¹⁾. Так, например, для разреза кембрия и нижнего силура, согласно материалам Г. И. Водорезова, Н. Г. Кассина и Г. Ц. Медоева, основным компонентом «являются песчаники, туфовые песчаники и глинистые плотные песчаники». Мощнейшие же толщи известняков и кремнистых пород, таким образом, выпадают из поля зрения этих геологов и с их точки зрения либо имеются в резко подчиненном количестве и «играют очень небольшое значение», либо отсутствуют вовсе. Тот же кластический и пирокластический материал является, по мнению указанных исследователей, основным компонентом и для верхнего силура. Такое однообразие в характеристике состава, естественно, ведет к отсутствию возможности выяснения характерных особенностей условий накопления осадков для каждой эпохи.

Одним из заданий, которые ставили перед собой авторы настоящей работы, было путем детального картирования и изучения литологического состава отдельных комплексов подойти к вопросу выяснения закономерности изменения осадконакопления, определенной ходом развития геологической истории района. Такой метод исследований позволил выделить ряд комплексов, прослеживающихся на значительном протяжении и находящихся в строгих стратиграфических взаимоотношениях.

Установление нами новой стратиграфической схемы для нижнего палеозоя исследованного района, обоснованной совершенно определенным литологическим составом, в совокупности с условиями залегания толщ, позволяет дать иной анализ геологических явлений, протекавших на описанной площади в течение соответствующих эпох. Стремление же наиболее полно осветить материал, послуживший основой при составлении данной схемы, и желание дать ясное представление о характере выделяемых в палеонтологическом отношении немых комплексов, чтобы можно было найти эквивалентные им свиты в других районах, вызывает необходимость детальной петрографической их характеристики.

Породы древнего палеозоя слагают окраину Еремень-таусских гор и выходят также в форме нескольких крупных «островов» к востоку от них, среди поля распространения верхнего палеозоя и затем вновь слагают значительные площади по правому берегу р. Уленты (горы Семиз-бугу, Тиес, Топракмол). Область развития нижнепалеозойских пород характеризуется интенсивной дислоцированностью слоев, представляя собой систему изоклинально построенных складок, опрокинутых на восток и переходящих местами в настоящую чешуйчатую структуру.

Разрез и тектоническая структура древнего палеозоя гор Еремень-тау

Наиболее древними породами, повидимому, надлежит считать толщу сильно дислоцированных, иногда брекчированных амфиболовых сланцев недостаточно ясного генезиса и возраста, развитых у подножия горы Семиз-бугу с ее западной стороны и несколько севернее, на правом берегу р. Уленты.

Известняково-кварцитовая толща (C_m ?). Выше, с неясным контактом, осложненным дизъюнктивным нарушением, залегает толща кварцитов и известняков, содержащих преимущест-

венно в верхней части прослойки яшм и значительное количество эффузивных пород.

В нижней части толщи преобладают кварциты, слагающие более повышенные элементы рельефа и относившиеся предыдущими исследователями ко «вторичным» кварцитам. Это обычно белые, серые или желтовато-розовые массивные кварциты, при микроскопическом изучении представляющие собой агрегат мельчайших зернышек кварца, плотно сложенных между собой.

В средней части толщи преобладают известняки белого, чаще серого цвета, обычно перекристаллизованные, мраморовидные, в редких случаях содержащие мелкообломочную примесь, состоящую из зерен кварца. Значительно реже встречаются тонкослоистые и оолитовые разности; более интенсивно окрашенные из них обладают слабым битуминозным запахом. В описываемых известняках широко развиты процессы окварцевания. Участки окварцевания характеризуются неправильной формой, в слоистых известняках приурочены к отдельным тоненьким прослойкам, в оолитовых разностях — к отдельным концентрам. В ряде мест наблюдается полное окварцевание известняков, по простиранию замещающихся кварцитами описанного выше типа, что позволяет предполагать образование значительной части нижележащих кварцитов за счет известняков. Подтверждением может служить наблюдаемая местами в кварцитах реликтовая структура известняков или тончайшая слоистость, обнаруживаемая на выветрелой поверхности.

В средней части толщи известняков проходит очень характерный горизонт брекчиевидной породы, отличающийся незначительной мощностью, но хорошо прослеживающийся на больших расстояниях. Эта порода представляет собой скопление раздробленных резко угловатых обломков белого или желтоватого кварцита, сцементированных окрашенным в буроватый или даже почти черный цвет кварцитом же с примесью мельчайших железистых частиц. При выветривании эта порода дает округло-пещеристые формы. Определенное положение данного горизонта в разрезе и выдержанность его на расстоянии десятков километров помогают разобраться в структурах, слагаемых довольно однообразными толщами. Происхождение этой породы остается неясным, — возможно, что она образовалась за счет окварцевания брекчиевидных известняков.

Выше описанного брекчиевидного горизонта среди известняков встречаются редкие маломощные прослойки известково-кварцево-хлоритовых и серицитово-кварцевых сланцев, содержащих значительное количество актинолитовой роговой обманки и граната. В верхней половине известнякового разреза проходит значительное количество прослоев темнокрасных или серовато-розовых изредка слоистых яшм. В большинстве случаев — это состоящие из тонкозернистого агрегата мелких зернышек кварца перекристаллизованные породы, ожелезненные и содержащие иногда мелкообломочную примесь угловатых зернышек кварца, полевых шпатов, пироксена и слюды. Многие разности этих яшм содержат округлые скопления кварцевых зернышек, лишенные ожелезнения, свойственного породе, и, возможно, представляющие собой следы перекристаллизованных микроорганизмов (радиолярии?).

К тем же частям разреза приурочены прослойки эффузивных пород¹ — авгитовых и авгит-плагноклазовых мандельштейновых порфиритов, образующих либо выдержанные покровы до 20—50 м мощности, либо быстро выклинивающиеся потоки. Это обычно зеле-

¹ Микроскопическое изучение эффузивных пород производилось Б. Н. Красильниковым при руководстве и консультации Н. Г. Сергиева.

новато-серые, темносерые породы с массивным или комковатым строением или же лавы, обладающие шаровой отдельностью. Наиболее распространенными являются авгитовые порфиристы; менее распространены авгит-плагноклазовые и мандельштейновые микропорфиристы. Мандельштейны представляют наиболее основной член порфиритов описываемой толщи и приурочены к наиболее низким горизонтам эффузивного комплекса.

Верхняя часть разреза известняково-кварцитовая свиты может быть иллюстрирована следующим обнажением, расположенным с восточной стороны горы Семиз-бугу (снизу вверх):

Ст?	Мощность
1. Известняки белые, голубовато-серые, массивные, крупнокристаллические, перекристаллизованные, местами переходящие в кварциты. Более	80 м
2. Брекчиевидная порода, состоящая из скопления остроугольных обломков белого кварцита, спементированных железистым кварцитовым цементом. Граница с подстилающими известняками неровная. Около	25 м
3. Известняки голубовато-серые, темносерые, черные, массивные	35 м
4. Окварцованный серицитовый сланец	2 м
5. Частое чередование светлых окварцованных известняков и серицитовых сланцев	15 м
6. Известняки голубовато-серые, реже белые, мраморизованные, массивные, переслаивающиеся с пачками тонкоплитчатых разностей	40—45 м
7. Белые массивные кварциты	3 м
8. Сильно окварцованные хлоритовые сланцы, чередующиеся с менее окварцованными разностями	15 м
9. Массивные белые кварциты	2 м
10. Голубовато-серые и светлосерые мелкокристаллические топкосланцеватые известняки	4 м
11. Андезино-олигоклазовые порфиристы, рассланцованные, сильно серицитизированные, местами переходящие в сланцы	6 м
12. Толща частого чередования белых массивных, сахаровидных известняков, кварцитов, хлоритовых, серицитовых и кварцево-серицитовых сланцев	45—50 м
13. Белые массивные кварциты	2 м
14. Хлоритовые и серицитовые сланцы с гнездами рассланцованных хлоритизированных известняков	12 м
15. Брекчированные окварцованные хлоритовые сланцы, распадающиеся на мелкие остроугольные обломки	15 м
16. Глинисто-кремнистая яшмовидная порода, иногда обладающая конгломератовидным строением	3 м

Несколько отличным является разрез той же известняково-кварцовой толщи в северо-западной части района, в горах Керегетас, где получают широкое развитие яшмы красных и бурых цветов. Мощность отдельных прослов последних достигает 100—200 м.

Описанная известняково-кварцовая толща, содержащая прослойки яшмы и эффузивов, является наиболее распространенной среди пород нижнего палеозоя в исследованном районе. Ею слагаются хребты: Джель-тау, Мын-чекур, Кара-тау, Тюре-джол, Серек-тас, Керегетас, Ак-джал, Кара-джал, Найза-тас, восточная половина горы Семиз-бугу и т. д.

В верхней части этого комплекса в отдельных частях района сильно возрастает количество эффузивов за счет известняков. Так, на юге, в районе гор Ак-джал и Кара-джал, известняки из разреза исчезают, почти нацело замещаясь андезиновыми и андезин-олигоклазовыми порфиритами, связанными постепенными переходами с авгитовыми порфиритами. Наиболее широкое распространение имеют андезиновые порфиристы, преимущественно развитые в нижних и средних частях эффузивного разреза. Это обычно темносерые, с зеленоватым оттенком породы, комковатые, иногда дающие шаровые отдельности. В верхних частях эффузивной толщи преобладающей породой становятся андезин-олигоклазовые порфиристы зеленоватого или красновато-бурого цвета.

В самых верхах эффузивного разреза среди андезин-олигоклазовых, реже андезиновых порфиритов, появляются прослои туфогенного материала, отвечающего по своему составу тем же эффузивам, большей частью туфоагломераты и кристаллические туфы; пепловые туфы почти отсутствуют. Эти породы известны из района развалин Идельбай и гор Ак-джал и Кара-джал, где они благодаря залеганию в ядрах сжатых синклиналей обладают лучшей сохранностью. Наибольшим распространением пользуются аггломеративные туфы, содержащие в своем составе кроме обломков кристаллов плагиоклаза значительное количество обломков эффузивных и кварцитовых пород. Цементом обычно является мелкий, измененный вторичными процессами, пирокластический материал. В случае преобладания обломков кристаллов порода переходит в кристалловый туф, более мелкие разности которого, приближающиеся к пепловым туфам, иногда обладают микрослоистостью.

Мощности и соотношения отдельных литологических разностей как внутри эффузивной части разреза, так и в более низких горизонтах непостоянны. Мощность нижней кварцитовой части достигает около 800 м, яшмово-известняковой (вместе с эффузивами) — 1 200—1 300 м. Эффузивный комплекс в местах наибольшего его развития достигает 500 м. Общая мощность эффузивно-известняково-кварцитового комплекса не менее 2 000—2 100 м.

Неправильное линзообразное залегание эффузивных пород, смена ими по простиранию известняков и кварцитов, наличие шаровых лав, обилие в плагиопорфиритах стекловатых разностей, сходство сопутствующего пирокластического материала — все это свидетельствует о сингенетичном образовании всех этих отложений.

Яшмо-кварцитовая толща (S_1). На породы описанной свиты залегает так называемая яшмо-кварцитовая толща. По литологическому составу последнюю можно условно разбить на три части: а) нижнюю — собственно яшмо-кварцитовую толщу, б) среднюю — яшмо-эффузивную и в) верхнюю — эффузивно-туфогенную, приобретающую значительное количество прослоев туффитов и туфопесчаников за счет уменьшения эффузивных и кремнистых разностей.

а) Нижняя часть яшмо-кварцовой толщи, наиболее полно вскрытая в разрезе г. Семиз-бугу, представлена чередованием темнозеленых, темнокоричневых, буроватых, красных слоистых яшм и яшмо-кварцитов, более или менее перекристаллизованных. При микроскопическом изучении здесь ясно намечаются два типа кремнистых пород. Один тип — это яшмы, близкие к яшмам подстилающей толщи, состоящие из агрегата мельчайших лапчатых зернышек кварца и содержащие следы перекристаллизованных радиолярий. Второй тип, который является более распространенным, в верхней части разреза представлен глинисто-кремнистыми яшмовидными породами.

Под микроскопом эти породы представляют собой тончайший глинисто-кремнистый, часто ожелезненный агрегат, иногда с большим количеством аморфного кремнезема. В большинстве случаев породы содержат значительную примесь мельчайшего обломочного материала, состоящего из угловатых зернышек кварца и полевых шпатов, или обогащены чешуйками серицита. Очень характерным является наличие остатков микроорганизмов. Здесь имеются сферические образования с пористыми стенками и с длинными тонкими отростками, представляющие собой плохо сохранившиеся скелеты радиолярий. Им же принадлежат наблюдаемые здесь кусочки ячеистых сеток. Кроме радиолярий, во многих шлифах наблюдаются образования, близко напоминающие обломочки спиккуль губок: тоненькие, удлинённые, ветвящиеся образования, иногда с намеком на

канал. Как скелеты радиолярий, так и эти образования выполнены кварцем или халцедоном, иногда хлоритом. Очень характерными для описываемых пород являются встречающиеся в них в изобилии значительно более мелкие, чем скелеты радиолярий, идеально округлые или овальные образования с заметным иногда намеком на концентрическое строение, выполненные преимущественно халцедоном, реже кварцем. Природа этих телец неясна; возможно, некоторые из них также представляют собой скелетные образования губок. Некоторые разности этих пород обогащены хлоритом, который, как уже сказано, или выполняет скелеты организмов, или же содержится в форме мельчайших шариков.

Повидимому, с этими частями разреза надлежит сопоставлять породы западного склона гор Турнты, Кендык и Уш-таган, где имеются еще более окварцованные разности, представленные полосатыми, иногда идеально тонко полосчатыми яшмо-кварцитами. Разноцветная окраска отдельных тонких (до 0.5—0.3 см) прослоек придает им местами весьма характерный облик.

В нижних частях этого комплекса в районе г. Семиз-бугу имеются в небольшом количестве прослой олигоклазовых порфиритов. Описанное здесь обнажение может служить наилучшей иллюстрацией характера чередования кремнистых разностей в толще (снизу вверх):

S_1	Мощность
1. Светлозеленая крупная кремнисто-глинистая яшма	30 м
2. Светлосерая глинистая яшма, перекристаллизованная, содержащая округлые халцедоновые тельца	2 м
3. Темносерый олигоклазовый порфирит с тонкими прослоями красных яшм	25 м
4. Палево-желтые хрупкие яшмы, перекристаллизованные, с остатками радиолярий, тонко переслоенные, с плитчатыми сургучно-красными яшмами	40 м
5. Черные и темнокоричневые яшмы, массивные, глинистые, окремненные	8 м
6. Частое чередование темных олигоклазовых порфиритов, тонких прослоек сургучно-красных яшм и черных кварцитов с реликтовой структурой порфиритов	40 м
7. Светлые сильно окварцованные массивные яшмы со значительной примесью глинистого материала	20 м
8. Красные, розовые и темные сильноокварцованные глинистые яшмы, содержащие округлые халцедоновые тельца	35 м
9. Белая перекристаллизованная плотная яшма с неясными следами скелетов радиолярий	3 м
10. Яшма бутылочно-зеленого цвета, глинистая, переслоенная с такими же яшмами черного цвета	12 м
11. Яшмы бутылочно-зеленого цвета, глинистые, перекристаллизованные . .	10 м
12. Частое чередование массивных серовато-коричневых яшм с тонкими прослоями красных и темносерых яшм	10 м
13. Коричневато-серые глинистые яшмы	20 м
14. Светлокоричневые хрупкие яшмы с многочисленными остатками радиолярий и обломками спикул губок. Яшмы тонко переслоенные с более темными перекристаллизованными разностями	10 м.
15. Красные, то хорошо плитчатые, то бесструктурные комковатые яшмы с большим количеством следов скелетов радиолярий	15 м
16. Светложелтые яшмы, хрупкие, тонко слоистые, глинистые	30 м
17. Сургучно-красные массивные яшмы	15 м
18. Желтовато-серые массивные кварциты	4 м
19. Массивные сургучно-красные яшмы	5 м
20. Светлозеленые хрупкие яшмы, перекристаллизованные, со следами радиолярий	8 м
21. Сургучно-красные перекристаллизованные яшмы со следами радиолярий . .	12 м
22. Темные массивные глинистые яшмы	15 м
23. Темнокоричневые грубо-слоистые яшмы	30 м

На этом разрез описываемой толщи в данном обнажении кончается.

б) В средней части яшмо-кварцитового комплекса количество

описанных кремнистых разностей постепенно убывает за счет появления кислых эффузивов. В средних частях яшмо-кварцитовой толщи последние достигают 60—70% и имеют преобладающее значение по сравнению с яшмами.

По своему составу эффузивы средней части яшмо-кварцитовой толщи делятся на альбитофиры, кварц-альбитофиры, ортофиры и кварцевые порфиры. Наиболее широкое распространение имеют альбитофиры, залегающие в низах разреза. Это обычно красно-бурые, иногда комковатые породы, часто обладающие аггломеративным характером. Альбитофиры слагают, главным образом, возвышенности между горами Топракмоля и Семиз-бугу на правом берегу р. Уленты, а также западную часть г. Тиес. Кварц-альбитофиры, ортофиры и кварцевые порфиры имеют менее широкое распространение, встречаясь в более высоких горизонтах средней толщи яшмо-кварцитового комплекса, где они переслаиваются с кремнистыми породами и стекловатыми пепловыми туфами. Кварц-альбитофиры как макро-скопически, так и под микроскопом весьма схожи с альбитофирами. Среди них также встречаются аггломеративные разности. Ортофиры занимают незначительное место в разрезе, хотя туфы их среди пирокластических пород преобладают.

Кварцевые порфиры слагают наиболее высокие части описываемого комплекса и представляют собой белые, розовато-серые и серые плотные породы то скрыто кристаллического сложения, то с хорошо выраженной порфириковой структурой.

Кремнистые разности, входящие в состав средней части яшмо-кварцитового комплекса как макро-, так и микроскопически весьма близки к породам нижней ее части. Здесь также преобладают яшмы, содержащие небольшую примесь мелкого обломочного материала, следы скелетов радиолярий и образования, весьма напоминающие спиккули губок.

Кроме описанных разностей в этой части разреза появляются очень редкие и маломощные прослои зеленоватых и серых темно-зернистых туфо-песчаников, состоящих из мельчайших зернышек резко угловатой, до оскольчатой, формы полевых шпатов, в меньшем количестве кварца, пироксена, эпидота, слюды или обломков эффузивных пород. Цемент в основном мелкообломочный, в отдельных участках хлоритовый, кварцевый, редко известковистый.

Наиболее полно описываемый комплекс развит в районе горы Семиз-бугу, к северу от нее, где он слагает ряд вытянутых возвышенностей. Здесь описан следующий разрез (снизу вверх):

S ₁	Мощность
1. Кварцевый порфир, зеленовато-серый, плотный, скрыто кристаллический	120 м
2. Альбитофиры красновато-бурые, то плотные, то комковатые, чередующиеся с аггломеративными разностями и кварцевыми альбитофирами . . .	80 м
3. Чередование красновато-бурых альбитофиров и кварцевых альбитофиров	202 м
4. Красновато-бурые кварцевые альбитофиры, чередующиеся с лавовыми аггломератами	100 м
5. Частое чередование тонких прослоев яшм и подчиненных им прослоев зеленоватых песчаников. Песчаники полимиктовые, состоят из обломков кислых эффузивных пород яшм и кварцитов	50 м
6. Тонкое чередование зеленоватых плитчатых туфогенных песчаников, кремнистых яшмовидных пород, тонких прослоев аркозовых песчаников и аггломератов	80 м
7. Зеленовато-серые плитчатые песчаники, состоящие из обломков различной неправильной формы порфиритов, полевых шпатов и кварца . . .	10 м
8. Зеленовато-серый плотный кварцевый порфир с подчиненными прослоями кварц-альбитофира	100 м
9. Темнобурая яшма; в большом количестве содержит образования, напоминающие спиккули губок и радиолярии	40 м

10. Темнозеленая кремнистая порода, разбивающаяся при выветривании на костыльчатые отдельности. Из органических остатков имеются образования, напоминающие радиолярий	40 м
11. Зеленовато-серый туфогенный песчаник	30 м
12. Темнозеленая кремнистая порода, аналогичная породе слоя № 10	40 м
13. Зеленовато-коричневая рассланцованная, слегка ожелезненная яшма, переполненная округлыми или овальными желто-зелеными образованиями, спилкулами губок, замещенными хлоритом и остатками радиолярий	60 м
14. Аркозовый песчаник	45 м
15. Кремнистая порода, аналогичная слою № 10 и 12	50 м

Незначительные выходы тех же пород имеются у зимовьев Идельбай, Даумбай и близ гор Сорал и Мын-чекур.

в) В самых верхних частях яшмо-кварцитового комплекса количество эффузивов уменьшается за счет увеличения туфогенных разностей. Наряду с яшмами и кремнистыми породами зеленых и темнокрасных цветов, весьма сходными с описанными выше, здесь появляется значительное количество тонких полосатых пепловых туфов, тонкозернистых песчаников, аналогичных описанным выше, и конгломератовидных пород. Последние состоят из обломков тех же яшм, сцементированных глинисто-кремнистым цементом, содержащих большую примесь более крупного обломочного материала, состоящего из обломанных кристаллов полевых шпатов и реже — кварца. Эта часть яшмо-кварцитового комплекса обнажена очень плохо; кроме района гор Уш-тубе она выходит в ряде небольших «островков» между породами верхнего силура к западу от горы Тиес.

Яшмо-кварцитовый комплекс достигает общей мощности 2100—2200 м, причем на долю нижней, собственно яшмо-кварцитовой, части приходится 400—500 м; средняя часть достигает 1200 м, а верхняя — около 500 м.

Породы известняково-кварцитовой и яшмо-кварцитовой толщ прорваны жилами авгитовых и роговообманковых плагиопорфиров.

Предыдущими исследованиями породы яшмо-кварцитовой толщи в ряде мест относились, так же как и кварциты подстилающей свиты, к «вторичным кварцитам» (горы Турнты, сопка к югу от горы Топракмол) и не выделялись в особый комплекс. Приведенное выше описание доказывает самостоятельное существование этой толщи, а также бесспорно осадочное и вулканическое происхождение различных слагающих ее пород. Наблюдаемые здесь процессы окварцевания играют второстепенную роль и не маскируют полностью первичного состава пород.

В условиях налегания яшмо-кварцитовой толщи на известняково-кварцитовую наблюдается определенная закономерность. Выходы нижней части яшмо-кварцитовой толщи приурочены либо к краевым частям области развития древнего палеозоя, т. е. к местам постепенного его погружения (горы Турнты и Уй-тас), либо вообще к местам невысокого его поднятия (гора Семиз-бугу). Как в том, так и в другом случае не наблюдается каких-либо несогласий между этими свитами. Наоборот, по мере продвижения в глубь Еремень-таусских гор, где выходят более низкие части разреза известняков кварцитовой толщи, на различные ее горизонты налегает исключительно средний комплекс яшмо-кварцитовой толщи (горы Караджал, Идельбай, Мын-чекур).

Верхние же ее горизонты были обнаружены только в местах наиболее низкого залегания подстилающих пород, в синклинальной области, расположенной между двумя поднятиями нижнего палеозоя (сопки к западу от горы Койтас-оба и к северо-западу от горы Тиес).

Таким образом яшмо-кварцитовая толща отлагалась трансгрессивно на уже приподнятые, несколько размытые и, возможно, продолжающиеся приподниматься породы подстилающей известняково-кварцовой свиты.

Сильно размытый характер яшмо-кварцовой толщи наряду с интенсивной дислоцированностью пород, к сожалению, пока лишает возможности подтвердить эти выводы анализом фаций.

Песчано-конгломератовая толща. (S_2). Несогласно на дислоцированную и размытую поверхность пород описанных выше толщ налегает комплекс обломочных пород, достигающий не менее 700 м мощности. Это обычно темнозеленые, иногда серые песчаники, туфо-песчаники, конгломераты и туфо-конгломераты, отличающиеся большим непостоянством в отношении состава и размера слагающего материала.

Песчаники, среди которых наблюдаются разности от тонких до грубозернистых, состоят из угловатых, иногда острооскольчатых, реже окатанных зерен, разнородных по составу и размеру. В основном они состоят из обломков кристаллов андезина, альбита, пироксен-авгита, несколько в меньшем количестве — зерен эффузивных пород, главным образом представленных обломками основной их массы. Среди обломков эффузивных пород преобладают кислые разности. В небольшом количестве в состав песчаников входят зерна кварца, роговой обманки, эпидота, рудных минералов и апатита. Цементом служит тот же мелкообломочный материал с глинистой примесью; реже встречаются кварцевый, известковистый или хлоритовый цемент. Песчаники иногда обладают шаровой отдельностью.

Описанные псаммитовые разности переслаиваются, а иногда замещаются по простиранию мелкогалечными конгломератами. Последние состоят из угловатой гальки подстилающих пород: яшм, эффузивов, известняков, жильных пород и кварца. Цементом пород служит мелкообломочный материал, аналогичный по составу вмещающим песчаникам.

Выходы этого песчано-конгломератового комплекса приурочены главным образом к пониженным частям рельефа. Эти породы слагают восточный склон хребта Мып-чекур, прослеживаясь на юг по долине с восточной стороны хребта Кара-тау, и обнажаются в районе зимовья Идельбай, слагая крыло нарушенной синклинали и прослеживаясь отсюда на север и на юг. Широкое поле развития тех же пород располагается еще восточнее, от г. Серек-тас на севере до зимовья Кара-тумсук на юге.

В северном окончании последней области распространения описываемой толщи имеет место резкое фациальное ее изменение. К западу от горы Серек-тас развита толща очень грубых крупногалечных конгломератов, состоящих из разнообразной, прекрасно окатанной гальки, достигающей 10—15 см в диаметре, преимущественно интрузивных, в меньшем количестве подстилающих эффузивных пород и известняков. В очень большом количестве встречаются роговообманковые и плагиоклазовые порфиры жильной серии, широко развитые среди более древних пород. Кроме того, здесь встречается галька кварцевых диоритов и кварцевых диорит-порфиров, реже гранитов и пород основных интрузий. Цементом конгломератов служит песчаный материал, по составу аналогичный описанным выше песчаникам.

Тот же песчано-конгломератовый комплекс развит и южнее: в районе горы Найза-тас, к юго-западу от горы Койтас-оба, в районе горы Семиз-бугу и к северу от последней, до горы Топрак-мол.

К западу от горы Тиес и к юго-востоку от горы Топрак-мол

песчаники охарактеризованного типа содержат линзы известняков, серых или розоватых, непостоянных по мощности и переходящих в мелко-галечные конгломераты. Из этих известняков при работах 1937 г. была собрана фауна, среди которой Н. А. Штрейс определены *Orthis rustica* Sow. и *Atrypa marginalis* Dalm. и др., позволяющие относить описанную толщу к верхнему силуру.

На этом разрез нижнего палеозоя исследованного района заканчивается.

При изучении литературных материалов бросается в глаза обилие песчаных пород в приводимых авторами (1) разрезах для толщ нижнего силура, что для исследованного нами района не подтверждается. Песчаники залегают на сильно расчлененном фундаменте подстилающих пород; среди поля их развития во многих местах имеются многочисленные «острова» более древних пород, которые позднее, при интенсивных дислокациях, создавших изоклинальную складчатость, оказались зажатыми в форме узких полос среди толщ песчаников. Обратное, наблюдается наилучшая сохранность верхнесилурийских песчаников в синклиналиях, где их выходы в силу указанного характера складчатости также приняли форму полос, расположенных среди хребтов, слагаемых кварцитами, известняками или яшмами более древних толщ. Все это и предопределило то, что предыдущими исследователями при недостаточной детальности работ эти песчаники были введены в разрез древних толщ; поэтому все приводимые ими колонки нижнего силура избыточно песчаниками. Тем же объясняются и замечания этих авторов о большом литологическом сходстве нижнего и верхнего силура, что в свою очередь затрудняет в ряде мест проведение границы между ними. Из описанного выше стратиграфического разреза исследованного района явствует, что это не так.

Примером такого объединения разновозрастных комплексов может служить следующий разрез горы Топрак-мола, приводимый для нижнего силура в одной из работ (1, стр. 15), (сверху вниз):

S ₂	Мощность
1. Мраморизованные белые известняки, перекрытые несогласно красной толщей с конгломератом в основании, среди кварцевой гальки которого часто встречается галька этих же известняков.	10 м
2. Зеленые и оливково-зеленые рыхловатые песчаники с растительным сором	около 100—150 м
3. Известняки как слой 1	20 м
4. Зеленые песчаники	50 м
5. Вторичные кварциты	30—40 м
6. Зеленые песчаники и конгломераты	80—100 м
7. Конгломераты с кварцевой зеленой, яшмовидной роговиковой, реже сиенит-порфировой галькой переслаиваются с конгломератовыми известняками красноватого или лилового цвета. В известняках включены гальки того же состава, что и в конгломератах слоя 7. Фауна (в известняках) имеется в виде трилобитов, мшанок, кораллов, брахиопод, определяющая возраст как нижнесилурийский. В гальке конгломератов найдена известковая, содержащая ту же фауну	60—80 м
8. Зеленые песчаники, как слой 6	30 м
9. Известняки розоватые, белые, серые с редкой галькой яшм и кварцитов, с непостоянной мощностью, то выклиниваются совсем, то раздуваются в мощности до 60 м	0—60 м
10. Зеленые песчаники с прослойками конгломератов	40—50 м
11. Пластовая интрузия красных сиенит-порфиров около	40 м
12. Вторичные кварциты. Простиранье NE и падение к NW под углом 30—40°.	

Произведенные нами в районе горы Топрак-мол наблюдения приводят к несколько иным выводам. Обнажающаяся здесь толща зеленых

песчаников, содержащих линзы известняков и конгломератов, относится к верхнему силуру, так как отсюда нами собрана указанная выше верхнесилурийская фауна. Среди поля этих песчаников выходят гряды залегающих ниже пород яшмо-кварцитовой толщи, именуемых в приведенном разрезе «вторичными кварцитами»; сама сочка Топрак-мол сложена окварцованными гранитами.

Перед тем как закончить описание стратиграфии нижнего палеозоя, необходимо кратко коснуться интрузивных пород этого возраста. Наиболее крупными интрузивными телами являются гранитные массивы, расположенные к югу от оз. Коржун-куль, по северной окраине гор Еремень-тау¹ и на правом берегу р. Уленты между горами Топрак-мол и Тиес. В обоих случаях вскрыты только самые верхние части интрузивов с уцелевшими еще на них остатками кровли. Коржун-кульский гранитный массив имеет более глубокий эрозионный срез.

В центральных частях обоих массивов обычно выходит светлый порфировидный крупнозернистый лейкократовый гранит, почти всегда несущий следы сильного катаклаза, местами утрачивающий первоначальную структуру, напоминая собой аркозы. Значительно большие площади в областях, занимаемых описанными интрузивами, занимают породы их краевых фаций — порфировидные граниты и их приконтактные разновидности. Это — зеленовато-серые катаклазированные, иногда почти белые кварцитоподобные породы, часто обладающие порфировидным строением.

Как в районе оз. Коржун-куль по северной окраине горы Еремень-тау, так и в районе горы Топрак-мол описанные граниты прорваны основными интрузивами. По северной окраине Еремень-тау эти породы образуют значительный массив, в основном сложенный крупнозернистым роговообманковым габбро с идиоморфными выделениями плагиоклаза. В северной части описываемого габбрового массива встречаются шпирообразные тела кварцевого диорита. Последний, кроме того, слагает самостоятельный небольшой массив к северо-западу от первого. Габбровый массив к северу от горы Тиес имеет тот же характер. На контакте с гранитами габбро сильно амфиболитизировано и озмеевиковано.

Возраст гранитных массивов определяется довольно точно, так как эти породы рвут яшмо-кварцитовую толщу и в то же время встречаются в гальке конгломератов верхнего силура.

Возраст основных пород является еще недостаточно установленным; возможно, что они относятся к более молодому интрузивному циклу.

Кроме указанных кристаллических пород в районе довольно широко развиты породы жильной серии — авгитовые и роговообманковые порфириты, в меньшем количестве — диорит-порфириты. Эти породы весьма распространены между хребтами Джувак-тубе и Тюре-джол и к северу и к западу от зимовья Идельбай, где они образуют серию жил меридианального простирания.

Жилы описанного состава развиты как среди известняков и эффузивов мойтинской свиты, так и среди пород яшмо-кварцитовой толщи. Изобилие этих жильных пород в гальке верхнего силура достаточно ясно свидетельствует об их возрасте: они моложе яшмо-кварцитовой толщи нижнего силура, но древнее конгломератов верхнего силура. Породы верхнего силура прорваны жилами микродиорита, представляющими собой интрузивные аналоги эффузивной серии нижнего девона, которые мы здесь не рассматриваем.

К востоку от главного поля развития нижнего палеозоя, а именно —

¹ Этот массив изучался И. Ф. Трусовой.

между восточной окраиной горы Еремень-тау и горами Семиз-бугу и Топрак-мол, располагается область пород верхнего палеозоя. Последней либо отделяется ненормальным тектоническим контактом от пород нижнего палеозоя, либо ложится на них несогласно, с резким размывом.

Тектоническое строение области развития пород нижнего палеозоя весьма сложно. Основными тектоническими элементами района является крупное антиклинальное поднятие сложно дислоцированных пород древнего палеозоя в западной части района (горы Еремень-тау) с гранитным массивом в сводной его части и менее крупное поднятие тех же пород в восточной части района, также осложненное рядом более мелких складчатых структур.

В горах Еремень-тау развита изоклиальная складчатость с опрокидыванием пород на восток. Наиболее глубокие части разреза выведены на поверхность по западной границе района. Ось наиболее крупной антиклинальной складки проходит через хребет Джель-тау, Мын-чекур и Кара-тау, где выходят кварциты, слагающие самую нижнюю часть известняково-кварцитового комплекса. К востоку располагается ряд более мелких антиклинальных структур с выходом известняков той же свиты в их осевых частях (Тюре-джол, Кереге-гас). Между этими хребтами располагаются синклинальные области, выполненные породами сильно размывтой яшмо-кварцовой толщи и породами верхнего силура. По мере движения на восток амплитуда складчатости уменьшается и доминирующее значение в строении структур приобретают все более и более молодые породы. Так, например, между горами Серек-гас и Кара-адыр располагается хорошо выраженная крупная синклиналь, выполненная обломочными породами верхнего силура. Общее направление складчатости близко к меридианальному, с некоторым отклонением на северо-восток.

На правом берегу р. Уленты, как уже сказано, имеет место новое, но несколько меньшее поднятие пород нижнего палеозоя с мощным развитием яшмо-кварцовой толщи. Здесь изоклиальная складчатость заменяется рядом нормальных антиклинальных структур северо-восточного простирания, с местными отклонениями на север и северо-запад. Как в той, так и в другой областях развития пород нижнего палеозоя имеют место и дизъюнктивные нарушения, иногда приводящие к образованию чешуй или даже к нарушениям надвигового типа. Между этими поднятиями и к северо-востоку от гор Еремень-тау располагается область погружения нижнего палеозоя. Здесь, на размывтом фундаменте древних пород располагается дислоцированный комплекс верхнего палеозоя, среди которого выходы нижнепалеозойских пород имеют «островной» характер.

Складчатость верхнего палеозоя существенно иная: здесь наблюдаются либо неправильные широкие плоские структуры с непостоянным простиранием и углами наклонов пластов, либо хорошо выраженные брахискладки с крутыми углами падения, а иногда и с опрокидыванием слоев.

Возраст свит древнего палеозоя гор Еремень-тау

Переходя к определению возраста описанных выше стратиграфических горизонтов, необходимо отметить, что за исключением песчаников с верхнесилурийской фауной палеонтологических остатков, в других свитах нам не удалось найти; тем не менее ряд сопоставлений позволяет прийти в отношении возраста рассмотренных свит к некоторым выводам.

Как уже сказано выше, в линзах известняков среди песчаников в районе гор Топрак-мол и Тиес найдена фауна: *Orthis rustica* Sow.,

Atrypa reticularis Linn., *Atrypa ex gr. marginalis* Dalm., *Atrypa marginalis* Dalm., *Spirifer* sp., *Septatrypa* sp., *Strophomena* now sp., *Dalmanella* sp. и неясные обломки гастропод, криноидей и трилобитов.

Приведенная фауна указывает на принадлежность содержащих ее слоев к средним частям верхнего силура (средние слои салопского яруса).

Бликий литологический состав и одинаковые условия залегания позволяют относить к тому же возрасту песчаники и конгломераты, широко развитые и в других частях района, в частности, и конгломераты гор Сорал и Серек-тас. Таким образом толщи, залегающие стратиграфически ниже, — яшмо-кварцитовую и известняково-кварцитовую, породы которых содержатся в гальках конгломератов верхнего силура, надлежит относить к нижнему силуру или к кембрию.

Из приведенного в работе Г. И. Водорезова, Н. Г. Кассина и Г. Ц. Медоева⁽¹⁾ разреза в районе горы Топрак-мол отмечается фауна из известняков нижнего силура (*Crotalurus strigatus* Web., *Bronteus* sp., *Sphaerexochus*, *Asaphidae*).

Указываемые места находок этих ископаемых весьма близко совпадают с пунктами наших сборов фауны в 1937 г. из верхнего силура. Резкое различие в определении фауны этих двух сборов вызывает необходимость несколько подробнее остановиться на этом вопросе. К сожалению, в указанной работе недостаточно четко освещены условия залегания фауны, которая частично, повидимому, собрана из гальки. Если откинуть возможность случайной ошибки, это противоречие может быть разрешено двояким путем. Либо предыдущими исследователями фауна собрана из гальки конгломератов, содержащих линзы известняков с верхнесилурийскими ископаемыми, либо ими был случайно найден незначительный выход «островного» происхождения более древних известняков, нами не обнаруженных ни здесь, ни где-либо в других местах района.

Очевидно, правдоподобнее первое предположение, но как в том, так и в другом случае верхнесилурийский возраст развитых здесь песчаников не опровергается. В этой же работе приводится целый ряд пунктов находок в известняках фауны нижнего силура. Один из таких пунктов, район к югу от оз. Кендыкты, был посещен и нами. Здесь была собрана фауна, по свидетельству Н. А. Штрейс, имеющая безусловно нижнесилурийский облик¹.

Отсутствие топографической основы и малое количество времени, которое было посвящено району оз. Кендыкты, не позволили составить стратиграфический разрез для обнажающихся здесь пород. Но даже беглое знакомство с последними заставляет отрицать всякую возможность сопоставления их с известняками нижней толщи описанного нами района гор Еремень-тау и позволяет высказать предположение о более высоком стратиграфическом их положении (об этом свидетельствует их иной петрографический облик и значительно меньший метаморфизм). Отсюда напрашивается вывод, что среди палеонтологически охарактеризованных известняков с фауной нижнего силура, приводимых указанными авторами, не имеется аналогов описанным известнякам нашего района. Значительно естественнее, повидимому, сравнивать известняки гор Еремень-тау с известняками хребта Чингиз, откуда А. К. Мейстером⁽⁵⁾ указывается фауна трилобитов, принадлежащих к среднему отделу кембрия

¹ В 1938 г. эти же места были посещены Н. А. Штрейс. Собранная им здесь фауна, среди которой обнаружены представители семейства *Asaphidae*, бесспорно указывает на принадлежность этих известняков к нижнему силуру.

(*Agnostus fallax* Lin., *Agn. brevifrons* Ang., *Anomacare cf. convexa* Wal. и др.).

Такое сопоставление тем более имеет основание, что Центрально-казахстанской экспедицией для хребта Чингиз составлен детальный разрез, в котором эти известняки, заключающие фауну, с размывом покрываются толщей порфиритов, альбитофиров, в верхах — ленточных туфов и яшм. Эта толща, относящаяся, по мнению работников ЦКЭ, к нижнему силуру и перекрываемая песчаниками и конгломератами верхнего силура, с нашей точки зрения хорошо сопоставляется с яшмо-кварцитовою толщей исследованного района.

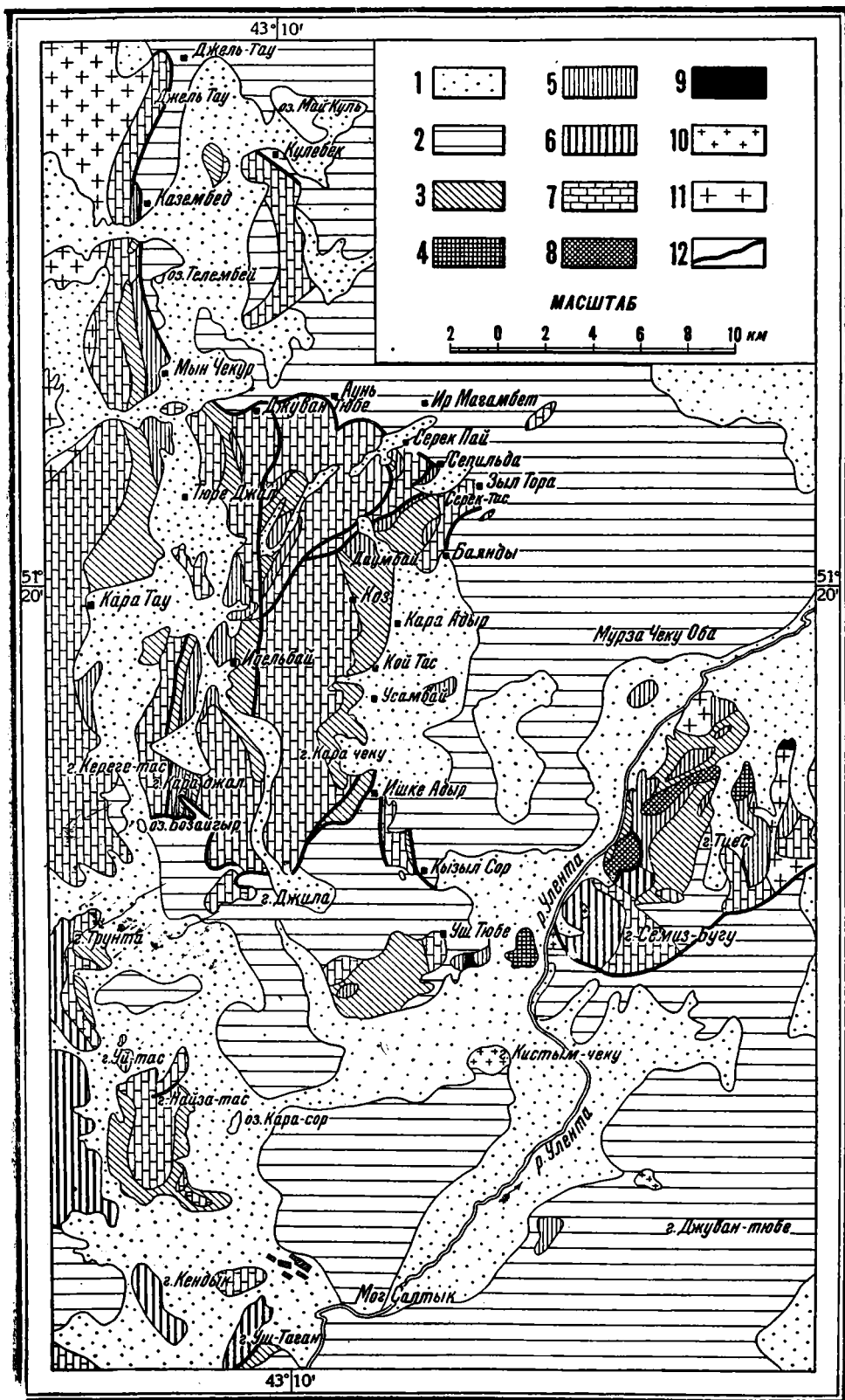
Яшмо-кварцитовую толщу, залегающую с размывом на известняках, относимых к кембрию, и перекрытую с угловым несогласием и размывом породами верхнего силура, надлежит относить к нижнему силуру.

Н. А. Штрейс при посещении в 1938 г. района гор Семиз-бугу в верхах яшмо-кварцитовою толщи был обнаружен горизонт известняков с фауной, облик которой подтверждает нижнесилурийский возраст этой толщи. Изученный им, палеонтологически охарактеризованный и более полный разрез нижнего палеозоя района оз. Кендыкты подтверждает правильность предлагаемой стратиграфической схемы для района гор Еремень-тау.

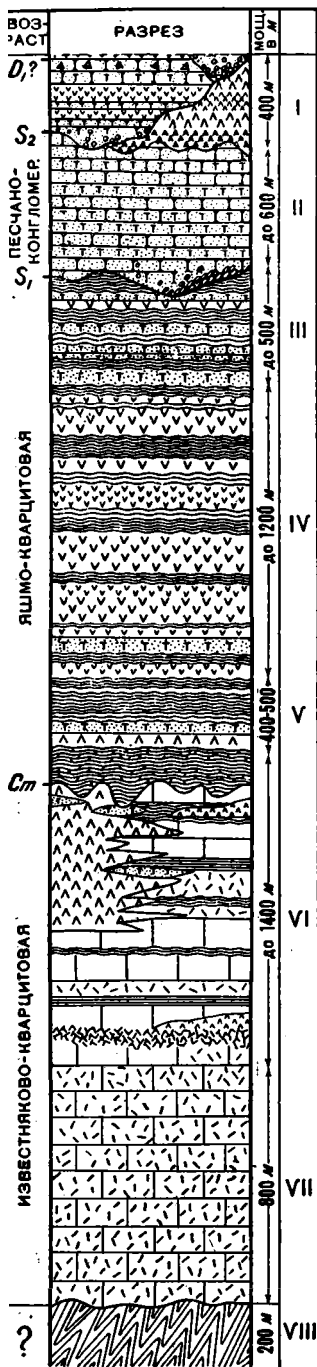
Возраст амфиболовых сланцев района гор Семиз-бугу, на дислоцированную поверхность которых несогласно ложатся породы известняково-кварцитовою и яшмо-кварцитовою толщ, пока остается неясным.

Таким образом стратиграфия нижнего палеозоя северо-восточной окраины горы Еремень-тау может быть в схеме представлена следующим образом:

Возраст	Названия свит	Состав	Мощность
S ₂	Песчано-конгломератовая	Темнозеленые, серые песчаники, туфо-песчаники, конгломераты и туфо-конгломераты. Песчаники содержат линзы известняков с фауной верхнего силура	700 м
S ₁	Яшмо-кварцитовая	в) Яшмы со следами радиолярий и спикуль губок, пепловые туфы, мелкозернистые песчаники	500 м
		б) Яшмы с радиоляриями и со спикулями губок, альбитофиры, кварц-альбитофиры, ортофиры, кварцевые порфиры, туфы и редкие прослой мелкозернистых песчаников	1 200 м
См?	Известняково-кварцитовая	а) Яшмы с радиоляриями, полосатые яшмо-кварциты, в низах редкие эффузивы (олигоклазовые порфириты)	400—500 м
		Известняки светлые, содержащие прослой яшм, хлоритовых сланцев и основных эффузивов. Последние в верхах иногда фациально замещают известняки.	



Фиг. 1. Схема распространения древнего палеозоя сев.-вост. части гор Еремень-тау



Фиг. 2.

порфириты, 10 — базальты, оливиновые базальты, 11 — яшмы и яшмо-кварциты, 12 — сланцы, 13 — известняки, 14 — кварцитовая брекчия, 15 — кварциты.

1 — четвертичные отложения, 2 — верхний палеозой (нерасчлененный), 3 — песчано-конгломератовая толща верхнего силура, 4 — верхняя эффузивно-туфогенная часть яшмо-кварцитовой толщи нижнего силура (подсвета в), 5 — средняя яшмо-эффузивная часть яшмо-кварцитовой толщи нижнего силура (подсвета б), 6 — собственно яшмо-кварцитовая толща нижнего силура (подсвета а), 7 — известняково-кварцитовая свита кембрия, 8 — амфиболовые сланцы докембрия — кембрия (?), 9 — интрузии основных пород доверхнесилурийского возраста, 10 — интрузии кислых пород герцинского возраста, 11 — интрузии кислых пород доверхнесилурийского возраста, 12 — линии дизъюнктивных нарушений.

Фиг. 2. Разрез нижнего палеозоя северо-восточной окраины гор Еремень-тау и прилегающей части р. Уленты

Описание пород:

I — мандельштейны, авгит-гиперстеновые порфириты и аггломераты. Лабрадоровые порфириты, базальты и оливиновые базальты, II — песчаники, туфо-песчаники и туфы альбитофиров и линзы известняков с фауной *Orthis rustica* Sow. *Atrypa marginalis* Dalm.; III — яшмы, яшмо-кварциты с прослоями альбитофиров, кварцпорфиров, их туфов и туфопесчаников; IV — альбитофиров, кварцевые альбитофиров, кварцевые порфиры и их туфы с прослоями яшм и кремнистых пород; V — внизу полосатые кварциты, выше яшмы, яшмо-кварциты и редкие прослои плагиопорфиров; VI — внизу известняки частично окварцованные, сверху известняки с прослоями яшм, авгитовых и авгит-оливиновых порфиритов. В верхней части известняки иногда замещаются теми же порфиритами, их туфами и плагиоклазовыми порфиритами и их туфами; VII — окварцованные массивные известняки; VIII — амфиболовые сланцы.

УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ

	1		6		11
	2		7		12
	3		8		13
	4		9		14
	5		10		15

Условные обозначения к фиг. 2

1 — песчаники, 2 — туфо-песчаники, 3 — аггломераты, 4 — конгломераты, 5 — кварцпорфиры, 6 — альбитофиров, 7 — туфы, 8 — авгитовые порфириты, 9 — плагиоклазовые порфириты, 10 — базальты, оливиновые базальты, 11 — яшмы и яшмо-кварциты, 12 — сланцы, 13 — известняки, 14 — кварцитовая брекчия, 15 — кварциты.

Возраст	Названия свит	Состав	Мощность
		В низах мощные массивные кварциты, образовавшиеся за счет известняков	2 000—2 100 м
РС _m — С _m ?	Свита амфиболовых сланцев	Амфиболовые сланцы, сложно- и мелкодислоцированные	?

Характер соотношения отдельных литологических разностей виден из прилагаемой колонки (фиг. 2).

История исследованного района на протяжении нижнего палеозоя вкратце рисуется следующим образом.

Кембрийская эпоха характеризуется образованием толщ известняков, позднее в значительной своей части превращенных в кварциты. Отсутствие грубокластического материала при мелководном характере известняков (оолитовые разности) свидетельствует об удаленности суши или сглаженности ее рельефа. Большие мощности осадков говорят о геосинклинальном характере бассейна.

Позднее спокойное отложение известняков нарушается проявлением вулканической деятельности с излиянием основных эффузивных пород, сопровождаемым накоплением пирокластического материала. В то время как в одних участках эти процессы незначительны и имеют место чередование подводных излияний с образованием известняков и яшм, в других участках они приобретают доминирующее значение, обуславливая накопление мощнейших толщ авгитовых, авгит-оливиновых и плагиоклазовых порфиритов и их туфов.

Условия осадкообразования в нижнем силуре значительно иные; отложение известняков резко сменяется накоплением мощнейших толщ кремнистых осадков, яшм, позднее частично превращенных в яшмо-кварциты. Отложение яшм время от времени прерывается излиянием кислых эффузивов, постепенно приобретающих все большее значение. Излияние альбитофиров и кварцевых порфиритов сопровождается накоплением пирокластического материала. Последний в верхних частях толщи наряду с яшмами вновь начинает преобладать над эффузивными породами. Накопление тончайшего, часто, повидимому, пеплового материала обуславливает появление тонкослоистых пород, переслаивающихся с глинисто-кремнистыми породами, содержащими большое количество остатков кремнистых организмов — радиолярий и спикуль губок.

Отмеченное выше трансгрессивное налегание яшмо-кварцитовых толщ нижнего силура на породы кембрия свидетельствует о наличии перед началом ее образования орогенических движений, возможно незначительных, но с явно выраженным различием их направленности для отдельных частей геосинклинали.

Область современного Еремень-тау, повидимому, испытывала положительные движения, тогда как в более восточных участках происходило медленное погружение. Подтверждением последнего может служить наличие здесь выходов наиболее высоких горизонтов яшмо-кварцитовых толщ и более полный ее разрез. Постепенно интенсивность движений, повидимому, возрастает (отсутствие верхних горизонтов нижнего силура в центральных частях еремень-тауской структуры и появление глинистого и песчаного материала в ее верхах), и на границе нижнего и верхнего силура происходят мощные орогенические движения, сопровождаемые интрузиями кислой магмы. Эти движения прекратили существование геосинклинальной области в том ее виде, в каком она развивалась до сих

пор. Состав пород верхнего силура указывает на интенсивный размыв, последовавший за этими движениями. Эти породы отлагались в мелководном бассейне при наличии большого количества островов, причем размыванию подвергались как породы яшмо-кварцитовой толщи нижнего силура, почти нацело уничтоженной в северной части района, так почти в не меньшей степени и породы кембрия.

Наличие большого количества эффузивных и пирокластических пород среди подстилающих толщ обуславливает богатство туфогенного материала и в осадках верхнего силура.

Сложная дислоцированность пород верхнего силура, отсутствие в синклиналиях, сложенных последним, пород верхнего палеозоя говорит о том, что эти движения, временно ослабевшие в момент образования песчано-конгломератовой толщи верхнего силура, позднее возникли с новой силой. Во время этих движений были заложены основные элементы наиболее крупных существующих ныне тектонических структур, в окраинных частях которых возникли разрывы, по которым получают доступ на поверхность новые массы магматических пород, дающих колоссальные покровы эффузивов нижнего девона. Страна на значительный отрезок времени оказывается выведенной из-под уровня моря и является ареной иных физико-геологических процессов.

Институт геологических наук.
Академия Наук СССР.

ЛИТЕРАТУРА

- * Водорезов Г. И., Кассин Н. Г. и Медоев Г. Ц., Общая геологическая карта Казахстана. Описание Средне-Чидертинского и Улентинского листов, Тр. Всесоюз. геол.-разв. объедин. ВГРО, вып. 318, 1933.
- ² Кассин Н. Г., Общая геологическая карта Казахстана. Описание Баян-Аулского и Верхне-Чидертинского листов. 1931.
- ³ Кассин Н. Г., Очерк тектоники Казахстана. Пробл. сов. геол., № 6, 1934.
- ⁴ Кассин Н. Г., Связь вулканизма и металлогенеза с тектоническими структурами Казахстана. Пробл. сов. геол., № 8, 1937.
- ⁵ Мейстер А. К., Хребет Чингиз—река Чаган. Тр. Всес. геолог.-разв. объедин., вып. 223, 1932.

Z. M. STAROSTINA AND B. N. KRASILNIKOV. ON THE STRATIGRAPHY OF THE LOWER-PALAEOZOIC ON THE LEFT BANK OF THE ULENTA RIVER AND IN THE NORTH PART OF THE EREMENTAU MNTS (NORTHEASTERN KAZAKHSTAN)

SUMMARY

The old Palaeozoic rocks compose the edge of the Erementau mnts; to the east from the latter they are exposed in form of several big «islands» in the Upper Palaeozoic and also make considerable areas on the right bank (Semiz-Bugu, Ties, Toprakmol mnts).

In the bulk at the Lower Paleozoic rocks one may distinguish several complexes:

I. The most ancient one is the series of amphibole schists of the Semiz-Bugu region. The origin and age of these schists are not sufficiently clear.

II. Above the amphibole schists we have the Mointinsky series of quartzites and limestones—in the upper part—schists, jaspers and basic effusives; the latter sometimes facially replace limestones and reach considerable thickness. The first and second complexes have a tectonic contact.

III. The Mointinsky series is transgressively covered by the jasper-quartzite series, which in its turn lithologically falls into three parts: a) the lower one essentially jasper-quartzitic consisting chiefly of jaspers, often recrystallized, b) the middle one—jasper-effusive composed of alternating jaspers, albitophyres, quartz-albitophyres, orthophyres and porphyrites and c) the upper one—effusive-tuffogenic, having numerous interlayers of tuffites and tuff-sandstones.

IV. The rocks of Mointinsky and jasper-quartzite series are unconformably and with strong denudation overlaid by a series of sandstones and conglomerates containing the Upper Silurian fauna. Due to the discoveries of this fauna the sand-conglomerate series is referred to the Upper Silurian.

Due to the correlation with the section of the Chinguiz range the lower lying jasper-quartzite series is referred to the Lower Silurian and the Mointinsky series—to the Cambrian.

The composition of sediments and the great thickness of Mointinsky series indicate a geosynclinal character of the Cambrian basin. A sharp change in composition of rocks and the transgressive bedding of the jasper-quartzitic series show that orogenic movements had begun before this series was formed. To the Upper Silurian time these movements reach a great intensity. The character of the existing up to this time basin is sharply changed as it is indicated by coarsely fragmentary and unconstant composition of the sandstone-conglomerate series.

To the end of the Upper Silurian, after a temporary weakening during that epoch, these movements arise with a new strength and the country gets exposed above the sea level and becomes an area of other physical and geological processes.

These latter movements created the chief elements of the biggest presently existing tectonic structures.

Н. С. ЗАЙЦЕВ

О ВОЗРАСТЕ КРАСНОЦВЕТНЫХ ТРЕТИЧНЫХ ТОЛЩ ЮЖНОЙ ЧАСТИ ТУРГАЙСКОЙ ВПАДИНЫ

В статье разбирается состав, распространение и фацции пород красноцветных третичных толщ южной части Тургайской впадины, которые предыдущие исследователи относили к неогену. На основании новых данных и критического рассмотрения ранее опубликованного материала автор приходит к выводу о средне- и верхнеолигоценном возрасте толщ.

На сводных геологических картах Союза, в том числе и на выпущенной к XVII Международному геологическому конгрессу, в южной части Тургайского пролива обширные территории покрыты светложелтой краской неогеновых отложений. В действительности же неоген здесь такого широкого распространения не имеет.

История изучения третичных отложений Тургайского пролива насчитывает за собой уже много десятков лет. В 1847 г. натуралист Нешель при описании путешествия из Орска через Иргиз и Тургай в Бухару установил здесь третичные отложения и разделил их на три группы, причем в выделяемой им верхней группе песчаников и глин с прослоями песков, залегающих выше «гипсоносных, мергелистых, соленосных, желтобурых глин с остатками третичных раковин»¹, легко можно установить аналоги нижеописываемых болаттамских слоев. В 1857 г. горный инженер Антипов 1-й⁽³⁾ у колодцев Яр-кус (к северу от р. Джиланчик) собрал флору, которую обработал затем Геер⁽⁴⁾. Геер среди нее определил следующие виды: *Sequoia langsdorfii* Heer, *Taxodium dubium* Heer, *Dryandra ungeri* Etingh., *Carpinus grandis* Heer, *Corylus insignis* Heer, *Fagus antipovii* Heer, *Quercus drymeja* Unger, *Q. (?) nimrodi* Unger, *Ficus populina* Heer, *Zizyphus tiliaefolius* Heer, *Liquidambar indeterm.* Эта флора была сопоставлена Геером с флорой нижних пресноводных швейцарских молассов и отнесена по возрасту к олигоцену. Через год, в другой работе⁽¹³⁾ Геер сопоставил отложения с тургайской флорой с аквитанскими отложениями Сопки и Загорья.

Положение аквитанского яруса в стратиграфической схеме до сего времени точно не установлено. Большинство наших исследователей относит его к нижнему миоцену, хотя в последнее время многими он причисляется уже к верхнему олигоцену.

Ранее широко распространенная точка зрения на нижнемиоценовый возраст аквитанских слоев была принята и для слоев с тур-

¹ Цитируется по Н. Г. Кассину.

гайской флорой, и главным образом поэтому вся южная часть Тургайского пролива на геологических картах закрашивалась в цвет неогеновых отложений.

Это мнение, естественно, еще более укрепилось после выхода в 1915 г. работы А. Н. Криштофовича и И. В. Палибина, в которой эти исследователи пришли к выводу, что «возраст пресноводной толщи, заключающей в Кыргызских степях растительные остатки, будет несколько моложе, нежели аквитанский»⁽¹⁸⁾, стр. 1247).

Только значительно позднее палеофитологи изменили взгляды на возраст флоры Тургайских степей и Приаралья, придя к выводу о ее весьма большом вертикальном распространении, о специфичности и оригинальности черт, присущих ей, затрудняющих параллелизацию этой флоры с европейскими. Поэтому А. Н. Криштофович^(19, 20) выделил флору Арало-Каспийского края в особую, так называемую тургайскую. Забегая вперед, укажем, что сейчас он рассматривает ее не как аквитанскую, а как олигоценую в широком смысле слова.

Появление неогеновых отложений на картах южной части Тургайского пролива вызвано было также и ошибочными определениями флоры.

В 1914 г. Н. А. Смирнов⁽³⁸⁾ из сборов в Эспе-сае описал два миоценовых вида: *Platanus aceroides* Goerpp. и *Quercus drumeja* Ung. В действительности они принадлежали меловым, на что в 1933 г. указал А. Н. Криштофович⁽²¹⁾, а в 1935 г. А. В. Ярмоленко⁽⁴²⁾ перепределил *Platanus aceroides* как *Cissites krychtovichianus* Jarm. *Quercus drumeja* оказался неопределимым остатком. В 1937 г. Б. А. Петрушевский по Эспе-саю (Талды-эспе — несколько ниже пересечения его старой караванной Сарапанской дорогой; это место называется у местных жителей Кызыл-отау) также собрал флору, из которой А. Н. Криштофович определил меловой вид *Platanus cuneiformis* Krasser.

Указаний Н. А. Смирнова, повидимому, было достаточно для того, чтобы на геологической карте Азиатской части СССР (1 : 4 200 000) был выделен неоген на огромных площадях.

На севере неоген с геологических карт Н. Г. Кассина⁽¹⁴⁾ и особенно П. В. Матвеева и А. П. Нифонтова⁽²²⁾ был перенесен на сводные карты. Н. Г. Кассин для района озера Челкар-тениз к неогену отнес разнородные маломощные осадки аквитанского яруса, песчаные отложения с *Corbula helmersenii* Mich.¹ и глинисто-песчаные отложения с прослоями детритусового известняка и мергеля². Последние, по нашим данным, являются средне- и верхнеолигоценовыми. На недостаточность обоснования неогенового возраста этих пород указывал и сам Н. Г. Кассин. На его картах неоген занимает весьма небольшие изолированные участки.

Еще менее был обоснован неогеновый возраст красноцветных пород припалеозойской части территории (к северу и югу от верховьев рр. Джиланчиков³, где третичные отложения на основании данных П. В. Матвеева и А. П. Нифантова были схематически подразделены Н. Г. Кассиным. К неогену здесь относили красноцветные пигнитосодержащие породы с флорой аквитанского типа.

Немалую роль в отнесении описываемых ниже пород к неогену сыграли также и находки костей миоценовых млекопитающих по среднему течению р. Джиланчика (в обрывах Кара-джар, Кушук-

¹ После Н. Г. Кассина никто из исследователей *C. helmersenii* в этом районе не находил.

² Об этих слоях подробнее ниже.

³ Река Джиланчик образуется из слияния нескольких рек, которые до слияния также носят название Джиланчиков с различными приставками.

джар и др.). Эти костеносные отложения, как нами установлено, залегают в русловых впадинах домиоценового рельефа и не являются синхроничными с выходящими в береговых обрывах ниже и выше по течению реки породами. М. М. Пригоровский⁽²⁹⁾, описавший геологическое строение местности на протяжении всего течения р. Джиланчик, не заметил этого явления, как и другие исследователи, и неправильно отнес на этом основании к миоцену часть выделенной им «второй свиты».

«Вторая и третья» свиты, составляющие, по нашим данным, так называемую болаттамскую (средне- и верхнеолигоценовую) толщу, являются, несомненно, более древними, чем слои с костями носорогов и растениями Кара- и Кушук-джара.

Однако М. М. Пригоровский по поводу их возраста писал: «...Судя по... результатам обработки позвоночных, можно считать, что если не бóльшая, то во всяком случае значительная часть слагающих их осадков возникла в миоценовое время»⁽²⁹⁾, стр. 1276).

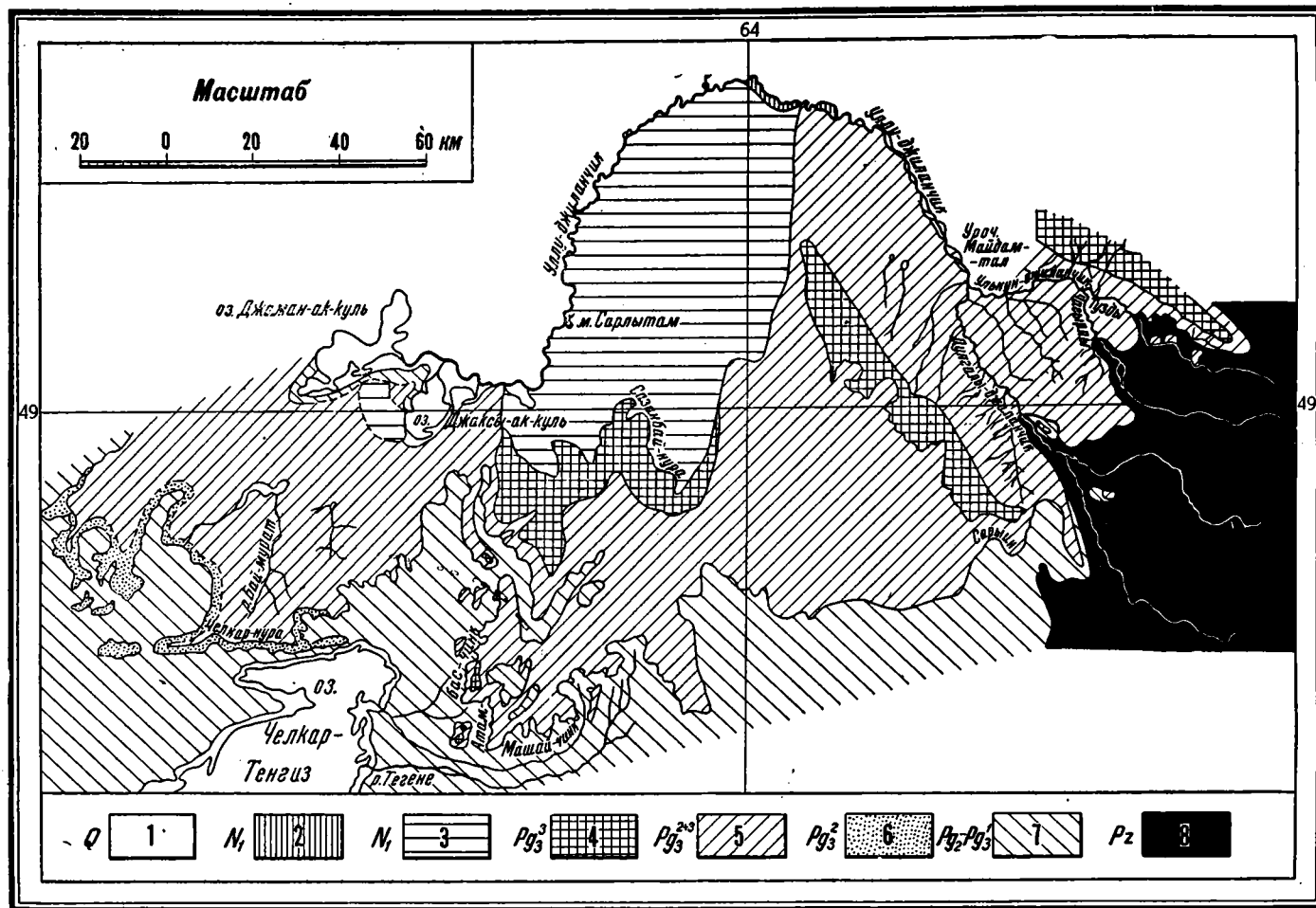
Представление о неогеновом возрасте красноцветных отложений южной части Тургайского пролива настолько прочно вошло в сознание геологов, что к неогену были отнесены обширные площади в Приаральских Кара-Кумах и в Кармакчинском районе, сложенные красноцветными меловыми породами. Это было сделано исключительно на основании красного цвета этих осадков и их континентального характера, без каких бы то ни было полевых исследований и вопреки указаниям Яковлева⁽³⁰⁾, Гельмерсена⁽¹²⁾, И. В. Мухометова⁽²⁴⁾, Г. Д. Романовского⁽³³⁾ и Л. С. Берга⁽⁴⁾, отмечавших нахождение в этих местах меловой флоры и фауны. Идея о неогеновом возрасте всех красноцветов юга Тургайского пролива довлела над фактами, найдя свое отражение и на всех сводных картах (кроме последней, изданной в 1937 к XVII Международному геологическому конгрессу). Работы Б. А. Петрушевского⁽²⁷⁾ в низовьях Сыр-Дарьи вскрыли всю ошибочность этих представлений, а дальнейшие исследования Академии Наук СССР в этих районах заставляют совершенно убрать неогеновую краску с Тургайского пролива южнее 49 параллели.

Таким образом неогеновый возраст большей части красноцветных пород на юге Тургайского пролива был установлен по наличию в них так называемой тургайской флоры, обладающей в действительности широким вертикальным распространением и характеризующей скорее олигоцен, нежели миоцен, а также на основании фауны миоценовых позвоночных (среднее течение р. Джиланчик), залегающих среди более молодых пород (чем болаттамские), но вложенных в русловые углубления пород более древних; на основании неясности положения аквитанского яруса в стратиграфической схеме и, наконец, во многих случаях неоген устанавливался предположительно лишь по общему сходному габитусу пород с применением широких и, надо сказать, совершенно необоснованных геологических экстра- и интерполяций.

Большую роль при этом сыграло также и то, что ранее проводившиеся в этой области исследования касались отдельных изолированных участков (более или менее изученной была только северо-западная часть района), что не позволяло делать правильных широких стратиграфических обобщений.

Исследования Тургайского отряда¹ Центрально-Казахстанской экспедиции Академии Наук, производившиеся в течение 1936—1937 гг., охватили громадную территорию (около 75 тыс. км²), для

¹ Тургайский отряд возглавлялся Б. А. Петрушевским, которому, а также А. Л. Яншину, автор выражает свою искреннюю благодарность за ряд ценных указаний, сделанных во время написания статьи.



Фиг. 1. Схематическая геологическая карта местности к югу от реки Джилянчик (1:1 000 000).
 Обозначения: 1 — четвертичные отложения; 2 — костеносные отложения среднего течения р. Джилянчик; 3 — сасаибайская свита; 4 — зеленые глины с мергелями (надболаттамская толща); 5 — болаттамская (индрикотериевая) толща; 6 — косослоистая слюдястая свита; 7 — морские серые эоцен-нижнеолигоценовые глины; 8 — нерасчлененный палеозой

которой была выработана единая стратиграфическая схема, позволившая существенно иначе трактовать возраст третичных красно- и пестроцветных толщ.

Переходя к изложению этих результатов, мы говорим в дальнейшем о территории, ограниченной на севере и северо-востоке Джиланчиком, на востоке—Казахской палеозойской страной, на юго-востоке—р. Сары-су от слияния ее с р. Кара-кингиром и до устья, на юге—параллельно горам Кызыл-орды, а на западе—примерно меридианом оз. Челкар-тениз.

В описываемой области выше морской свиты эоцен-нижеолигоценовых глин, содержащих богатую фауну, обычную для северного Приаралья, залегает толща песчано-глинистых, частью угленосных отложений, которая в дальнейшем именуется болаттамской¹. Распространение ее весьма широко как в южной, так особенно в северной (фиг. 1) части района. В зависимости от состава, строения и отчасти условий образования болаттамской толщи, которые не везде одинаковы, мы выделяем на рассматриваемой территории три следующих района: 1) северо-восточный—от границ с палеозоем на восток и до обрывов Машай-чинк на запад, 2) западный—от обрывов Машай-чинк до западных обрывов Челкар-нуры и 3) южный—область развития красноцветных пород в столовых останцах по правобережью Сары-су, вдоль автомобильной трассы Джусалы—Карсакпай (от 4-го до 12-го пикетов) и к югу от последней. Южный район на карте не показан.

В первом районе, по рекам Дулугалы—Тузды, Улькун—Джиланчику и собственно по Джиланчику, по р. Кайдаул и непосредственно к северу от р. Каргалы развиты пестроцветные отложения. Они представлены в верхней части чередованием тонких, жирных, красных, желтых, серых гипсоносных глин, частью песчаных (фиг. 2) общей мощностью 30—35 м. Местами им подчинены прослой железистых песчаников, нередко венчающих вершины пестроцветных останцев.

Нижняя угленосная часть толщи, обнажающаяся ближе к Казахской стране, построена из более грубого материала. Здесь в ее низах иногда наблюдаются невыдержанные прослой железистого конгломерат-песчаника мощностью 3—5 м с кремневыми остатками растений, мелкозернистые (кое-где водоносные) кварцевые пески, выше которых обычно залегает пачка углистых и каолинистых глин (фиг. 3) мощностью 4—6 м с двумя-тремя прослоями лигнитов, переполненных конкрециями пирита. Общая мощность нижней части болаттамской толщи 8—11 м. Мощность всей толщи достигает 40—45 м.

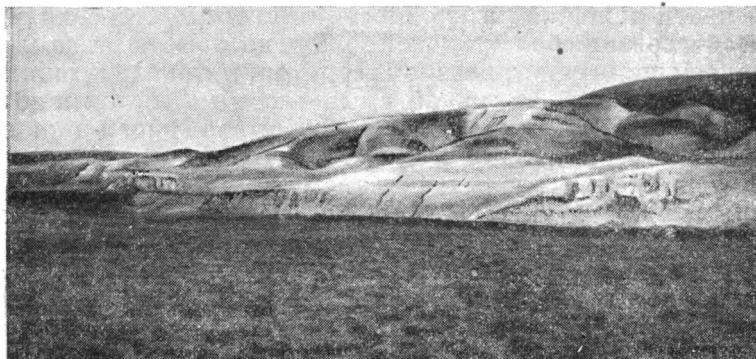


Фиг. 2. Контакт пестроцветных болаттамских отложений с палеозоем на р. Тузды-джиланчик

¹ Этот термин впервые употребил К. И. Сатпаев⁽²⁶⁾ при описании Болаттамского месторождения лигнитов.

Из нижней ее части кроме приведенных выше растений, описанных Геером по сборам Антипова, были известны ранее еще следующие представители Тургайской флоры: *Carpinus grandis* Ung., *Corylus insignis* Heer, *Salvinia reussi* Ett.¹

Нами близ месторождений Болаттам и Алтын-джар из низов толщи собраны, по определениям А. Н. Криштофовича, следующие формы: *Taxodium distichum miocenum* Heer, *Comptonia oeningensis* A. Br., *Juglans acuminata* A. Br., *Alnus kefersteinii* Goepf., *Liquidambar europaeum* A. Br., *Corylus macquarii* Forb., *Equisetum* sp. и *Populus* sp. Никаких других органических остатков мы для этого района не знаем, хотя М. М. Пригоровский⁽²⁹⁾ указывает, что вблизи Алтын-джара из обнажения глин и песчаников (фиг. 4) вымываются кости позвоночных.



Фиг. 3. Болаттамская толща (бассейн р. Каргалы, обрывы Сарайн). Каолинистые глины — внизу и пестрые глицисто-песчаные слои — вверху

Вверх болаттамская толща постепенно переходит в зеленовато-серые сильно гипсоносные глины мощностью около 20 м. В них, ближе к верхней части, прослеживается очень хорошо выдерживающийся прослой плотного серого мергеля около 2—2,5 м мощностью. Такие мергели и зеленые глины известны также далеко за пределами нашего района^(22, 29). Фауны они обычно не содержат, но нами в бассейне р. Каргалы (в 3 км севернее обрывов Кугала-джар) в элювии этих глин на водораздельном плато были найдены три обломка устриц. Два из них совершенно неопределимы. Третий (часть замочной площадки) обнаруживает сходство, по мнению О. С. Вялова, с представителями группы *Gigantostrea*. Из видов, к которым этот обломок близок, О. С. Вялов называет эоценовую *Ostrea gigantea* Sol., олигоценую *O. callifera* Lam., с которой он сходен в значительной степени, и, наконец, миоценовую *O. gryphoides* Schloth. var. *gingensis* Schloth. По ряду соображений О. С. Вялов склонен относить этот обломок скорее к палеогеновым, а не к неогеновым устрицам. Последнее замечание О. С. Вялова является весьма существенным, указывая на палеогеновый возраст нижележащих пород. Устрицы, очевидно, происходят из разрушенных верхних горизонтов надболаттамской толщи.

При движении из описанного района на запад в болаттамской толще постепенно уменьшается количество глинистых пестро- и красноцветных прослоев, и уже в средней части обрывов Машайчинк она переходит в сероцветную толщу мощностью 20—25 м,

¹ Флору из более молодых костеносных отложений Кушук-джара на Джилянчике мы здесь не приводим.

представленную чередованием зеленовато-серых песчаных глин с прослоями песков. По обрывам Машай-чинк прекрасно видно, как красные болаттамские породы длинными языками уходят на запад, вклиниваясь в сероцветную свиту, лежащую над морскими эоцено-нижнеолигоценовыми глинами, а еще западнее и совсем выклиниваются. В обрывах Атам-бас-чинка от красноцветных пород остаются лишь невыдержанные маломощные прослойки (1—2) розовато-красноватых глин.

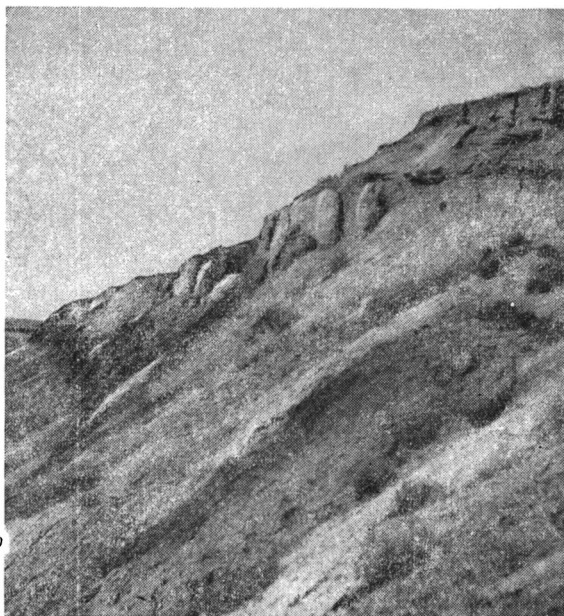
Здесь вся болаттамская толща представлена серожелтовато-зеленоватыми глинами, чередующимися с кварцевыми, тонкозернистыми, однородными песками, включающими ряд тонких пропластков железистого конкреционного плитняка (особенно обильного вверху), а у кровли — прослой мергеля, аналогичный описанному для первого района.

Переход от морских эоцен-нижнеолигоценовых глин с фауной к болаттамской толще здесь всюду постепенный. Т. А. Мордвилко⁽²³⁾ для Восточно-Тургайского района (урочище Сазанбай, р. Джиланчик) устанавливает разрыв между болаттамской (по делению Мордвилко — индриковой) толщей и морским палеогеном. На стр. 1062 она пишет: «...На размытую поверхность зеленых гипсоносных глин с морской фауной непосредственно налегают индрикотериевые слои верхнего олигоцена».

Однако для Атам-бас-чинка Мордвилко не указывает разрыва между этими двумя толщами. Повидимому, и для урочища Сазанбай в указаниях названного автора имеет место какая-то ошибка, так как нигде здесь на дневную поверхность морские эоцен—нижнеолигоценовые глины не выходят. Не показаны они и на геологической карте, составленной Т. А. Мордвилко и приложенной к ее рукописной работе. Более или менее ясные черты перерыва между двумя этими толщами появляются только в западной части чинка Челкар-нура.

В нижней части глинисто-песчаной серии западного района встречаются кости позвоночных и зубы акул (прослой с костями и зубами прослежен более чем на 100 км).

По определениям Е. И. Беляевой, среди собранных нами в обрывах Атам-бас-чинка костей оказались представители группы *Indricotherium* sp. и *Epiaceratherium* sp., аналогичные ранее известным из чинков (обрыв) Челкар-нуры^(5, 6, 7); кроме того, среди костей обнаружены представители грызунов рода *Taogomys*, известных из олигоценовых отложений Монголии, и хищников. Вся фауна позвоночных, по мнению Е. И. Беляе-



Фиг. 4. Болаттамская толща на р. Улькун-джиланчик выше урочища Майдам-тал. Пески и песчаники с фауной — вверху, серые глины — внизу

вой, несомненно, олигоценового возраста. Вместе с костями присутствуют многочисленные неокатанные зубы олигоценовых акул *Odontaspis cuspidata* Ag. (определение В. В. Меннера). Совместное нахождение костей мелкопитающих и неокатанных зубов акул мы объясняем вторичным залеганием костей, принесенных с близлежащей суши. Подробнее об этом говорится ниже.

Укажем, что описанную глинисто-песчаную серию западного района Т. А. Мордвилко делит на две свиты: индриковую — с костями млекопитающих и наиндриковую — немую; первая из них отвечает нашей болаттамской, вторая — надболаттамской толще. Нам представляется, что выделение этих свит в рассматриваемом районе в качестве самостоятельных стратиграфических единиц нецелесообразно, так как литологически они совершенно сходны и образуют здесь единый комплекс. В дальнейшем мы употребляем термины «болаттамская» толща и «индрикотериевая» (в широком смысле) как синонимы.

Совершенно аналогично описанному построена болаттамская толща и в восточных частях обрывов Челкар-нуры. К западу ее строение значительно меняется. Здесь, примерно от сопки Джанай-чоку (несколько восточнее), появляется песчаная слюдястая свита, лежащая на слабо размытую поверхность морских эоцен-нижнеолигоценовых глин (фиг. 5). Мы подчеркиваем, что никакого глубокого размыва здесь не наблюдается; граница между этими двумя толщами обычно ровная, иногда лишь слабо волнистая; породы на несколько сантиметров в обе стороны от контакта ожелезнены; увеличения грубости зерна к основанию слюдястой свиты не происходит.

В целом эта свита состоит из чередования горизонтально наслоенных, слегка глинистых, очень тонких слюдясто-кварцевых песков с такими же песками, но косо- и неправильно-слоистыми. Мощность слюдястой свиты возрастает с востока на запад; около Джанай-чеку она равна 15 м, далее к западу в урочище Мын-сай увеличивается до 20—25 м.

Наибольшего развития она достигает уже за пределами нашего района. А. Л. Яншин (устное сообщение) для северо-западного Приаралья установил, что слюдястая свита, имеющая местами 50 м мощности, начинает здесь так называемую тургайскую серию и залегает на подстилающих породах с размывом и угловым несогласием.

На востоке и северо-востоке по северным склонам Челкар-тегизского плато (урочище Кемпир-косу в бассейне р. Тургай) слюдястая свита выклинивается.

Постепенный переход от слюдястой свиты к вышележащим породам, равномерное уменьшение ее мощности к востоку вплоть до полного выклинивания (в обрывах Атам-бас-чинк этой свиты нет, и переход от морских глин эоцена — нижнего олигоцена в болаттамскую толщу постепенен) с замещением ее в этом направлении глинисто-песчаными породами заставляют нас говорить об изменении фациального состава слюдястой свиты (при прослеживании с запада на восток), а не об эрозионном или ином срезании ее вышележащими породами.

Слюдястая свита (в наиболее восточных частях) перекрывается песчано-глинистой гипсоносной толщей мощностью до 20—25 м [последняя соответствует свитам «А» и «Б» разреза М. М. Пригородского (29)] в нижней трети, содержащей обломки костей и неокатанные зубы *Odontaspis cuspidata* Ag. Эта пачка пород к западу быстро вытесняется почти нацело песчаной толщей, пронизанной через каждые 10—15—20 см тонким железистым плитняком (фиг. 6).

Здесь слюдястая и песчаная свиты сливаются, отчего их мощность возрастает до 35—40 м. С поверхности обычно эти отложения прикрываются россыпями черного железистого песчаника.

В 1910—1912 гг. в глинисто-песчаной толще впервые были обнаружены кости, которые затем служили предметом неоднократных раскопок. Отсюда извлечены, по определениям А. Борисяка (5, 6), верхнеолигоценовые *Indricotherium* sp. и *Epiacceratherium turgaicum* Bor.

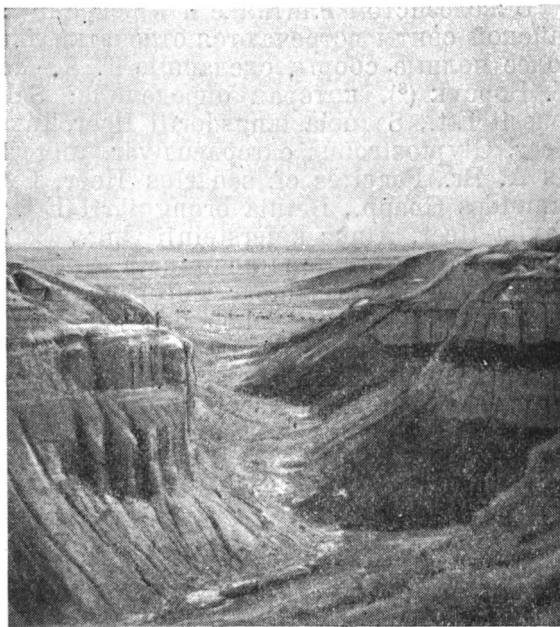
Несколько выше костеносных слоев в Мын-сае (в обрывах Челкар-нуры) в 1916 г. были найдены остатки флоры, по определению А. И. Поярковой (32), равнозначной флорам Приаралья. Здесь оказались: *Sequoia langsdorffii* (Brong.) Heer, *Phragmites oeningensis* A. Br., *Juglans acuminata* A. Br., *Alnus rostrata* Ung., *Carpinus grandis* Ung., *Corylus insignis* Heer, *Quercus alexeevii* A. Pojark., *Zelkova ungeri* Kov., *Liquidambar europaeum* A. В. и *Quercus gmelini* A. Br.

Из перечисленных видов только *Alnus rostrata* распространен исключительно в аквитанских и миоценовых отложениях; остальные встречаются частью еще с эоцена, а большей частью начиная с олигоцена до миоцена включительно.

Кроме флоры для подстилающих и покрывающих, а в некоторых случаях и непосредственно для самих костеносных слоев предыдущими исследователями указывалась фауна пресноводных моллюсков (*Bythinia*, *Paludina*, *Cyclas*, *Planorbis*). Мы также обнаружили как самостоятельное, так и совместное залегание костей (а иногда и зубов акул) с пресноводной фауной (*Paludina* sp., *Limnaea* sp., *Unio* sp. и др.). Эти отложения с пресноводной фауной, повидимому, пользуются довольно широким распространением; кроме обрывов Челкар-нуры они встречаются севернее — в сае (овраг) Балабай — Мурат и по западной окраине озера Джаман-ак-куль. Известны они также и в бассейне рек Сары- и Кара-тургая.

К северу от обрывов Атам-бас-чинк и Машай-чинк на болаттамско-индрикотериевые слои (включая сюда и глинисто-песчаные породы с мергелями) ложится так называемая сазанбайская свита (23).

Сазанбайская континентальная свита, достигающая максимальной мощности 50 м, представлена неправильно слоистыми белыми кварцевыми песками, пронизанными в разных направлениях тонким железисто-песчанистым плитняком, песчаниками с растительными отпечатками, серыми и коричневатобурными глинами с гипсом, прослойками углей с крупными конкрециями шпиритом.



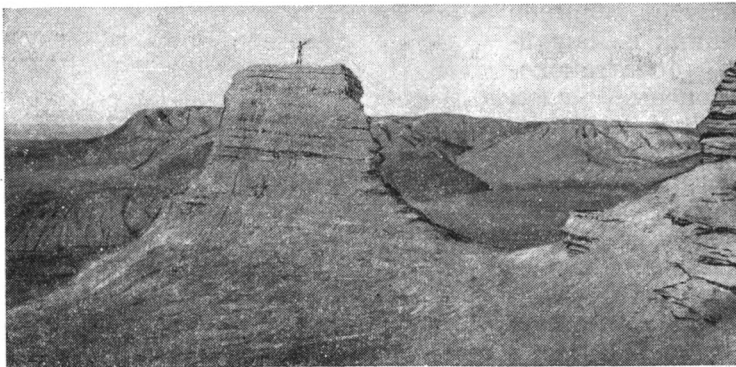
Фиг. 5. Болаттамская (индрикотериевая) толща в обрывах Челкар-нуры. Верхние две трети обрывов — глинисто-песчаные слои Pg_2^{2+3} с косо-слоистой слюдястой свитой в основании; нижняя треть — замытые склоны эоценижноолигоценовых глин

та, линзами красных гипсовых песков. Петрографический состав этой свиты не выдержан, детали ее строения от разреза к разрезу резко меняются, но общий характер довольно постоянен (песчаные породы внизу и песчано-глинистые вверху). В сазанбайской свите имеется ряд местных размывов, не имеющих, однако, регионального значения¹.

На подстилающих отложениях сазанбайская свита залегает с резким размывом, срезая местами не только породы болаттамской толщи, но и часть морских палеогеновых глин, как это прекрасно видно в разрезах у озера Джаксы-ак-куль. Здесь, на одном и том же уровне, в западной части северных обрывов выходят породы сазанбайской свиты (от уреза воды и до бровки), а в 300 м восточнее — породы болаттамско-индрикотериевой толщи и верхняя часть морских эоцен-нижеолигоценовых глин. Следовательно, до отложения слоев сазанбайской свиты в районе Джаксы-ак-куля нацело были уничтожены надболаттамские породы (зеленые глины с мергелями), болаттамские (индрикотериевые) и часть эоцен-нижеолигоценовой толщи, т. е. размыта пачка пород в общей сложности не менее 60—70 м мощностью. Этот размыв был далеко не равномерен. На южной окраине урочища Сазанбай им затронуты, повидимому, только верхи надболаттамской толщи, так как здесь непосредственно на принадлежащие ей глины с мергелями ложатся породы сазанбайской свиты (в отдельных обнажениях это не видно и устанавливается путем сопоставления).

В железистом плитняке и в песчаниках (обрывы Науша) сазанбайской свиты встречаются отпечатки листьев и коры растений. Наиболее полные сборы, сделанные Т. А. Мордвилко, были обработаны М. Борсук⁽⁸⁾, которая определила: *Salvinia mildeana* Goepp., *S. reussii* Ett., *Sequoia langsdorfii* Heer, *Taxodium distichum miocenicum* Heer, *Glyptostrobus europaeus* var. *ungeri* Heer, *Phragmites oeningensis* A. Br., *Poacites* cf. *senarius* Heer, *Cyperacites* sp., *Populus balsamoides* Goepp., *Betula brongniarti* Ett., *B. prisca* Ett., *B. mancrophylla* Heer, *Alnus kefersteinii* Ung., *Carpinus grandis* Ung., *Corylus insignis* Heer, *Juglans acuminata* A. Br., *Carpenterianthus turgaicus* M. Borsuk, *Liquidambar europaeum* A. Braun, *Rhamnus gaudenii* Heer. Наши сборы дополняют этот список только одним видом *Populus glandulifera* Heer, найденным также в обрывах Науша.

Из приведенных здесь 19 форм половина указывалась ранее для Тургайской области из более древних отложений (тургайская серия,



Фиг. 6. Болаттамская толща в обрывах Челкар-нура. Песчаные отложения с железистым плитняком

¹ Т. А. Мордвилко, пользуясь одним из таких размывов, разделяет сазанбайскую свиту на две — верхнюю и нижнюю.

болаттамско-индрикотериевая толща). Возраст сазанбайской свиты предыдущими исследователями (23, 29) определялся как нижнемиоценовый или аквитанский. Укажем, что сейчас эту толщу можно вполне определенно относить к нижнему миоцену, так как она залегает на размытой поверхности болаттамских (индрикотериевых) средне-верхнеолигоценых пород. Резкий размыв перед ее отложением, по видимому, соответствует тем общим поднятиям, которые происходили на границе олигоцена и миоцена не только в Тургайском проливе, но также и в соседних областях, где они местами привели даже к угловым несогласиям. Общий же состав приведенной флоры, среди которой значительное количество берез, неизвестных в болаттамских отложениях, имеет более молодой облик по сравнению с флорой индрикотериево-болаттамских слоев.

К неогену относятся также костеносные отложения среднего течения Джиланчика, открытые в 1913 г. И. Я. Гайлитом. Они представлены песками, песчаными глинами, глинистыми мергелями и известняками бобово-зернистой структуры. В глинах и мергелях довольно много отпечатков травянистой болотной растительности, среди которых А. Н. Криштофович по нашим сборам определил *Salvinia mildaena* Goerr. и Gramineae или Cyperaceae; здесь же находятся кости позвоночных *Mastodon angustidens* Cuv., *Aceratherium* sp., *A. depereti* Bor., *Brachipotherium aurelianense* var. *galliti* Bor.; в соседних обнажениях найдена черепаха *Testudo escheri* Pict. & Humb. (найденные нами кости, по определениям Е. И. Беляевой, ничего нового в этот список не внесли).

Условия залегания костеносных отложений весьма своеобразны. Они выходят в нескольких местах (Кушук-джар, Джилик-джар и др.) крутого правого берега Джиланчика. И вверх и вниз по течению в береговых обрывах на одном уровне с костеносными обнажениями выходят типичные пестроцветные болаттамские породы, которые затем ниже по реке перекрываются сазанбайской свитой.

Таким образом отложения с костями носорогов образуют как бы островки среди средне-верхнеолигоценых болаттамских пород, и это заставляет считать их залегающими в древних углублениях (русловых или озерных) до неогенового рельефа, выработанного в болаттамской толще.

Ни М. М. Пригоровский, ни другие, ранее бывшие здесь, исследователи не заметили этого явления и поэтому неправильно синхронизировали костеносные отложения с породами болаттамской толщи.

В настоящее время палеозоологи считают, что фауна джиланчикских носорогов, судя по их организации, является более молодой, чем индрикотериевая челкар-тенизская и моропусо-брахипотериевая в Бедпак-дале, и может вполне определенно считаться нижнемиоценовой.

Взаимные отношения нижнемиоценовых джиланчикских костеносных отложений и сазанбайской свиты неясны, что при определении возраста болаттамской толщи не играет существенной роли; в данном случае важно, что и та и другая пачки пород залегают на ней с размывом.

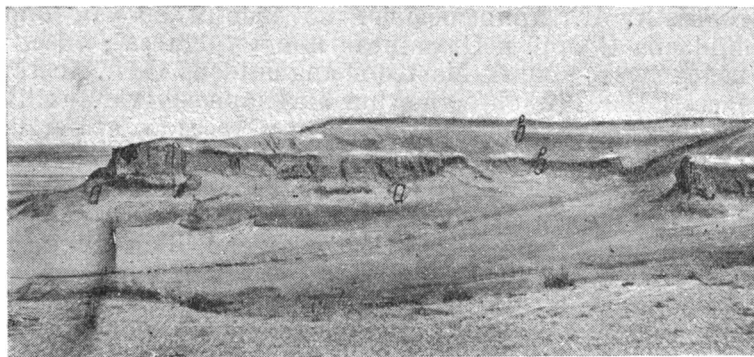
В южном районе болаттамские отложения представлены в иной фации, чем в описанных первых двух. Здесь на морские эоцен-нижнеолигоценые глины совершенно спокойно (без следов размыва или видимого перерыва в осадконакоплении) налегают бурокрасные или темнокрасные, очень плотные однородные глины, включающие один, реже два тонких прослоя песчанистого мергеля (последние, однако, не везде выдерживаются) (фиг. 7). Мощность глин обычно не превышает 10 м и лишь в столовых останцах по правобережью

р. Сары-су (Кулан-кызыл, Бас-косун, Орта-кесун, Кызыл-чак и др.) увеличивается до 12—18 м.

На буроокрасные глины ложатся прослой белых, бурых и желтых разномерных песков, гравийных песчаников, мелкогалечных конгломератов и железистых песчаников с отпечатками обычной «тургайской» флоры. Мощность этих пород не превышает 10 м.

Между красными глинами и нижележащими эоцен-нижнеолигоценовыми, как отмечалось выше, какой-либо резкой границы нигде не наблюдается. Так, в районе 4-го пикета Карсакпайского тракта серые палеогеновые морские глины в верхней части становятся песчаными, в них появляются отдельные тонкие прослой песка. Окраска глин к кровле постепенно становится бурой, и совершенно незаметно вся толща выше сливается с буро-красноватыми болаттамскими глинами.

В урочище Кызыл-кия верхняя часть серых глин содержит много гипса и многочисленные прослой с фауной, образующей целые банки. Фауна встречается до самой кровли серых глин, причем сре-



Фиг. 7. Контакт красноцветных глин болаттамской толщи (Pg_3^{2+3}) с морскими эоцен-нижнеолигоценовыми глинами. Урочище Кызыл-кия в районе 6-го пикета трассы Джусалы—Карсакпай. *a—a* граница контакта, *b—b* прослой мергелей

ди нее очень много тонкостенных пелеципод. Изобилуют: *Isocardia eichwaldiana* Rom. = [*I. multicostata* Abich (non Nyst.)], *Turritella sulcifera* Desh. var. *pancicarinata* Luk., неопределимые ядра *Turritella*, *Crassatella deshayesiana* Nyst. var. *elliptica* Vial., *Cardita* sp. и другие (определения автора) — в общем комплекс средне-верхне-эоценовых и нижнеолигоценовых форм.

На эти глины без резкой границы ложатся краснобурые глины болаттамской толщи. В последних мы никаких органических остатков не находили. Однако Ю. А. Орлов (²⁵) указывает для низовьев Сары-су, что в них имеются скудные остатки солоноватоводных водорослей; к покрывающему их песчаному горизонту, повидимому, приурочены кости индрикотериев, найденные в останцах Тес-булак, Бас-косун по правому берегу Сары-су и вдоль обрывов левого берега р. Боктыкарын (фиг. 8).

Резюмируя приведенное выше описание пород болаттамской толщи по районам, мы можем кратко охарактеризовать их фации следующим образом. В припалеозойском, северо-восточном, районе болаттамская толща представлена глинисто-песчаными красно-пестроцветными отложениями, частью угленосными континентально-озерного генезиса. Мощность их здесь около 40—45 м. Надболаттамские породы представлены зелеными гипсоносными глинами с мергелями отчасти, несомненно, морскими (с устрицами). Мощность 20—25 м.

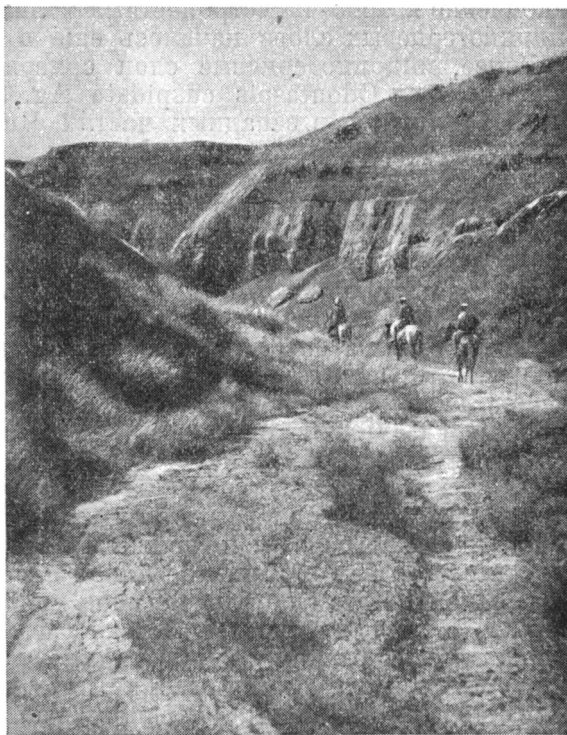
В западном районе болаттамская толща переходит в индрикотериевую, а в западных обрывах Челкар-нуры — включает и слюдистую свиту. Болаттамско-индрикотериевая толща состоит из чередования глин, песков и песчаников, содержит кости млекопитающих и зубы акул. Мощность ее колеблется в пределах от 30 до 40—45 м. Надболаттамские слои в этом районе также фациально меняются, переходя главным образом в песчаные и песчаниковые образования, кое-где на востоке — с мергелями. Большая часть этих пород отложилась в обширном (может быть, полузамкнутом) бассейне (подробнее ниже).

В кровле залегают континентальные отложения сазанбайской свиты нижнемиоценового возраста.

В южном районе болаттамская толща представлена красными глинами внизу и светлыми песками, песчаниками и конгломератами вверху. Переход от нижележащих морских отложений к вышележащим постепенный. Красные глины отложились, повидимому, в солончатом бассейне отступавшего нижнеолигоценного моря; пески, песчаники и конгломераты, несомненно, наземного происхождения. Мощность болаттамских пород в этом районе не превышает 25—30 м.

Изложенный выше материал с достаточной наглядностью показывает, что строение и взаимоотношение третичных красноцветных толщ с другими породами в южной части Тургайского пролива значительно сложнее, чем это предполагалось ранее. Поэтому только после подробного разбора фаций болаттамской толщи и выяснения ее отношения к выше- и нижележащим породам можно перейти к определению возраста.

Возраст болаттамской толщи и ее аналогов предыдущими исследователями, как мы видели выше, считался миоценовым или же аквитанским¹. Только для окрестностей озера Челкар-тениз еще Н. Г. Кассин⁽¹⁴⁾ верхние песчаные свиты обрывов Нуры относил частью к среднему, большей же частью к верхнему олигоцену. Такого же мнения об их возрасте придерживался и М. М. Пригоровский^(29, 31). В последнее время Т. А. Мордвилко⁽²³⁾ вполне определенно отнесла индрикотериевые слои Челкар-тениза к верхнему, а подстилающую их слюдистую свиту — к среднему олигоцену.



Фиг. 8. Болаттамская толща (южный район); левый берег р. Бокты-Корын. Красные глины

¹ Аквитанский ярус относили и к миоцену и к верхнему олигоцену.

Мы показали выше, что индрикотериевые слои района Челкар-тениза и болаттамские отложения более восточных районов по времени образования синхроничны.

Их синхроничность, кроме непосредственно прослеживающихся фациальных взаимопереходов, подтверждается еще рядом доказательств, указывающих также на правильность ранее сделанного вывода о том, что накопление их началось еще в средне-верхнеолигоценовое время. На всей исследованной площади, как и в других сопредельных областях Казахстана, разрез типично морских палеогеновых образований заканчивается нижним олигоценом.

Эти эоцен-нижнеолигоценовые отложения содержат обычную «приаральскую» фауну, поднимающуюся в нашем районе до самых верхов толщи, совершенно постепенно переходящей вверх в болаттамские отложения. Следовательно, мы здесь имеем единый непрерывный процесс осадконакопления, но только с резко изменившимися условиями режима бассейна на границе нижнего и среднего олигоцена. В ряде мест эти изменения привели к некоторому перерыву в отложении осадков, а местами — даже и к слабому размыву подстилающих пород (западные обрывы Челкар-нуры). По времени этот перерыв был, очевидно, весьма непродолжительным, так как и там, где размыв наблюдается, нет сколько-нибудь значительного срезания подстилающих слоев. На большей же, центральной, части юга Тургайской впадины перерыва вообще никакого нет; раз это так, то накопление красно- и пестроцветных толщ и их аналогов на западе — индрикотериевых слоев началось еще в среднеолигоценовое время.

Далее, индрикотериевые слои содержат фауну морских олигоценовых акул *Odontaspis cuspidata* Ag., собранных нами в обрывах Атам-бас-чинка и в западных частях Челкар-нуры. Эти зубы ни в одном случае не были окатанными, и говорить об их залегании не *in situ* совершенно не приходится, тем более, что везде здесь переход от нижележащих отложений к индрикотериевым совершенно постепенный.

На первый взгляд может показаться странным присутствие в этой толще только одного представителя олигоценовых акул. Однако это может объясняться как неполнотой наших сборов, так и своеобразием режима бассейна, который могли населять только немногие (может быть, эвригалинные?) представители ихтиофауны. Одновременное же присутствие с зубами акул костей млекопитающих и пресноводной фауны, которое здесь наблюдается, мы объясняем вторичным залеганием последних.

Анализ состава осадков показывает, что сравнительно недалеко от района Челкар-тениза к западу или северо-западу находилась суша. В самом деле, при движении с востока на запад мы наблюдаем все большее обогащение пород кластическим (нередко грубым) материалом и затем полный переход мелководных глинисто-песчаных осадков с представителями морской фауны в сплошь песчаные ко-сослоистые и песчаниковые (западные обрывы Челкар-нуры, Иргизский район и др.), повидимому, наземно-пресноводного происхождения (сланцеватая свита и покрывающие ее кварцево-железистые пески с флорой), что, несомненно, свидетельствует о приближении к области сноса. В районе западных обрывов Челкар-нуры слюдястая свита налегает на подстилающие породы со слабым размывом, который уже за пределами нашего района еще далее к западу увеличивается и, наконец, в северо-восточном Приаралье проявляется весьма резко. Местами здесь наблюдается не только эрозионное, но и угловое несогласие. Вот с этой-то суши и попадали в восточнее расположившийся средне-верхнеолигоценовый бассейн кости млекопитающих и пресноводные моллюски.

Хорошая сохранность костей и характер пород, в которых они залегают, заставляют предполагать, что сносились не отдельные кости, а целые трупы животных, попадавшие в реки или временные потоки, направлявшиеся с суши в расположенный к югу и востоку от нее бассейн. Подтверждение этого предположения мы видим в целом ряде фактов. Совместное нахождение (при том не в одном, а в многочисленных пунктах) костей таких различных животных, как носороги, грызуны и хищники, вряд ли может быть удовлетворительно объяснено их первичным захоронением, тогда как в реки могут попадать самые различные трупы. Далее, раскопками установлено, что наряду с целыми скелетами в Челкар-тенизских обрывах залегают и отдельные кости. Крайне интересно то, что известны случаи нахождения частей конечности, полностью сохранивших все самые мелкие косточки, при отсутствии в этом пункте других костей; при отложении *in situ* наличие полностью сохранившейся только небольшой части скелета и отсутствие остальных, более крупных и массивных костей трудно объяснить; от плавающего же трупа отдельная его часть могла быть легко оторвана и далеко унесена. Весьма важно, что к востоку от Челкар-тениза количество костей быстро убывает, и уже в обрывах Машай-чинк попадают лишь отдельные мелкие косточки. Это обстоятельство совершенно понятно, если считать кости сносившимися с расположенной на западе суши, и трудно объяснимо с точки зрения первичности их залегания.

Наконец, важен самый характер пород, содержащих кости. Мы видели выше, что они представлены мелкозернистыми кварцевыми песками и серыми в той или иной степени песчанистыми глинами и ничего общего не имеют с такими, например, заведомо континентальными отложениями, как нижнемиоценовая сазанбайская свита.

Все эти обстоятельства, к которым можно еще прибавить наличие в костеносных слоях неокатанных зубов *Odontaspis cuspidata*, и постепенность перехода (на большей части юга Тургайской впадины) к заведомо морским эоцен-нижеолигоценовым глинам позволяют с достаточной уверенностью говорить об отложении этих пород в весьма обширном водном бассейне.

В определении возраста болаттамской толщи фауна млекопитающих не противоречит сделанным ранее выводам. Из индрикотериевых слоев Челкар-тениза известны (^{5, 6, 7}) *Indricotherium asiaticum* Bor. и *Epiaceratherium turgaicum* Bor., *Tsagonomis* sp. и представители *Carnivora*. Фауна такого же типа встречается в обрывах Атам-басчинка, в столовых останцах правобережья Сары-су (²⁵) и характеризует собой верхний олигоцен.

Фауна позвоночных, найденная Д. И. Яковлевым (^{40, 41}) у озера Ас-казанын-сор в Бедпак-дале, находится, по мнению Ю. А. Орлова (²⁵), во вторичном залегании, являясь более молодой по сравнению с индрикотериевой и, повидимому, в возрастном отношении относится к границе верхнего олигоцена и нижнего миоцена.

Д. И. Яковлев считает, что эта фауна лежит выше красноцветных глин (средне-верхнеолигоценового возраста), что говорит о более древнем, чем нижнемиоценовый, возрасте последних.

На олигоценовый возраст болаттамской толщи указывают также найденные в бассейне р. Каргалы на поверхности надболаттамских зеленых глин обломки устриц группы *Gigantostrea*, которые, как мы видели, О. С. Вялов по ряду соображений считает возможным отнести к палеогеновым.

Последнее обстоятельство, на котором мы должны остановиться при определении возраста, касается флоры болаттамских пород.

Выше уже указывалось, что большинство видов встречается как в болаттамской олигоценовой толще (некоторые виды заходят и в эоцен), так и в сэзанбайской нижнемиоценовой свите. Следовательно, эта флора, «возникшая из остатков меловых флор цагайянского и чулымского типов» (26), обладает весьма широким вертикальным распространением и дает очень мало указаний на возраст содержащих ее слоев. А. Н. Криштофович (19) указывает, что «на пространстве от Тихого океана почти до берегов Волги о возрасте ископаемых флор, в пределах от основания третичной системы и до ее верхов, мы должны судить преимущественно по этим остаткам или на основании косвенных данных, в виде соответствия этих слоев временам горообразования, интрузий и пр.» Поэтому флора в данном случае не может быть решающим моментом при определении возраста.

Базируясь на приведенных выше доводах, мы считаем, что накопление красно- и пестроцветных отложений болаттамской толщи и ее фациальных аналогов в других районах (индрикотериевые слои) началось еще в среднем олигоцене и закончилось, повидимому, к концу верхнего олигоцена.

Образования, соответствующие болаттамским породам, широко распространены далеко за пределами наших исследований. Поэтому необходимо провести возрастную параллель для соответственных отложений нашего и сопредельных районов.

В Бедпак-дале (15, 40, 41) выше морского нерасчлененного палеогена залегает толща красных глин до 40 м мощностью, на которую налегают тонкозернистые пески значительной мощности. К этому песчаному горизонту, — по Д. И. Яковлеву (41), верхнеолигоценового возраста — и приурочены кости млекопитающих. Подстилающие их красные глины вероятно соответствуют среднему, а может быть, и части нижнего олигоцена. Перерыва между красными глинами и нижележащими горизонтами не указывается.

В Кара-тау (11, 23) на зеленые морские глины эоцена — нижнего олигоцена по обоим склонам с перерывом ложится «однородная толща красных гипсоносных глин без ископаемых, повидимому, континентального происхождения» (23). Ее мощность по юго-западному склону достигает 500 м, а по северо-восточному 200—250 м. Т. А. Мордвилко на основании стратиграфических сопоставлений красноцветной толщи Кара-тау с другими районами приходит к выводу о средне- и частью верхнеолигоценовом ее возрасте по северо-восточному склону, допуская более широкие возрастные рамки, вплоть до нижнего миоцена (на основании увеличенной мощности), для юго-западного склона.

В Приаралье выше морских серых глин, отложение которых, по мнению ряда авторов (Н. Abich, А. К. Алексеев, Л. Б. Рухин, Лукович), закончилось в эоцене, по представлениям других (Кенен, О. С. Вялов, А. Л. Яншин) — в нижнем олигоцене, залегают слои, получившие разное (в разных частях) наименование. В настоящее время принимается их трехчленное деление. На размытую поверхность эоцен-нижнеолигоценовых глин ложатся так называемые чиликские слои Л. Б. Рухина, представленные кварцевыми и глинистыми песками, или им соответствующие зеленые и оливковые глины (по А. К. Алексееву), или слюдястая свита (по А. Л. Яншину — для более восточных разрезов), или, наконец, слюдястая косослоистая свита, развитая и в нашем районе по западным обрывам Челкар-нуры.

Мощность чиликских слоев и их аналогов различна; органических остатков, кроме неопределимой флоры и обломков *Venus* sp.,

указываемых Л. Б. Рухиным⁽³⁵⁾, они не содержат. По возрасту большинство исследователей считает их среднеолигоценовыми.

На чиликских слоях с угловым и эрозионным несогласием лежит тургайская свита, представленная песками, железистыми песчаниками, конгломератами, гравелитами, с флорой обычного тургайского типа. На основании стратиграфического положения и остатков флоры тургайская свита, повидимому, может быть отнесена к верхнему олигоцену (по А. Л. Яншину — к аквитану, считая аквитан последним ярусом олигоцена).

Выше тургайской свиты залегают слои с *Corbula helmersenii*, Mich. (аральский горизонт Г. П. Михайловского и Л. Б. Рухина), представленные фисташково-зелеными мергелистыми глинами мощностью до 25 м. На подстилающих породах корбулевые слои залегают с разрывом, отношение к покрывающим (которыми в Приаралье, по А. Л. Яншину, являются слои с *Oncophora socialis* Rz. — низы среднего миоцена) неясно; тем не менее А. Л. Яншин (устное сообщение) считает возможным отнести их к нижнему миоцену. До работ названного автора корбулевым слоям в Приаралье приписывался верхнеолигоценовый возраст на основании находок в них костей млекопитающих. Однако, по указаниям палеозоологов, эти кости скорее тургайских индрикотериев и принадлежат, повидимому, нижнемиоценовому роду *Aralotherium*.

Для нашего района *Corbula helmersenii* Mich. указывалась только Н. Г. Кассиным⁽¹⁵⁾ из песчаных отложений горы Кесек в 20 км к северу от озера Ак-куль.

В районах к северу, северо-западу и северо-востоку от нашего района, по данным целого ряда исследователей^(3, 10, 16, 22, 28, 30, 31, 37), развиты породы в фациях, близких к типично болаттамским. В более удаленных к северу районах уже на границе Тургайской впадины и Западно-Сибирской низменности, как это вытекает из последних работ Г. Е. Быкова⁽⁹⁾ и Н. Г. Кассина⁽¹⁷⁾, описываемые отложения представлены пестрыми глинами с углистыми прослоями, кварцевыми песками с галькой и т. д. и содержат аквитанскую флору.

Мощность их здесь местами достигает 35 м. Н. Г. Кассин⁽¹⁷⁾ эти толщи считает верхнеолигоценовыми — нижнемиоценовыми. Залегают они на размытой поверхности подстилающих пород.

Таким образом параллелизация болаттамской толщи и ее аналогов с соответствующими отложениями соседних районов убеждает нас в правильности сделанных выводов относительно средне-верхнеолигоценового возраста красноцветных третичных отложений южной части Тургайской впадины. В Приаралье с болаттамскими отложениями сопоставляются чиликские слои и тургайская свита, в Каратау и Бедпак-дале — красноцветные глинисто-песчаные отложения, обычно заканчивающиеся здесь палеоген, а на севере, северо-западе и северо-востоке — такие же пестроцветные, частью лигнитсодержащие породы, которые развиты в припалеозойских частях исследованной нами области.

Неогеновые отложения пользуются здесь весьма ограниченным распространением, занимая небольшие участки в северо-западном углу изученного района. Они представлены сазанбайской свитой и костеносными отложениями среднего течения Джиланчика.

В заключение попытаемся в кратких чертах осветить характер движений в конце палеогена и условия накопления осадков за это же время в изученном районе.

К концу нижнеолигоценового времени южная часть Тургайской впадины, как и соседние районы, испытывает значительные поднятия, имевшие место в это время и в Европейской части Союза. Эти поднятия за пределами нашего района в большинстве случаев

привели к полной регрессии моря, в результате чего вышележащие горизонты ложатся на морские нижнеолигоценые и более древние породы с размывом, а местами и с угловым несогласием.

В различных участках нашего района поднятия сказались дифференцированно. Наибольшей силы движения достигли по западной окраине Тургайской впадины, являясь отзвуком несравненно более крупных поднятий северного Приаралья; здесь в это время образовалась суша, с которой в дальнейшем сносился обломочный материал, давший начало слюдистой свите и вышележащим песчаным отложениям. С этой же суши, захватившей и западные части Челкар-тенизского района, в более восточные части последнего попадали трупы млекопитающих.

Менее сильны, но также довольно интенсивны были поднятия в восточной (припалеозойской) части Тургайской впадины, которые привели здесь к накоплению в основании болаттамской толщи железистых конгломератов и песчаников.

Для центральной части впадины движения были еще более замедленными с равномерными и постепенными поднятиями, приведшими к обмелению и усыханию бассейна, но не к перерыву (или размыву) в осадконакоплении на границе нижнего и среднего олигоцена.

В результате всех этих движений в южной части Тургайской впадины образовался, повидимому, весьма обширный, может быть, полужамкнутый бассейн с ненормальной соленостью.

Восточная (припалеозойская) краевая часть этого бассейна представляла ряд озер, лагун и болот, в которых происходило накопление каолинистых глин, прослоев и линз, лигнитов [по К. И. Сатпаеву ⁽³⁶⁾, автохтонных]. Восстановительная среда, развивавшаяся здесь, способствовала образованию одновременно с лигнитами и большого количества пиритов. Климат, бывший, повидимому, вначале довольно теплым и влажным (широколиственная лесная тургайская флора), затем (к концу олигоцена) становится суше, бассейны осолоняются, и в осадках появляется значительное (целые прослой) количество гипса.

Наоборот, западная краевая часть бассейна была, вероятно, местами сильно опресненной, и здесь получала возможность развиваться пресноводная фауна. Последняя, однако, могла попадать сюда и в результате приноса реками так же, как и описанные выше кости млекопитающих.

Только центральные части описанного бассейна по своему режиму, видимо, больше всего приближались к нормальным морским условиям. Это была наиболее глубокая часть бассейна (хотя вообще мелководного), в которой происходило накопление серых, однородных глинисто-песчаных осадков, без перерыва продолжавших осадочный цикл, начавшийся еще в палеоцене. Однако условия жизни в нем все же были стесненными, и бассейн населяли, видимо, только немногие представители акулых.

В самом конце олигоценового времени вышеописанные поднятия сменяются незначительными местными опусканиями, в результате которых отступающее на север море ингрессирует на короткий срок в северные районы южной части Тургайской впадины и отлагает здесь поверх болаттамских пород толщу зеленых глин с мергелями и устрицами из группы *Gigantostrea*. На юге в это время существует суша, на которой накапливаются грубые песчаные осадки с флорой, залегающие выше красных глин. После кратковременной ингрессии для всей области к югу от Джиланчика наступает длительная континентальная эпоха, во время которой процессы денудации преобладают над процессами аккумуляции. На созданный в это время эро-

зионный рельеф ложатся затем континентальные грубые осадки нижнемиоценовой сазанбайской свиты, а в пониженных частях отлагаются озерно-речные осадки с костями носорогов.

Институт Геологических наук.
Академия Наук СССР.

ЛИТЕРАТУРА

- ¹ Abich H., Beiträge zur Paläontologie des Asiatischen Russlands. Mem. de l'Académie d. Sciences de St. Petersburg, 1858.
- ² Алексеев А. К., Геологический очерк Северного Приаралья. Печатается в Аральском сборнике, изд. АН.
- ³ Антипов 1-й, Отчет по разведке бурого угля, открытого в восточной части Киргизской степи Оренбургского ведомства при колодцах Яр-куе. Горн. журн., ч. IV, 1857.
- ⁴ Берг Л. С., Аральское море. Опыт физико-географической монографии, Научные результ. Аральск. эксп., вып. 9, Изв. Турк. отд. Русск. геогр. об-ва, т. 5, 1908.
- ⁵ Борисяк А. А., Об индрикотерии (*Indricotherium n. g.*). Геол. вестн., № 3, 1915.
- ⁶ Борисяк А. А., Об остатках *Epiacceratherium turgaicum n. s.* Изв. АН, № 8, 1915, стр. 781—787.
- ⁷ Борисяк А. А., Новые материалы по подсемейству *Indicotherium* Bor. (*Boluchitherium* Orb.). Изв. АН, 1924.
- ⁸ Борсук М., К изучению Тургайской третичной флоры. Тр. ЦНИГРИ, вып. 37, 1935.
- ⁹ Быков Г. Е., К строению Тургайского пролива. Пробл. сов. геол., № 8, 1937.
- ¹⁰ Вихерский В., Гидрогеологические исследования северной части Иргизского уезда Тургайской области. Изд. Отд. зам. улучш. гидрогеол. исслед. в степных обл., СПб 1913.
- ¹¹ Волкова М. С., Геологическое строение западных отрогов северо-восточной и центральной части юго-западной ветви хребта Кара-тау. Тр. Казгеолтреста, 1936.
- ¹² Гельмерсен, Очерк геологии и физической географии Арало-Каспийской низменности. Горн. журн., т. 4, 1879.
- ¹³ Heer O., Flora tertiaria Helvetiae. III, 1859.
- ¹⁴ Кассин Н. Г., Гидрогеологические исследования, произведенные в юго-восточной части Иргизского уезда в 1912 г. Изд. Отд. зем. улучш., СПб. 1914.
- ¹⁵ Кассин Н. Г., О мощности третичных отложений в «Тургайском проливе» Зюсса. Вестн. Геол. ком., № 3, 1925 (приложение к т. 44 Изв. Геол. ком.).
- ¹⁶ Кассин Н. Г., Краткий геологический очерк северо-восточного Казахстана. Тр. Всесоюзн. геол.-разв. объедин., вып. 165, 1931.
- ¹⁷ Кассин Н. Г., Новые данные о строении Западно-Сибирской низменности Тургайской и Иртышской впадины. Пробл. сов. геол., № 7, 1937.
- ¹⁸ Криштофович А. Н. и Палибин И. В., Новые материалы к третичной флоре Тургайской области. Изв. АН, стр. 1235—1248, 1915.
- ¹⁹ Криштофович А. Н., Новые данные к вопросу о третичной и меловой флоре Арало-Каспийского края и ее отношении к ископаемой флоре Северной Азии. Мат. Компл. эксп. исслед., вып. 26, Ленинград, 1930.
- ²⁰ Криштофович А. Н., Основные черты развития третичной флоры Азии. Изв. Гл. ботанич. сада СССР, 1930.
- ²¹ Криштофович А. Н., Ангарская свита, Байкальский отдел. Тр. Геол.-разв. объедин. НКТП СССР, вып. 326, 1933.
- ²² Матвеев П. В. и Нифантов А. П., Гидрогеологические исследования в степных областях. Изд. Отд. зем. улучш., Петроград, 1916.
- ²³ Мордвилко Т. А., К вопросу о параллелизации третичных отложений Кара-тау со смежными районами Средней Азии и Казахстана. Пробл. сов. геол., № 12, 1936.
- ²⁴ Мушкетов И. В., Туркестан, I, 1886.
- ²⁵ Орлов Ю. А., Новые местонахождения третичных млекопитающих в Казахстане. Природа, № 9, 1937.
- ²⁶ Палибин И. В., Этапы развития флоры Прикаспийских стран со времени мелового периода. Изд. АН, М.—Л., 1936.
- ²⁷ Петрушевский В. А., К вопросу о геологическом строении Приказалинского района. ВМОИП, № 3, 1933.
- ²⁸ Пригоровский М. М., Краткий геологический очерк Мугоджарских гор и т. д. Изв. Геол. ком., т. 33, 1914.
- ²⁹ Пригоровский М. М., Несколько данных о континентальных третичных отложениях Тургайской области. Изв. АН, стр. 1265—1280, 1915.
- ³⁰ Пригоровский М. М., К геологии западной части Киргизских степей. Геол. вестн., т. IV, № 1—6, 1918—21.

- ³¹ Пригоровский М. М., Геология, условия угленосности и водоносности Тургайского пролива Зюсса. Пробл. сов. геол., № 2, 1935.
- ³² Пояркова А. И., Флора индрикотериевых слоев центрального Казахстана. Тр. Геол. инст., т. II, 1932.
- ³³ Романовский Г. Д., Материалы для геологии Туркестанского края, т. I—III, СПб, 1878—1890.
- ³⁴ Рухин Л. Б., Описание некоторых новых или редких видов моллюсков из Приаральского палеогена. Уч. зап. Лен. гос. унив., сер. геолог.-почв.-геогр., т. I, вып. 1, 1935.
- ³⁵ Рухин Л. Б., Материалы к вопросу о геологическом строении северо-восточного Приаралья. Зап. Всеросс. мин. об-ва, 2-я серия, ч. 66, вып. 1, 1937.
- ³⁶ Сатпаев К. И., Ископаемые угли Джезказганского района. Сборник «Большой Джезказган», изд. АН, 1935.
- ³⁷ Скалов Д. А., Описание средней части Тургайско-Уральского района. Изд. Отд. зем. улучш., С.-Петербург.
- ³⁸ Смирнов Н. А., Некоторые данные к вопросу о миоценовой флоре Туркестана. Изв. Бот. сада, т. XIV, вып. 4—6, 1914.
- ³⁹ Яковлев Д. Н., Заметки о геологическом строении местности по линии кратчайшего направления Ср.-Аз. ж. д. Изв. Русск. геогр. об-ва, т. 16, вып. 1, 1880.
- ⁴⁰ Яковлев Д. И., Предварительный отчет о геологических и гидрогеологических исследованиях низовья р. Чу. Изв. Всесоюз. геол.-разв. объедин., т. IV, вып. 13, 1931.
- ⁴¹ Яковлев Д. И., Голодная степь Казахстана. Тр. Каз. фил. АН, вып. 13, 1938.
- ⁴² Ярмоленко А. В., Верхнемеловая флора северо-западного Кара-тау. Труды Ср.-Аз. гос. унив., серия 8в, вып. 28, 1935.

N. S. ZAITSEV. ON THE AGE OF THE RED-COLORED TERTIARY SERIES
IN THE SOUTHERN PART OF THE TURGAI DEPRESSION

SUMMARY

After two years (1936—1937) of geological work carried out by Central Kazakhstan Expedition of the Academy of Sciences of the USSR in the Southern part of the Turgai depression the author, who took part in these investigations, arrives at a conclusion, that the rocks, referred previously by the majority of investigators to the Upper Tertiary, must be considered as the Middle and Upper Oligocene.

The southern part of the Turgai depression may be subdivided into three regions, in which the described rocks are facially different.

1. The northeastern region associated with that part of depression, which adjoins to the Palaeozoic. We observe here chiefly the variageted arenaceous—argillaceous deposits with the interlayers of ferrous conglomerates and sandstones, containing the impressions of flora and in their lower part in some places the commercial layers of lignites rich in pyrites.

The typical sections of this series are located near Bolattam Graves on the Dulugaly—Jilantchik, therefore, the author calls them the Bollattam sections (series).

2. To the west the Bolattam series passes facially into gray-colored arenaceous-argillaceous rocks with bones of *Indricotherium asiaticum* Bor.; *Epiaceratherium turgaicum* Bor. and the teeth of the marine Oligocene sharks *Odontaspis cuspidata* Ag.

Farther to the west near the Tchelkar-Nury precipices (to the north from Tchelkar-Teniz lake) in the base of the series we find micaceous strata bedding with traces of a weak break on the underlying marine Eocene-Lower Oligocene clays.

3. In the south (the right and left banks of the Sary-Su river) and to the south of Jusaly-Karsakpai road) the Bolattam series is

represented by an uniform layer of brown-red unstratified clays in its lower part and by sands, sandstones and conglomerates—in its upper part.

In the investigated region the greatest thickness of the Bolattam deposits reaches 50 m.

The Middle and Upper Oligocene age of the Bolattam series is proved by several facts. The chief of the latter is the presence of a gradual transition, almost on the whole investigated area, of the marine Eocene—Lower Oligocene clays to the Bolattam ones.

In this connection one must consider that the Eocene-Lower Oligocene clays up to the uppermost parts contain the complex of fauna consisting of *Isocardia eichwaldiana* Rom., *J. multicostata* Nyst, *Turritella sulcifera* Desh., *Crassatella deshayesiana* Nyst. var. *elliptica* Vial. and some other (The Middle-Upper Eocene and Lower Oligocene forms) proving that the deposition of the Bolattam rocks began not later than in the Middle Oligocene.

The discovery on the surface of clays, covering the Bolattam clays, of oysters from the group *Gigantostrea* approaching the nearest to the Oligocene *Ostrea callifera* Lam., also does not contradict to the former conclusion.

As to the flora occurring in the Bolattam series, in spite of the wide vertical spreading it also contains species differing from the flora found in the known Upper Tertiary deposits (the Sazakbai series) which in our region lie with a sharp denudation on the underlying horizons.

Thus, these actual data enable the author to arrive at a conclusion, that the deposition of red colored and variegated series in the south part of the Turgai depression began already in the Middle Oligocene and continued the same as in the neighbouring regions up to the end of the Lower Tertiary. In these regions there are the following deposits synchronous to the Bolattam series: near the sea of Aral-Tchilik beds and the Turgai series; in the Kara-Tau and Bedpak-Dala the red-colored Oligocene argillaceous—arenaceous deposits which are here much thicker and in the north, northwest and northeast (the basins of the Turgai rivers)—the variegated rocks of the same habit, as in the South part of the Turgai depression. Since we assume the Oligocene age for the described rocks, the light yellow colour, adopted for the Upper Tertiary, almost disappears on the geological maps of this region to the south from the 49-th parallel.

В. Б. ПОРФИРЬЕВ

ОСНОВНЫЕ ФАКТОРЫ НЕФТЕОБРАЗОВАНИЯ¹

Дается критический обзор основных теорий нефтеобразования в свете требований современной геохимии. Требованиям этим не удовлетворяют жирная — дистилляционная теория Энглера, теория «нефтепроизводящих-свит», все прочие виды дистилляционных теорий и растительно-жирная био-геохимическая теория.

Автор рассматривает процесс образования нефти как процесс чисто биохимического изменения жирового и углеводного (при обязательном участии последнего) материала. Течение этого комплекса биохимических реакций обусловлено наличием ряда определенных геологических факторов.

Изучая в течение десяти лет нефтяные районы Средней Азии и ряд проблем из области специфически нефтяной геологии — вопросы образования нефтяной субстанции, природы так называемых нефтепроизводящих свит, значения геологических факторов, обуславливающих изменение фоссилизирующегося органического вещества по нефтяному или по угольному пути, и т. п., мы пришли к ряду обобщений, значение которых выходит за пределы определенного, хотя и очень обширного региона и которые в принципе приложимы к любой нефтяной провинции. Задачей данного очерка является попытка сформулировать наше представление об основных факторах геохимического и чисто геологического порядка, способствующих превращению органического вещества в нефть. Для решения такой задачи обычно приводят в известную систему всю сумму фактического геологического материала, подбирают к ней в известной мере умозрительную химическую схему и проверяют ее приложимость и соответствие с фактическим материалом. В данном очерке мы пойдем обратным ходом и начнем с рассмотрения геохимических концепций.

По сути дела нужно было бы разобрать критически все существующие схемы нефтеобразования, что при первом подходе кажется необъятной задачей. Однако при всем разнообразии этих теорий они без труда могут быть сведены в ряд принципиальных групп, а современное состояние изученности вопроса об изменении отдельных конституентов ткани фоссилизирующегося органического материала и о химическом составе нефти крайне ограничивает число химически аргу-

¹ От редакции. Вопросы теории нефтеобразования в настоящее время выходят далеко за пределы общетеоретического интереса, представляя практическую ориентировку в деле дальнейшего расширения нефтяной базы Советского Союза.

Положения, высказанные автором, в ряде случаев носят сугубо дискуссионный характер; некоторые из них Редакцией не разделяются. Однако Редакция сочла необходимым опубликовать статью В. Порфирьева «Основные факторы нефтеобразования» и тем самым открыть на страницах журнала широкую дискуссию по затронутым в статье вопросам.

ментированных схем. С другой стороны, чисто геологические требования еще более ограничивают круг этих гипотез и практически сводят их к двум-трем. Нет никакой нужды останавливаться на разборе гипотез Энглера и Менделеева, сохраняющих только исторический интерес. Из современных теорий упомянем теорию D. White, А. Д. Архангельского — Т. Trask'a, К. П. Калицкого, растительно-жировую теорию I. Haskford'a и E. Ber'l'я.

Наибольшей популярностью пользуется у геологов теория «нефтепроизводящих свит», впервые полно развитая А. Д. Архангельским на материале северо-кавказских месторождений (14) и Т. D. Trask'ом на данных американских нефтяных районов (15). Теория эта усматривает в битуминозных пелитовых образованиях типа майкопских битуминозных глин материнские для нефти породы, полагая, что органика их при некоторых условиях может переходить в нефть.

В геологическом отношении это наиболее полно аргументированная схема; однако геохимическая ее база не выдерживает критики, на чем мы остановимся подробнее.

Условия образования битуминозных глин, изученные весьма детально, в основном сводятся к накоплению исходного органического вещества в форме жиросодержащего планктона в застойных бассейнах (заливы, бухты, лагуны, мелкие моря) с сероводородным заражением придонных зон. Фоссилизирующееся в этих условиях органическое вещество превращается в так называемый кероген, состоящий, главным образом, из продуктов превращения жирных кислот — полимеризатов, ангидритов, солей с примесью восков, смол и гуминовых кислот. В физическом отношении — это твердая масса, идентичная органической массе жировых (сапропелитовых) углей и отличающаяся от нее лишь высоким содержанием минеральных примесей.

Вопрос о характере перехода этой твердой субстанции, по химическому составу весьма далекой от нефти, в настоящую нефть решается различными исследователями в деталях по-разному, но все они (E. Trager, A. Rich, I. Hawley) сходятся на том, что процесс этого перехода протекает в газовой фазе. По существу это теория дистилляционная, что роднит ее с теорией D. White, рассматривающей связь между каменными углями и нефтью в переходе части органической субстанции угольной массы в форме летучих и последующей конденсации их (16). Подробно эти вопросы разобраны нами в другой статье, и потому здесь мы только очень кратко останавливаемся на несостоятельности теорий нефтеобразования, принимающих обязательность прохождения нефти через газовую фазу.

За последние годы в составе природных нефтей открыт ряд соединений, являющихся обломками молекул исходного органического вещества, вроде порфиринов — обломки молекул, красящего вещества зеленых растений — хлорофилла и гемина — красящего вещества крови. Эти образования распадаются и исчезают бесследно при температурах порядка $+250^{\circ}$ и наличие их в данной нефти позволяет уверенно говорить об ее низкотемпературной истории. Практически все исследованные на содержание порфиринов нефти показали их присутствие.

Следующая группа теорий — I. Haskford'a, E. Ber'l'я и группы химиков НГРИ (О. А. Радченко, В. А. Успенский и др.) имеют много положений, сходных с теорией нефтепроизводящих свит. Подобно последней в этой теории предусматривается обязательность соленоводной восстановительной среды для накопления исходного органического вещества, каковое положение является, таким образом, краеугольным камнем для всех современных гипотез.

От теории нефтепроизводящих свит теории только что перечисленных авторов отличаются категорическим отказом от прохождения неф-

ти через газовую фазу, а между собой разнятся в понимании характера органического вещества исходного скопления.

Советскими геохимиками (ИГИ) дана строго и полно обоснованная теория жирового происхождения нефти, считающая, что углеводный материал никакого участия в образовании нефти не принимает. Остальные члены этой группы (химики НГРИ) считают возможным отводить большую роль и углеводному материалу, в частности — клетчатке.

Сторонники первого варианта, а также и E. Berl приходят к теоретической необходимости существования особой стадии изменения органики на пути превращения ее в нефть. Это стадия так называемой протонефти, природные аналоги которой можно усматривать в некоторых бескислородных асфальтах; в химическом смысле эта «протонефть» представляет смесь из частично полимеризовавшихся жирных кислот, растворенных вместе со смолами, восками и гуминами в массе незаполимеризованных жирных кислот. По физическим свойствам — это густая вязкая масса, весьма далекая от обычной нефти, и для превращения в таковую, по мнению авторов теории, необходимо воздействие на нее мощного гидрирующего агента — водорода *in statu nascendi*. Источники этого водорода советские химики усматривают в действии воды на раскаленный раствор карбидов в ферромангане, а E. Berl — в реакциях между водой и закисным железом.

Вряд ли нужно распространяться в отношении неприемлемости такой схемы со стороны требований геологии. Недостаточность чисто геологической аргументации этой теории дискредитировала ее в глазах геологов, и значение ее в понимании истинной картины изменения отдельных компонентов органического вещества в течение геологических периодов осталось недооцененным.

Теория эта является чисто жировой и в этом она тоже встречает принципиальное, хотя и не абсолютное возражение со стороны геологических требований. Образование огромных скоплений нефти гораздо логичнее объясняется за счет изменения растительного (углеводного) вещества, конечно, с количественной стороны. Кроме того, накопление огромных масс чисто жировой субстанции, с геологической точки зрения, явление очень редкое, в то же время как накопление растительного вещества — вещь самая заурядная.

Эта эмпирически устанавливаемая связь между каменными углями (углеводное вещество) и нефтями (углеводороды) уже давно привлекала внимание геологов, и влияние ее сказывается в построениях D. White, Крэга и многих других теорий, теперь представляющих лишь исторический интерес. Но до недавнего прошлого, до работ I. Naskford'a — эти построения не имели значения научно обоснованных гипотез, поскольку не существовало чисто химического моста — перехода между углеводами и углеводородами.

Впервые дал эту химическую — теоретическую схему перехода I. Naskford не особенно убедительно, с точки зрения химиков, подтвердивший ее своими лабораторными опытами получения искусственных нефтей и углеводных веществ процессами, предположительно идентичными природным⁽¹⁸⁾. Гораздо удачнее выполнил это E. Berl⁽¹⁴⁾. Не задерживаясь на деталях этого вопроса, скажем, что сейчас работами I. Naskford'a, E. Berl'я и группы химиков НГРИ [О. А. Радченко, В. А. Успенский и др.⁽³⁾] доказана теоретическая возможность и вероятность участия углеводных веществ в образовании среднеазиатских нефтей.

Эти теоретические построения были подтверждены нашими находками битуминозных образований, содержавших остатки углеводных веществ наряду с чисто нефтяной органикой. Как будет видно из дальнейшего, эта схема является единственной, удовлетворяющей геологическим требованиям рассматриваемого нами региона.

Таким образом мы имеем богатый ассортимент химических, геологических и геохимических концепций; но ни одна из них не может быть признана отвечающей сразу и химическим и геологическим требованиям.

Особое положение занимают высказывания и взгляды группы химиков НГРИ, считающих возможным участие в образовании нефти и углеводных веществ; однако они отрицают самостоятельную фазу «протонефти» и усматривают в водородном брожении клетчатки источник водорода для гидрирования.

Весьма ценные и оригинальные мысли этих исследователей разбросаны в ряде опубликованных и неопубликованных статей, но не сведены в обобщенную геохимическую схему. Попытка такого обобщения геологической аргументации и логического развития положений этой рациональной геохимической теории нефтеобразования излагается нами здесь.

Сформулируем сначала принципиальные методические положения. Совершенно ясно, что по сути самой проблемы рациональная теория нефтеобразования должна отвечать и требованиям конкретной геологической обстановки и быть на уровне современных знаний в области химии изменения органического вещества в ископаемом состоянии.

Исходя из этого, мы вынуждены были забраковать все виды дистилляционных гипотез, включая в их число и столь популярную теорию «нефтепроизводящих свит». По той же причине мы должны отказаться от приложения популярной в США теории D. White, как не удовлетворяющей современным химическим требованиям. Поэтому же мы отказываемся от стоящей вне возможности критического рассмотрения теории нефти *in situ* К. П. Калицкого (6).

В отношении последней можно указать, что она ошибочна в своих геологических предпосылках, поскольку для всех районов Средней Азии нами доказана вторичность нефтепроявлений и широко распространенное явление миграции нефти. Кроме того, палеоботанические этюды автора этой теории абсолютно свободны от химических рассуждений и обоснований.

Второй принцип, неуклонного применения которого мы вправе требовать при рассмотрении огромных нефтеносных регионов, вроде Тетиса, это то, что для объяснения регионально выдержанной нефтеносности мы должны искать регионально выраженные факторы. Это крайне важное положение, так как при трудности для геолога манипулировать современными весьма сложными химическими построениями и фрагментарности чисто геологических данных он редко удерживается от соблазна некритически относить процессы нефтеобразования к тому комплексу отложений, в котором встречается нефтепроявления. При этом получается, что в одном и том же районе, вроде Кавказа, возникают «проблемы» — третичной, меловой, юрской и т. д. нефтей. Это принципиально неправильный подход, и в каждом конкретном случае мы должны стремиться отыскать единую причину и факторы, способные объяснить нефтепроявления во всех свитах.

Геохимические факторы

Перейдем теперь к разбору химической стороны проблемы. Прежде всего нужно решить вопрос о типе органического вещества, принимающего участие в исходном скоплении. Петрография и геохимия углей располагают в настоящее время огромным материалом, на основании которого мы можем считать доказанным, что скопление органического (растительного) вещества в наземных условиях не может обусловить последующее превращение его в нефть. В сущности все современные теории, аргументированные химически, считают, что накопление орга-

нического вещества может идти только в соленоводной среде и в преобладающей части должно слагаться за счет морских организмов.

Бесспорно, положение это отвечает также требованиям реальной геологической обстановки, и мы можем принять его за первый из основных факторов. Требование соленоводности среды накопления логично и понятно, но нуждается в некоторой аргументации химического порядка, так как неоднократно высказывались недоумения, почему именно соленоводная среда, а не пресноводная?

Соленоводная среда необходима для течения определенного цикла биохимических процессов, создающих отравление придонных зон сероводородом. Все современные теории подчеркивают эту обязательность накопления исходного органического материала в сероводородной фации, отравленность придонных зон которой создает господство восстановительных условий и отсутствие бентальных форм организмов. В общей форме это очень популярная и общепринятая мысль, лежащая в основе теории «нефтепроизводящих свит». Но при детальном и критическом разборе ее неожиданно обнаруживается ряд осложняющих моментов. Действительно ли для течения этих процессов необходима соленоводная среда, да и способствует ли этот сероводородный фактор накоплению fossilизирующейся органической массы?

Очень убедительны рассуждения, развитые Н. М. Страховым⁽⁹⁾, говорящие о том, что в ряде случаев образование типичных «нефтепроизводящих свит» происходило в фации с обильной донной фауной. Сравнительное же изучение илов Черного моря говорит о том, что примерно одинаковое количество органики fossilизируется и в окислительной и в восстановительной фации. Таким образом можно полагать, что в количественной стороне проблемы фактор сероводородного заражения решающей роли не играет. Н. М. Страхов идет дальше и определенно высказывает сомнение в том, что не преувеличено ли значение этого фактора и в качественной стороне проблемы и, вообще, не попадает ли эта теория «в разряд тех увлекательных заблуждений, которые, к сожалению, еще весьма многочисленны в различных областях геологических наук»⁽⁹⁾.

Охотно соглашаясь с Н. М. Страховым в отношении последней оценки всей теории «нефтепроизводящих свит», мы позволим себе все же несколько уточнить вопрос о действительной роли и о различных вариантах фации, объединяемых под общим названием «фации с сероводородным брожением».

Осевшее на дно органическое вещество будет окисляться кислородом придонного слоя воды за счет жизнедеятельности аэробных бактерий. Если органического вещества мало, оно может или разложиться полностью или частично, образовав устойчивые химические соединения. В этом случае действует сложное сообщество микроорганизмов и бентальных форм. Окисляясь кислородом воды до серы, сероводород выходит из реакций и отравления воды не создает. Такую картину мы наблюдаем в бассейнах с пресной водой и с морской, когда органического вещества в осадке мало. Характерной чертой этой фации будет преобладание окислительных процессов со всеми вытекающими отсюда последствиями. Если же органического вещества много, то H_2S , не успевая окисляться, отравит придонный слой застойной необновляемой воды. А это в свою очередь вызовет гибель бентальных форм и подавление жизнедеятельности аэробных микроорганизмов. Широкое развитие получают микроорганизмы, обладающие способностью восстанавливать сульфаты и за счет их получать кислород для дыхания.

Таким образом мы должны строго различать два типа фаций с сероводородными брожениями. Первый,— в котором сероводородное брожение идет в самом осадке и граница между окислительной и восстановительной средой проходит в поверхностной зоне осадка, и второй,—

когда эта граница проходит высоко над осадком. Течение химических реакций в обоих случаях будет различным. Изучавший этот вопрос Л. Пустовалов (7) установил и различия литологического характера осадков этих «подфаций». Осадки первой «подфации» характеризуются накоплением сидеритов, колчеданов и углекислых образований; осадки второй «подфации» — накоплением сернистых солей железа и других тяжелых металлов и огромным количеством органического вещества.

Соглашаясь с Л. Пустоваловым о необходимости принципиального различия между этими двумя подгруппами одной «сероводородной» фации, мы расходимся только в понимании положения границы между окислительной и восстановительной средой в случае сидеритовой «подфации». Л. Пустовалов полагает, что она проходит высоко над осадком, мы же думаем, что она должна проходить обязательно в самом осадке, хотя и очень близко к его поверхности.

Специальные микробиологические исследования органогенных илов Б. Л. Исаченко (4) и Д. М. Раузер-Черноусовой (8), показали, что сообщества микроорганизмов, развивающихся в обоих случаях, резко различны. В первом случае они смешанные, и наряду с восстанавливающими развиты и окислительные, не говоря уже о развитии пожирающего ил бентоса, а во втором — лишь строго анаэробные, восстановительные формы.

Смысл протекающих при этом биохимических процессов, конечно, вполне понятен. Характер образующихся из этих осадков пород внешне очень близок, так как период нахождения органического вещества в полуокислительной зоне сидеритовой подфации очень краток. Погружаясь глубже, оно переходит в зону строго анаэробной среды, где окислительные процессы сменяются восстановительными.

Внешне породы, образовавшиеся в обоих случаях, будут весьма сходными, и геологи их не дифференцируют; но это принципиально неверно, — а priori мы должны ожидать существенного различия их органической массы. И действительно, специальное изучение органической части битуминозных майкопских глин — этих классических представителей «нефтепроизводящих» пород — показало, что органика эта характеризуется окисленностью и преобладанием в ее составе гуминовых веществ. По словам проводившей это исследование сотрудницы геохимической лаборатории НГРИ Т. И. Камзиной, глины эти нельзя называть битуминозными, — их нужно назвать «гуминовыми» (5).

В чем, в сущности, смысл процессов, переводящих углеводные или жировые конститuentы исходного скопления органического вещества в жидкую нефтяную субстанцию? По существу это процесс раздробления их сложных молекул, удаление кислорода и азота и повышения отношений Н:С. Следовательно, мы должны искать специфические условия, направляющие изменение фоссилирующегося органического материала по этому пути.

Попадая в условия окислительной среды, белковая часть органики, разлагаясь, превращается в газообразные и растворимые в воде продукты, выходящие из реакций. Углеводные вещества частично разлагаются и выходят из реакций, частично превращаясь в гуминовые вещества, весьма далекие по своим свойствам от нефти. Жиры освобождают жирные кислоты, которые приобретают склонность к полимеризации и уплотнению, т. е. к явлениям, прямо противоположным тем, которые ведут к образованию нефти.

Все эти явления и процессы обусловлены жизнедеятельностью аэробных микроорганизмов.

Фактор сероводородного заражения придонных зон создает совершенно другие условия — с господством восстановительных реакций и

при этом строго восстановительных с самого начала фоссилизации органического вещества. Но наличие этого фактора мыслимо только в соленоводной среде, так как кислород для дыхания анаэробные микроорганизмы получают при разложении сульфата. Таким образом мы устанавливаем обязательность двух следующих факторов: сероводородного отравления придонных зон бассейна, накапливающего органическое вещество, и соленоводной (нормальной морской солености) среды.

Перейдем теперь к вопросу о характере исходного для образования нефти скопления. Исходя из вышеразвитых положений о фациальном характере условий накопления, мы можем считать эту исходную органику чисто жировой (жировой планктон) или чисто углеводной (водоросли и другие морские растения с привнесом растений с суши) или смешанной из этих двух основных типов.

Опуская подробное описание процессов изменения жировой субстанции в различных условиях захоронения, что с исключительной полнотой освещено советскими геохимиками, мы скажем только, что с химической точки зрения жировое вещество является самым удобным для образования нефти. Ряд представителей чисто химической мысли в области геохимии каустобиолитов считает нефть в основе своей чисто жировой субстанцией.

Однако реальная геологическая обстановка выдвигает ряд принципиальных возражений против этой гипотезы. Во-первых, огромные скопления чисто жирового органического вещества в природных условиях исключительно редки. Во-вторых, количественная сторона проблемы, с геологической точки зрения, лучше объясняется за счет скопления углеводного (растительного) вещества, каковые достигают колоссальной мощности. В-третьих, условия накопления жирового вещества в огромных количествах и в гомогенной форме почти невероятны, поскольку фациальный характер таких скоплений предполагает обязательную примесь минеральной части — пелитовой, обломочной и химической (CaCO_3), что приведет к образованию неомогенного скопления — в дальнейшем — обогащенной органическим веществом породы — глины или известняка. Восстановление органической массы таких пород всегда прекращается на сравнительно ранней стадии, объяснение чему мы дадим дальше.

Мнение о чисто жировой базе нефти не оправдано и химически, поскольку, по построениям самих авторов жировой теории, изменение чисто жировой субстанции может привести, в лучшем случае, лишь к образованию густой и вязкой, асфальтообразной субстанции «прото-нефти».

Это — логический (геологический) тупик теории, из которого нет выхода, и для дальнейшего превращения протонефти в нефть авторы принуждены вводить фактор искусственного гидрирования. Однако это гидрирование возможно объяснять и за счет водородного брожения клетчатки, наличие которой в исходных скоплениях вышеописанных фаций с геологической точки зрения не подлежит сомнению.

В работах I. Hackford'a, E. Berl'я, O. H. Радченко, В. А. Успенского и др. даны и теоретические схемы и лабораторные подтверждения несомненного участия углеводных веществ в образовании нефти. Окончательное подтверждение этому мы получили в наших находках «недовосстановленных нефтей» в Западной Туркмении, в которых констатированы (В. А. Успенский и O. А. Радченко) углеводные вещества наряду с углеводородными. Водородное брожение клетчатки делает излишней фазу «протонефти» и объясняет вполне логично процессы естественного гидрирования. Поэтому мы вправе принять широкое участие углеводных веществ за один из основных факторов в исходном скоплении. Следующим основным фактором мы считаем гомогенность исходного скопления органического вещества в смысле обяза-

тельности значительного превалирования органики над минеральной частью.

Процессы восстановления и гидрирования органического вещества на пути превращения его в нефть являются процессами биохимическими и требуют определенного физико-химического состояния среды для своего нормального течения. Если в процессе накопления чистой органики будет примешиваться значительное количество кластического материала, это будет означать вторжение быстрых течений в застойную зону. Течение это должно быть достаточно интенсивным, для того чтобы нести эти тяжелые частицы; следовательно, это явление будет сопровождаться привесом кислорода, созданием окислительных условий, со всеми вытекающими отсюда последствиями.

Примесь к скоплению органики химических осадков кальция затруднит нормальный ход биохимических процессов, так как освобождающиеся кислоты будут вступать в соединение с кальцием и выходить из реакции. В лучшем случае при этой ситуации получатся асфальтовые известняки. И действительно, в настоящее время можно считать установленным, что во всех случаях, когда в карбонатной породе встречаются жидкую нефть, она находится там во вторичном залегании. Это установлено для ферганских палеогеновых известняков, для известняков бухарского яруса таджикской депрессии, для палеозойских известняков Урала и Поволжья. К такому заключению приходят американские геологи в отношении нефти в карбонатных коллекторах нефтяных месторождений США и Мексики и с полным основанием это можно предположить в отношении Иранских месторождений.

Наряду с этим мы имеем необычайно широко распространенное явление образования «битуминозных» известняков с первичной, но очень низко восстановленной и воскообразной (в отношении физических свойств) органической массой, лишь изредка подымающейся до состояния густого асфальта.

Из всего вышеизложенного ясно, что гомогенность исходного скопления органического вещества имеет первостепенное значение для превращения его в нефть. Этот фактор вполне логично и тесно связывается с предыдущим фактором — широкого участия в исходном скоплении углеводных веществ.

Рассматривая этот вопрос с точки зрения фациальных условий исходных скоплений, мы видим, что гомогенность эта легко и естественно объясняется именно растительным характером скопления. Изучение же месторождений чисто жировых углей показывает, что фациально эти образования являются спорадическими, мало выдержанными и не достигают крупных размеров.

Следующим фактором, имеющим самое первостепенное значение, является наличие в исходном скоплении длительно неудаляемой воды. Изучая этот вопрос, мы пришли к заключению, что фактор этот является основным и определяющим изменение органической субстанции по угольному или по нефтяному пути. Положение это требует некоторой аргументации, к которой мы и перейдем теперь.

В различных формах первичных скоплений органического вещества содержание воды будет различным и в отношении общего объема и в смысле физического состояния ее.

Вопросы, связанные с удалением воды из первичных скоплений растительного вещества типа торфяников, подробно разбираются в работах некоторых геохимиков. Нам кажется, что логическое развитие их концепции может многое дать в отношении правильного представления также и о процессах нефтеобразования.

Каменные угли мы встречаем в природе в состоянии практически безводном, по сравнению с 90% содержания влаги в исходном торфя-

нике. Значит влага была удалена в процессах изменения первичных скоплений.

Удаление это начинается с окончательного разложения остатков растений. При этом понижается содержание капиллярной воды. Количество оставшейся, коллоидносвязанной воды достигает 35—40%. Опытами доказано, что торф теряет капиллярную воду не только путем прямого испарения в воздух, но и испарением через поры смежной с ним породы, высасывающей воду из торфа сетью своих капилляров. Несомненно, что эти явления имели место и в природных условиях, при обезвоживании торфяников, давших начало ископаемым углям. Это тем более вероятно, что кровли пластов углей часто состоят из песчаников с достаточно развитой сетью капиллярных ходов.

По мнению геохимиков-угольщиков, наличие в ряде случаев непроницаемых глинистых сланцев в кровле угольных пластов не противоречит вышеизложенному представлению, поскольку непроницаемые сейчас породы эти были проницаемыми в ранние стадии своего существования. Что же касается песчаников, то даже современный песчаник с точки зрения коллоидной химии имеет достаточную сеть капилляров.

Содержание коллоидносвязанной воды с течением времени тоже заметно понижается. Коллоидносвязанная вода делится на воду набухания и воду адсорбционную. Коллоиды могут быть неограниченно набухающие; при этом постепенно переходящие в раствор и набухающие ограничено, т. е. поглощающие только определенное количество воды. Установлено, что коллоиды с течением времени стареют и теряют постепенно способность к набуханию. При этом медленный процесс старения торфяных коллоидов может быть значительно ускорен, если нагреть их до температуры в 160°.

Таким образом с течением времени коллоиды торфа старели и выделяли свою воду, которая удалялась через системы капилляров покрывающих пород. Большое значение имеет также реакция среды: с понижением ее кислотности понижается набухание торфяных коллоидов, и вода набухания переходит в капиллярную. Это изменение химической реакции среды в сторону понижения кислотности объясняется отходом растворяемых в капиллярной воде кислот.

После потери воды набухания коллоид старел дальше и постепенно отдавал и адсорбционную воду. Процесс этого старения необратим, и раз обезвоженный торф не мог переходить в состояние коллоидного оводнения.

Труднее и медленнее протекают процессы обезвоживания чисто гумусовых образований. Чем больше в исходной смеси было сапропелитового материала, тем скорее и легче эта смесь обезвоживалась.

Мнение Stach'a о том, что угольные пласты обезвоживались под влиянием давления налегающих пород, выжимающих из них воду, вряд ли правильно, поскольку доказано, что отжиманием торфа нельзя удалить полностью даже капиллярную воду, не говоря уже о коллоидальносвязанной. Такова вполне логичная и очень убедительная чисто химическая картина. Посмотрим, что можно получить в результате геологической интерпретации и логического продолжения этой схемы.

Остановимся прежде всего на вопросе о породах, покрывающих угольные пласты. С точки зрения химика все очень просто. Если пласт этот непроницаем для воды сейчас, то он был проницаем когда-то раньше, в начальные (по смыслу процесса обезвоживания очень длительные) периоды своего существования. Геологические наблюдения показывают, что гораздо чаще пласты угля перекрываются тонко-глинистыми образованиями, совершенно очевидно ставшими непроницаемыми весьма скоро после своего отложения. В геологическом отношении это самый обыкновенный случай. Кроме того, пласт этой глины отлагался

в условиях водного бассейна,— следовательно, система его капилляров была заполнена водой, а так как и вышележащие осадки тоже водного происхождения, то реальность вышеизложенной схемы обезвоживания становится сомнительной и должна рассматриваться, скорее, как редкое исключение, нежели как общее правило. Но правильность чисто химической стороны этой концепции вряд ли может быть поставлена под сомнение, и очевидно причина неувязки кроется в геологических предпосылках.

Попробуем связать этот вопрос об обезвоживании с конкретной геологической обстановкой юрских впадин в Средней Азии. Что являлось характерной чертой углеобразующей фации того времени?¹ Неустойчивое положение по отношению к береговой линии, частый перемыв и переотложение осадков, а в последующие периоды геологической истории — влияние андийской фазы складчатости, приподнявшей края депрессии с их углеобразующими фациями, что обусловило выход на земную поверхность еще необезвоженных пластов органического вещества. Если возможно движение воды по капиллярам через плотные породы и испарение ее в воздухе, то тем более оно вероятно по пласту, имеющему выход на земную поверхность. Нам кажется вполне логичным также допустить при этом большое значение в качестве движущей силы и газового фактора, поскольку биохимические процессы, сопровождающиеся образованием газов, действовали еще в течение значительного отрезка времени и после захоронения торфяника.

Это небольшой геологический корректив к чисто химическим построениям, который мы были вынуждены внести, исходя из требований конкретной геологической обстановки изучавшихся нами провинций.

Подобного выхода на поверхность в других случаях могло и не получаться, но выход всего района из-под воды в результате дислокационных процессов, сопровождающихся, как правило, образованием трещин, мог создать условия для процессов обезвоживания и по вышеприведенной схеме. Мы, конечно, признаем за ней значение частного случая.

Такова схема процессов обезвоживания исходного скопления, ведущих к образованию углей — твердой органической субстанции. Вышеизложенная схема относится к образованию углей, в основном состоящих из гуминовых кислот; но ясно, что она в принципе приложима и к образованию жировых углей.

Таким образом, с физической стороны процесс этот характеризуется удалением воды и постепенным уплотнением коллоидальной субстанции, а с химической — обрывом нормального течения биохимических процессов и сменой их геохимическими. Последнее обстоятельство необычайно важно, но почему-то не обращало на себя внимания ни одного из авторов известных нам схем нефтеобразования.

Процессы, протекающие в fossilизирующемся органическом веществе, в основном — процессы биохимические и как таковые требуют определенного минимума влаги. Специальные исследования O. Rahn'a (15) показали, что при 30% влажности в торфе не идет разложения пептона. Оно начинается только с 45% влажности. Аналогичные данные приводит Б. Л. Исаченко (4), установивший, что биогенные процессы в

¹ Автор считает, что в значительной части юрские угленосные отложения Средней Азии являются морскими мелководными образованиями. Он основывается при этом помимо ряда общих соображений на известных находках батской и байосской фауны в юре таджикской депрессии и недавних находках лейассовой фауны в Фергане и Кара-тау. Поскольку с общепринятой точки зрения угленосные юрские породы Средней Азии являются континентальными осадками, редакция предложила В. Б. Порфирьеву подробно обосновать и развить свое мнение о юрском возрасте этих свит в специальной статье. — *Прим. ред.*

коллоидальной среде грязи Тамбуканского озера протекают лишь при наличии не менее 50% адсорбированной воды по отношению к сухой грязи.

Если же мы имеем дело с тонким по своему строению органогенным илом, где органические вещества в мелкораздробленном состоянии смешаны с большим количеством минеральных веществ, процесс обезвоживания пойдет еще быстрее при уплотнении породы от тяжести вышележающих осадков, при превращении кристаллов в кристаллоиды и «внутреннем» поглощении воды при образовании ряда минералов, содержащих конституционную воду. Биохимические процессы при этом будут обрываться еще скорее, и в этом обстоятельстве мы видим одну из причин того, что, как правило, битуминозные пелиты содержат мало восстановленную органическую массу.

Вода необходима для течения этих процессов с чисто физической стороны — как реактивная среда, а, кроме того, сульфаты, растворенные в этой воде, являются источником кислорода для дыхания анаэробных бактерий. Детали этого явления еще не совсем ясны в том смысле, является ли этот сульфат абсолютно необходимым, или же для течения биохимических процессов достаточно кислорода, содержащегося в самой органической ткани. По ряду соображений приходится думать, что без сульфата процессы эти не идут.

Так протекают процессы изменения фоссилизирующегося органического вещества в случае быстрого удаления воды из первичных скоплений. Но мы легко можем представить себе и обратный случай, — когда в силу ряда причин вода долго остается в неудаляемом состоянии. Это обусловит нормальное и длительное течение восстановительных биохимических процессов, гидрирование и постепенное раздробление молекулы. Что вода может оставаться весьма долго в «неудаляемом» состоянии, с геологической точки зрения не подлежит сомнению. Изучение «типичных нефтяных» вод нефтяных месторождений Западной Туркмении показывает, что своеобразный солевой состав их объясняется явлением метаморфизма морских вод, захороненных вместе с органическим веществом.

В геологическом плане это отвечает наличию непроницаемого, очевидно, глинистого перекрытия, способствующего сохранению воды и газа, получающегося при биохимических процессах. Таким образом мы устанавливаем два последних основных фактора нефтеобразования — наличие длительно неудаляемой воды и непроницаемого перекрытия исходного скопления.

Сформулировав наши представления об основных геохимических факторах нефтеобразования, мы, тем самым, дали и параллельную схему углеобразования, точно обозначив вехи этих двух путей изменения фоссилизирующегося органического вещества. Приведем их теперь в форме наглядного сопоставления.

И биохимические и геохимические процессы на этом не прекращаются: наоборот, у нас есть основания полагать, что в любом из существующих месторождений они продолжают с той или иной степенью интенсивности в зависимости от ряда внешних факторов.

Ряд последних работ в области изучения режима газовых скоплений в земной коре (В. А. Соколов, А. Л. Козлов, Г. А. Могилевский)¹ говорят об интенсивно протекающих процессах пожирания бактериями газообразных углеводородов.

Наличие богатой микрофлоры в ископаемых водах в ассоциации с нефтяными скоплениями доказано широко известными исследованиями Е. Bastin'a и Г. Л. Гинзбург-Карагичевой (1, 2). Бессульфатность этих

¹ Преимущественно неопубликованные исследования сотрудников Газового Отдела ВКГР и Гелиогазразведки.

а) Характер органического вещества исходного скопления

- | | |
|--|--|
| 1. Полуразложившиеся остатки наземных растений, смешанные с коллоидальными веществами, главным образом с гуминовыми кислотами. Скопления чисто жировых веществ | 1. Скопление органического вещества с преобладанием жирового планктона с примесью значительного количества углеводов (целлюлоза, лигнин, белки), с примесью гуминовых кислот |
|--|--|

б) Характер среды накопления

- | | |
|--|--|
| 2. Торфяники с пресной водой с преобладанием окислительных условий. Мелководные морские и дельтовые фации. Среда окислительная | 2. Застойные зоны соленоводного бассейна, с отравленным сероводородом придонным слоем. Среда восстановительная |
|--|--|

в) Условия образования исходного скопления

- | | |
|--|--|
| 3. Перемыв, переотложение, аэробные процессы. Легко проницаемые породы | 3. Спокойное накопление, образование плотной непроницаемой корочки. Восстановительные процессы |
|--|--|

г) Процессы обезвоживания

- | | |
|---|--|
| 4. Удаление капиллярной и коллоидно-связанной воды и газа. Быстрое старение коллоидов | 4. Весь комплекс исходного скопления органического вещества; вода и продукты биохимических процессов остаются на месте. Давление повышается за счет образующихся газов |
|---|--|

д) Начальные стадии химических изменений в состоянии захоронения

- | | |
|---|---|
| 5. Коллоиды стареют, уплотняются, вода уходит, биохимические процессы деградируют. Доминирующий тип реакций геохимический | 5. Господствуют биохимические процессы, чему способствует наличие большого количества неудаляемой воды. Органическая субстанция разжижается за счет процессов восстановления и гидрирования |
|---|---|

е) Дальнейшая история захороненного вещества

- | | |
|---|--|
| 6. Окончательное уплотнение коллоидов, полное прекращение биохимических процессов. Явления метаморфизма регионального и динамического | 6. Процессы восстановления и гидрирования с раздроблением молекулы продолжаются, чему способствует повышение температуры и давления. Образование нефти различной степени восстановленности |
|---|--|

ж) Фаза крупной орогении

- | | |
|---|---|
| 7. Окончательно сформированные угли. Действуют только процессы метаморфизма и выветривания (в случае выхода пласта на земную поверхность) | 7. Миграция нефти, газа и воды по полостям тектонических разрывов и образование вторичных скоплений |
|---|---|

з) Стадия длительного покоя

- | | |
|---|--|
| 8. Медленные процессы дальнейшей карбонизации | 8. Замыкание полостей трещин выше коллектора с вторичным скоплением. Биохимические процессы продолжают за счет углеводов, растворенных в воде и нефти. Образование газообразных углеводородов. Давление в пласте повышается. Нефтяное месторождение сформировано |
|---|--|

вед бесспорно обусловлена биохимическими процессами. Но и наличие бактерий в самих нефтях, а следовательно, и пригодность последних в качестве среды для развития микроорганизмов также доказаны опытным путем Г. Л. Гинзбург-Карагичевой (2). В продуктах жизнедеятельности бактерий, развивавшихся на нефти, были констатированы CH_4 , CO_2 , NH_3 , N и H_2S , а также непредельные углеводороды и водород.

Аналогичные наблюдения производил В. А. Таусон (13), и, таким образом, пригодность нефтей в качестве среды для жизнедеятельности бактерий может считаться доказанной опытным путем, не говоря уже о том, что к такому заключению нас приводит логическое развитие самой идеи биохимического образования нефти. Мы не можем разграничить эти две фазы — «уже готовой» и еще «не готовой» нефти, — и в «готовой нефти» мы нашли недовосстановленное органическое вещество углеводного типа. Совершенно ясно, что мы не можем выделить в чистом виде и третью стадию — стадию разрушения нефти, поскольку она является продолжением единого, направленного цикла процессов нефтеобразования.

Процесс созидающий на известном этапе превращается в процесс разрушающий. Стадия разрушения нефтяной субстанции должна рассматриваться как этап единого процесса биохимического изменения фоссилизированной органики, характеризующегося дезинтеграцией сложных молекул, разжижением и превращением органического вещества в газообразное состояние. Совершенно понятен этот дальнейший путь биохимических изменений уже в стадии сформированного месторождения.

Специальные исследования в этом направлении еще недостаточны, но несомненно, что при этом процессе будут получаться (и непосредственно и через ряд промежуточных, все более простых по своему строению образований) газообразные углеводороды — CO_2 , H_2S , N , и часть органического вещества превратится в воду.

Мы полагаем, что эта схема удовлетворительно объясняет те колоссальные количества газа под высоким давлением во вторичных скоплениях нефти, которые мы наблюдаем при вскрытии новых залежей.

Дальнейший ход геохимических и биохимических реакций тоже вполне понятен: H_2S дает начало столь широко распространенному пириту и в значительной степени будет растворяться в воде; водород, вероятнее всего, пойдет на процессы гидрирования; CO_2 будет связываться в форме бикарбонатов. Все это обусловит обогащение инертными газами — CH и N , что отвечает реальной картине нефтяных месторождений.

Продолжая логически эту мысль, мы неизбежно приходим к заключению, что в конечном итоге нефтяное месторождение будет приближаться к более или менее полному превращению в газовое (вероятно, при наличии уже устойчивого остаточного органического вещества, стареющего и уплотняющегося по пути — асфальт — антраколит). Газовое же скопление будет постепенно разрушаться микроорганизмами. Пока неясно, какого рода процессы должны преваллировать при этом — непосредственного ли разложения нефтяной субстанции или последняя сначала должна быть переведена в газовую фазу. Повидимому, оба типа разрушительных процессов протекают одновременно.

Конечно, это только химическая схема. В реальной геологической обстановке мы вряд ли можем встретить случай полного перехода нефтяного скопления в газовое. Это процесс очень медленный, и прежде чем он успеет получить логическое завершение, месторождение будет уже разрушено параллельно действующими факторами геологического метаморфизма.

Процесс разрушения органического вещества идет параллельно с восстановлением сульфатов, из которых микроорганизмы получают ки-

слород для дыхания. Следовательно, и здесь существенную роль играет водная среда, доставляющая раствор сульфата. Прекращение циркуляции воды, доставляющей новые порции невосстановленного сульфата, оборвет процесс разрушения нефти, т. е. превращения ее в более низкомолекулярные соединения.

Таким образом мы видим, что вода является главнейшим фактором на протяжении всего жизненного цикла нефтяной субстанции: водная среда необходима для накопления исходного органического вещества в надлежащей форме; вода необходима в длительной стадии захоронения, иначе будут оборваны биохимические процессы, образующие собственно нефть. И только при наличии воды идут процессы разрушения нефти.

Геологические факторы. Само собой понятно, что все вышеописанные геохимические факторы нефтеобразования могут иметь место только при определенной фациальной обстановке накопления исходного материала и дальнейшей геологической истории района. Ниже мы даем таблицу, в которой химические факторы увязаны с геологической обстановкой.

Химические условия	Геологическая обстановка
1. Восстановительная среда	1. Отложение исходного материала в соленоводном бассейне с застойной водой
2. Наличие в составе исходного скопления значительного количества углеродов (клетчатка)	2. Теплый и влажный климат, обуславливающий быстрое накопление гомогенных масс органического вещества
3. Гомогенность больших масс органического вещества	3. Положение бассейна вблизи района крупных поднятий, что обуславливает периодический и интенсивный снос продуктов разрушения горных пород
4. Неудаляемость капиллярной и коллоидно связанной воды	4. Скопление органического материала в центральных зонах этого бассейна, где образуется за счет сноса глинистая непроницаемая покрывка
5. Повышенное давление и температура	5. Сохранение этой покрывки в течение весьма длительного промежутка времени

Значение этих факторов рассмотрено выше. Они широко распространены в природе, но только обязательное сочетание их в эту сложную систему может обусловить образование нефти. Это сочетание имело место в условиях краевых зон Тетиса в рэт-лейасовое время, и надо полагать, что нефтяные месторождения этой зоны, от Пиренейского полуострова до Индо-Китая, имеют в основе выявленные нами и сформулированные выше закономерности.

Геологические условия и факторы, определяющие этот геохимический цикл, понятны. Остается ответить еще на один вопрос. Почему не может превратиться в нефть fossilizированная органика сидеритовой «подфации» сероводородной фации? На первый взгляд как будто нет принципиальных препятствий к такому превращению. Наряду с окислительными факторами здесь действуют и восстановительные; при этом с глубиной роль их, повидимому, усиливается и реакции начинают приобретать характер чисто восстановительных. Не-

сколько подкисленный характер фоссилизирующей органической массы как будто не составляет неодолимых препятствий для превращения ее в дальнейшем в нефть. Даже и гуминовые вещества могут быть восстановлены и войти в состав нефти.

Если бы дело обстояло именно так, находки пропитанных нефтью глин были бы самым заурядным явлением; однако же этого не случается, и мы всегда встречаем в природе вполне определенные по своим физико-химическим свойствам керогеновые породы. Мы рассмотрели целую гамму таких пород с различной степенью восстановленности органической массы, и во всех случаях органика была в форме твердой, высокоплавкой субстанции, даже в случае, если она была настолько восстановленной, что по химическому составу являлась нефтью, но нефтью твердой.

Смысл этого явления, по нашему мнению, лежит в характере исходной смеси органических веществ. По условиям образования органогенных илов, впоследствии превращающихся в битуминозные пелиты, органическое вещество смешано с очень большим количеством минерального вещества, в лучшем случае затрудняющего течение биохимических реакций, а в худшем — просто противодействующего им, если оно вступает в химическую связь с отдельными компонентами органической субстанции, образуя соли жирных кислот, способствуя процессам полимеризации и поглощая воду. Характер самой фации исключает возможность значительного участия в органогенном или углеводно-целлюлозной ткани; а без этого источника водорода естественные процессы деструктивного гидрирования немислимы. Поэтому фации, образующие осадки с небольшим содержанием органической массы или хотя и с большим, но неподходящего состава, могут повести лишь к образованию керогеновых пород, но не нефти.

Все вышеприведенные рассуждения сформулированы как вывод при изучении определенного региона, но в принципе они могут быть приложены для объяснения нефтеобразования в любой области.

В любом крупном нефтеносном районе с регионально выраженной нефтеносностью (мы отбрасываем парадоксальные случаи образования нефти, не имеющие регионального характера) нефтеносность будет обусловлена изменением первичных скоплений органического вещества в строго анаэробной восстановительной среде, при обязательном наличии в составе скопления клетчатки, как материала для получения водорода для гидрирования, при быстром захоронении и перекрытии плотной глинистой покрывкой, обуславливающей сохранение на долгое время всего комплекса исходных веществ, включая воду и образующийся газ.

Таковы геохимические условия, но они являются функцией определенной геологической обстановки в истории района, и в этой части возможны, конечно, самые различные варианты, лишь бы в конечном итоге они приводили к этому совершенно жесткому геохимическому канону.

Вариации в составе исходного органического вещества, бесконечное разнообразие геологической жизни каждого района, возможность обрыва естественного течения процесса нефтеобразования, миграция готовой уже и «несозревшей» еще нефти и взаимодействие ее с породой — коллектором приведет к бесконечному разнообразию нефтяных образований, встречаемых нами в природной обстановке. Но геохимический принцип, лежащий в основе процесса их образования, один для всех времен и районов.

Ленинград.

Нефтяной геолого-разведочный институт.

ЛИТЕРАТУРА

- ¹ Архангельский А. Д., Условия образования нефти на Северном Кавказе. Сов. нефт. пром., 1927.
- ² Гинзбург-Карагичева Г. Л., Микробиологические очерки. ОНТИ, 1932.
- ³ Горская А. И. и Радченко О. А., Некоторые новые данные к углеводной теории происхождения нефти. Хим. тв. топл., 1935.
- ⁴ Исаченко Б. Л., Микробиологические исследования над грязевыми озерами. Тр. Геол. ком., нов. сер., вып. 148, 1927.
- ⁵ Казмина Т. И., Геохимическое изучение майкопских отложений Северного Кавказа по материалам Нефтяно-Ширванского, Хадыженского и Кутаисского месторождений. Рукопись. Фонд НГРИ, 1937.
- ⁶ Калицкий К. П., Об условиях залегания нефти в Ферганском районе. Тр. НГРИ, сер. А, вып. 73, 1936.
- ⁷ Пустовалов Л., Геохимические фации и их значение в общей и прикладной геологии. Пробл. сов. геол., 1, 1933.
- ⁸ Раузер-Черноусова Д. М., Об источниках органического вещества и условиях его накопления в донных осадках морских бухт. Нефт. хоз., 11, 1935.
- ⁹ Страхов Н. М., О значении сероводородных бассейнов как областей отложения битуминозных и «нефтепроизводящих» свит. Изв. АН, 5, 1937.
- ¹⁰ Таусон В. А., О бактериальном окислении нефтей. Нефт. хоз., 2, 1926.
- ¹¹ Bastin E. S., The Problems of the Natural Reduction of Sulphates. Bull. Am. Ass. Petr. Geol., 10, 1926, № 12.
- ¹² Berl E., Biebesheimer N., Zur der Erdölenstachung. Liebigs Ann. d. Chemie 504, 1933, 38—71.
- ¹³ Hackford I. E., The Chemistry of the conversion of Algae into Bitumen and Petroleum and of the Fucosite Petroleum Cycles. Journ. Petr. Technol., 18, № 100, 1932.
- ¹⁴ Rahn O., Die Bakterientätigkeit in Boden der Function der Nahrungskonzentration und der unlöslichen organischen Substanz. Centralbl. f. bant., 11, 1913.
- ¹⁵ Trask T. D., Studies of source Beds in Oklahoma and Kansas. Bull. Am. Ass. Petr. Geol., 1937, № 11.
- ¹⁶ White D., Metamorphism of Organic Sediments and derived Oils. Bull. Am. Ass. Petr. Geol., 19, 1935, № 5.

V. B. PORFIRIEV. CHIEF PRINCIPLES OF OIL FORMATION

SUMMARY

In spite of a great number of existing oil formation theories it is easy to subdivide the latter into several groups and to estimate them from the point of view of modern geology and geochemistry.

Omitting the obsolete theories, which are supported neither by geology nor by chemistry we shall consider the following group of theories:

- 1) Distillation theory — Engler Gefer's grease theory;
- 2) D. White's pure distillation theory;
- 3) the grease theory of oil producing series;
- 4) the grease bio-geochemical theory;
- 5) the combined carbo hydrate-grease theory.

Engler Gefer's and White's distillation theories do not hold from the point of view of modern geochemistry. After A. Trieb's and also Postovsky's and Uspensky's researches, which have found the remains of the chlorophyll molecules in all the investigated oils it is impossible to assume that oils were subjected to the temperatures above 250° during their formation. However, such temperatures are insufficient for distillation and at higher temperatures porphirins are decomposed and disappear entirely.

The theory of the oil producing series has apparently nothing to do with the distillation theories. But the analysis of its principles and the experimental results of some American investigators prove that according to that theory the alteration of an insignificant part of the organic matter of bituminous pelites into oil may proceed only in gaseous phase. In its essence this theory is also a distillation one and must be given up due to the above mentioned considerations.

Thus, this group of theories does not correspond to the claims of modern chemistry. G. L. Stadnikov's vegetation-grease theory and the carbo-hydrate theory of E. Berl, which are supported particularly well and fully by chemistry do not correspond to the real geological conditions. The phase of proto-oil and the artificial hydration on the account of the hydrogen of geochemical reactions are not justified by the geological considerations.

While, it is impossible to assume any of the considered above theories for the explanation of the oil formation, we see nevertheless, that they contain several general statements which are undoubtedly supported by geology and chemistry. Developing logically these chemical statements and rechecking and combining them with the geological factors we may obtain the sought for complex of chemical reactions and of controlling them geological factors.

The first necessary condition is the accumulation of initial material in the reducing medium of the saline basins, the bottom zones of which are contaminated with hydrogen. This statement is quite a truism for the modern theories of oil formation.

The homogeneity of organic accumulation is the second necessary condition, since the process of oil formation is a biochemical process and, therefore, requires a definite physico-chemical medium for its normal progress.

The admixture of clastic material to the organic matter means the addition of oxygen and, therefore, violates the necessary condition of reducing medium. The admixture of chemical carbonate sediments makes the normal progress of biochemical reactions difficult, since the liberated acids react with carbonates and depart from reactions. In this condition, in the best case the asphalt limestones are obtained.

The further factor of the most prominent importance, first indicated by the author, is the continuous presence of water in the initial accumulation. Studying this problem we arrived at a conclusion that this factor is a fundamental one and defines the alteration of organic matter either along the coal or the oil route. The departure of water during the early phases of alteration of the fossilized organic matter would stop the progress of the biochemical reactions of reduction and hydration. Biochemical reaction will be substituted by geochemical ones: polymerization, dehydration and decarboxilization with resulting densification of substance and formation of coal.

The next factor is the presence of a dense cover, which does not allow the escape of the hydrotizing gas and creates an increased pressure.

The process of reduction itself cannot dilute the organic substance to the condition of liquid oil, in order to obtain this it must be hydrated. It appears that there is no necessity to look for the outside source of hydrogen for hydration. It is more logical to think that it is yielded during the hydro-fermentation of cellulose.

From the geological point of view the presence of considerable amount of carbohydrates in the initial accumulation is more than probable; while from the chemical point of view the researches of Hackford, Radtchenko, Uspensky and of the other investigators prove that carbohydrates may be readily considered as an oilproducing material together with fats. And from the point of view of natural hydration the presence of carbohydrates in the primary accumulation is not only probable but necessary.

Having formulated our conception concerning the fundamental factors of oil formation we at the same time give also a parallel scheme of coal formation. The author offers it in form of the following correlation:

Type I	Type II
a) The character of the organic matter in the primary accumulation	
1. Semi-decomposed remains of land vegetation mixed with colloidal substances, chiefly with humins. Accumulations of purely organic grease	1. Accumulation of organic substance with prevalence of the grease plankton with admixture of considerable amount of carbohydrates (cellulose, lignite and admixture of humins)
b) The character of the accumulation medium	
2. Peat-bogs with fresh water with prevalence of oxidizing conditions. The shallow water marine and delta facies. Oxidizing medium	2. Stagnant zones of saline basin with the bottom zone contaminated with sulphurated hydrogen. Reducing medium
c) The conditions of formation of initial accumulation	
3. Re-washing, redepositions and the fraction processes. Easily permeable covers	3. Quiet accumulation. The formation of a dense unpermeable cover. Reducing processes
d) Dehydration processes	
4. Escape of capillary and colloiddally bound water and gas. Colloids quickly grow old	4. The whole complex of the initial accumulation: organic substance, water and the products of bio-chemical processes remain in the same place. The pressure increases on account of the formed gases
e) The initial stages of chemical alterations in the buried stae	
5. Colloids grow old, are densified. Water escapes. Bio-chemical processes degrade. Reactions are, chiefly of geochemical type	5. Prevalence of bio-chemical processes due to the presence of a great amount of water, which cannot escape. Organic substance dilutes on account of the reduction and hydration processes
f) The further history of the buried substance	
6. The final densification of colloids. Full Cessation of bio-chemical processes. The phenomena of regional and dynamic metamorphism	6. The reduction and hydration processes continue their progress. They are accompanied by the decomposition of molecules, helped by the increase of temperature and pressure. The formation of variously reduced oil
g) The phase of a great orogeny	
7. Completely formed coals. The only acting processes are those of metamorphism and weathering (when the seams are exposed)	7. Migration of oil, gas and water along the tension fissures and formation of secondary accumulations
h) Continuous undisturbed conditions	
8. Slow processes of further carbonization	8. The cavities of fissures are closed above the collector of secondary accumulation. The bio-chemical processes continue on account of carbohydrates dissolved in water and oil. Formation of gaseous hydrocarbons. Pressure increases. The oil deposit is formed

It is clear that all these geochemical factors of oil formation may take place only in definite facial conditions of accumulation of initial substance and further geological history of region. The scheme of combination of these chemical factors with the geological conditions is represented in the following table:

Chemical conditions	Geological conditions
<ol style="list-style-type: none"> 1. Reducing medium 2. Presence in the composition of initial accumulation of a considerable amount of carbohydrates (cellulose) 3. Homogeneity of big masses of organic substances 4. Impossibility for the capillary and colloiddally bound water to escape 5. Increased pressure and temperature 	<ol style="list-style-type: none"> 1. Deposition of initial material in the saline basin with stagnant water 2. Warm and humid climate involving the quick accumulation of homogenous masses of organic substance 3. The location of basin near the region of great lifts, up involving the periodical and intense denudation of the rock weathering products 4. Accumulation of organic substance in central zones of this basin, where the impermeable coyer is formed on account of denudation 5. This cover is preserved during a vast interval of time

The considered above factors are quite natural and frequently occurring. But only an obligatory combination of them into this complicate system involves the formation of oil. In the absence even of one of these factors oil will not be produced.

Л. М. МИРОПОЛЬСКИЙ

**О РАСПРОСТРАНЕНИИ ВАНАДИЯ В КАУСТОБИОЛИТАХ
ТАТАРИИ**

Статья посвящена исследованию распространенности ванадия в каустобиолитах почти всех известных месторождений Татарской АССР. С целью выяснения наиболее рационального использования золы местных горючих ископаемых химическому изучению подвергались угли, битумы, горючие сланцы и торф. На основе полученных данных делается заключение о слабом распространении ванадия в каустобиолитах Татарии. Исключением являются некоторые виды торфа, которые заслуживают с этой стороны наибольшего внимания.

В. М. Гольдшмидт предложил в 1929 г. объединить ванадий вместе с Ti, Cr, Mn, Fe, Co и Ni по физическому и химическому сходству в одно общее семейство железа, так как все они многовалентны и ферромагнитны, все они обладают окрашенностью ионов, каталитическими свойствами в химических и технических процессах, особой ролью в физиологических отправлениях организмов, способностью давать прочные сплавы и т. д. В геохимическом отношении эти элементы, по акад. А. Е. Ферсману, «мигрируют вместе» и встречаются «в генетически сходных условиях концентрации или рассеяния».

Физико-химические параметры ванадия, определяющие, по акад. А. Е. Ферсману, судьбу всякого элемента при геохимических процессах, приведены в табл. 1.

Из табл. 1 видно, что ванадий относится:

1) по параметру N, определяющему устойчивость атома (нечетность порядкового номера и некратность четверем), — к элементам неустойчивым;

2) по параметру W, характеризующему энергетические особенности его ионов (величину энергии, степень ионизации, число единиц зарядов, паевое энергетическое значение их и энергию каждой отдельной связи их), — к элементам большой активности и больших связей, но с преобладанием нечетных валентностей и

3) по параметру R как показателю конденсации строения его атома-ионов (сферы — поля действия его) — к элементам с упаковкой средней плотности.

Другими словами, ванадий представляет собой элемент слабой энергетической устойчивости в противоположность элементам четным и гелио-группы $4q + 0$ того же семейства, как, например, железу, обладающему, по акад. А. Е. Ферсману, «нулевым магнитным и механическим моментом», как выделившему при своем образовании

А Т О М Ы	И о н ы	Параметры N		Параметр W (в вольтах или калориях)					Параметр R ¹ в онгстремах		
		Порядковый номер или число зарядов	Атомный (соедин.) вес и гелио-группа	Валентность в геохимич. процессе	ЕК (величина энергетического пая иона)	VEK (энергия каждой отдельной связи иона)	К а р т л ь	R — a (сфера действия атома)	R — i (сфера действия иона)		
										По А. Е. Ферсману	
				на 35 г	на 37 г	на 35 г	на 37 г	на 37 г			
V	— V + III V + IV V + V	23 (одиночка)	50.95 (4q+3)	3	5.32	5.32	1.74	1.77	4.61	1.32 ^G 1.30 ^N	0.65 ^G 0.61 ^G 0.59 ^P 0.82 ^Z 0.53 ^F
				4		1.7			6.56		
				5	16.45	15.12	3.29	3.02	12.50		

¹ Значки при R—a и R—i обозначают определения G—по V. M. Goldschmidt'у, N—по M. C. Neuburger'у, P—по L. Pauling'у, Z—по W. H. Zachariasen'у, F—по А. Е. Ферсману.

«по кривой эффекта упаковки Астона-Резерфорда... наибольшее количество энергии». Этому условию элемент ванадий не удовлетворяет, поэтому он и не обладает той энергетической стойкостью, как элементы четные и кратные четырем того же семейства (Fe, Cr и Ti). В связи с этим у ванадия наблюдается прежде всего слабая распространенность его по сравнению с Fe, Ti, Cr и частью Ni как в земной коре и отдельных составляющих ее оболочках, так и в космосе в целом (при некотором повышении его содержания в первой). Полнее распространенность ванадия в этих условиях видна из табл. 2.

Вместе с этим нечетность порядкового номера ванадия и принадлежность его к нечетной гелио-группе (4q+3) накладывает на него и другую особенность, поскольку известно, по правилу четности акад. А. Е. Ферсмана, что нечетность номера элемента ведет обычно к нечетной валентности, а нечетная валентность через нечетную ко-

Элемент	Распространенность				
	земная кора				изверженные породы по В. М. Гольдшмидту 1929 г.
	Кларк и Вашингтон 1924 г.	В. И. Вернадский 1925—1932 гг.	Берг 1924—1932 гг.	А. Е. Ферсман 1923—1932 гг.	
V	0.016	0.02	0.018	0.02	0.018

ординацию — к нечетной симметрии, т. е. к меньшей устойчивости и большей работоспособности систем, в которые данный элемент (ванадий) входит. В связи с этим у ванадия отмечается, во-первых, слабая распространенность его в минералах, во-вторых, большая подвижность — миграционная способность в земной коре, подмеченная уже давно акад. А. Е. Ферсманом, Ф. Я. Аносовым и рядом других исследователей, и, в-третьих, рассеянное атомарное (эндокриптное) состояние его в других образованиях с незначительной степенью концентраций, что точнее видно из данных И. и В. Поддаки, помещенных в табл. 3-ей.

Таблица 3

Элемент	Количество минералов, где ванадий—минералообразователь	Концентрация	
		10—3	10—6
V	30	250	500

Последние два факта особенно важны, так как они облегчают понимание широкого рассеянного состояния ванадия в поверхностных земных образованиях. Фактические данные, приведенные К. Иостом и Ф. Я. Аносовым для различных поверхностных образований, это вполне подтверждают. Но наряду с этим почти всеми исследователями все же отмечается наибольшая концентрация ванадия в каустобиолитах, как-то: углях, нефтях, асфальтах, асфальтитах, пиробитумах, антроколитах. Зола их иногда показывает содержание V_2O_5 до 0.65%.⁰⁰

Более же обычным является содержание пятиоксида ванадия в золе каустобиолитов в пределах десятых и сотых долей процента. Об этом ясно говорят многочисленные цифры, приводимые Ф. А. Аносовым, В. А. Успенским, А. П. Виноградовым, Б. М. Костыркиным и П. Л. Безруковым для абсолютного большинства углей, нефтей, асфальтов, асфальтитов и т. п.

Учитывая, что эффективность применения горючих ископаемых в качестве местного топлива определяется не только теплотехническими свойствами их, но и возможностью рационального использования их золы, я подверг каустобиолиты Татарии химическому изучению на распространение в них целого ряда элементов и в частности — ванадия. С этой целью по моему указанию А. А. Кривцовой под руководством Н. П. Руденко были проанализированы из месторождений Татарии 10 образцов углей, 5 образцов битумизированных пород, 3 образца горючих сланцев и 6 образцов торфа. Определенные ванадия велось по методу Гиллебранда.

Результаты проведенных анализов сведены в табл. 4, 5, 6, 7.

Таблица 2

ванадия в кларках КМ				
морские или по Кларку 1924 г.	педосфера по В. И. Вернадскому 1932 г.	биосфера по В. И. Вернадскому, А. П. Виноградову и А. Е. Ферсману, 1932—1936 гг.	гидросфера по В. И. Вернадскому и А. Е. Ферсману	отношение распространенности земной и космической по И. и В. Поддакам
0.02	10^{-2}	$n \cdot 10^{-4}$	$n \cdot 10^{-7}$	1.48 (коэффициент Q 1.5)

Таблица 4

Месторождение углей	Возраст	Зольность	Содержание			
			% V_2O_5	% V	% V_2O_5	% V
			в углях		в золе	углей
д. Юски-Такермень	N ₂	32.26	0.056	0.031	0.173	0.097
д. Гусиха	N ₂	45.48	0.033	0.018	0.072	0.040
д. Н. Ромашкино (Ст. Ромашкинский Лог, выше устья его на 420 м по левому берегу, шурф № 3)	N ₂	19.06	0.027	0.015	0.141	0.079
д. Рыбная Слобода (овраг, открывающийся в р. Каму, у нижнего конца деревни)	N ₂	33.44	0.016	0.009	0.047	0.026
д. Ижевка («Рудный Лог» по р. Ахтиал)	P ₂ kaz ₁	33.57	0.032	0.018	0.100	0.056
д. Тат. Ахтиал (верховья «Рудного Лога», из канавы № 18 разведки А. П. Блудорова)	P ₂ kaz ₁	19.05	0.015	0.0084	0.080	0.045
д. Н. Иркенаш (правый берег р. Иж, из канавы № 16 разведки А. П. Блудорова, у оврага, пересекающего деревню)	P ₂ kaz ₁	22.43	0.0035	0.002	0.013	0.007
д. Варзи-Омга (правый берег р. Иж, овраг «Бердыкай», из канавы № 12 разведки А. П. Блудорова)	P ₂ kaz ₁	54.61	0.070	0.039	0.128	0.072
д. Каргали (образец взят из геолого-минералогического музея Казанск. Гос. У-та)	P ₂ kaz ₁	25.48	0.010	0.0056	0.040	0.022
д. Танайка (образец взят из геолого-минералогического музея КГУ)	P ₂ kaz ₁	37.14	0.037	0.021	0.099	0.055

Таблица 5

Месторождение битумизированных пород	Возраст	Зольность	Содержание			
			% V_2O_5	% V	% V_2O_5	% V
			в породе		в золе	породы
д. Сюкеево (из верхнего битумизированного слоя)	P ₂ kaz ₁	97.30	0.0035	0.002	0.0036	0.002
д. Сюкеево (из нижнего битумизированного слоя)	P ₂ kaz ₁	96.40	0.0028	0.016	0.003	0.0017
д. Сюкеево (из верхнего битумизированного слоя расчистки № 23; битум загрязнен рыхлым доломитом)	P ₂ kaz ₁	50.00	0.062	0.035	0.124	0.070
д. Фиков Колок (из скважины № 9, средняя проба битумизированного песчаника)	P ₂ tat	88.89	0.017	0.009	0.019	0.011
д. Шугурово (из шурфа № 38, битумизированный песчаник)	P ₁ k ₃ sup.	84.72	0.017	0.009	0.019	0.011

Таблица 6

Месторождение горючих сланцев	Воз- раст	Зольность	Содержание			
			$\frac{\%}{V_2O_5}$	$\% V$	$\frac{\%}{V_2O_5}$	$\% V$
			в сланцах		в золе	
д. М. Пильна (обнаж. 96)	Vg. i	55.16	0.044	0.025	0.0079	0.045
д. Вольный Стан (по р. Гидкос, обнаж. № 103)	Vg. i	60.74	0.036	0.020	0.059	0.033
д. Ст. Чукат (по р. Б. Якла) . . .	Vg. i	68.39	0.046	0.026	0.067	0.038

Таблица 7

Месторождение торфа	Воз- раст	Зольность	Содержание			
			$\frac{\%}{V_2O_5}$	$\% V$	$\frac{\%}{V_2O_5}$	$\% V$
			в торфе		в золе	
д. Сарказ	Q ₂	14.61	Н е т		Н е т	
д. Саях (по р. Ишня, левый приток р. Мензель, выше де- ревки на 3 км)	Q ₂	14.10	Н е т		Н е т	
д. Языково (с р. Мензель, из шурфа 241, обр. № 200)	Q ₂	14.36	Н е т		Н е т	
д. Сауши («Моховое болото», с глубины 0.5 м., проба № 2, обр. 2)	Q ₂	6.64	0.027	0.015	0.403	0.227
д. Табарли («Табарлинское бо- лото» пункт № 20, пикет № 1, с глуб. 2.5 м, проба № 7, обр. № 36)	Q ₂	43.87	0.014	0.0079	0.032	0.018
д. Мурбаш (пункт 13, пикет 7, с глуб. 0.50 м, обр. № 8)	Q ₂	9.97	Н е т		Н е т	

Из обзора табл. 4 видно, что содержание V_2O_5 в углях, как правило, по отношению ко всей массе их определяется сотыми долями процента и лишь в редких случаях — тысячными. При этом процентное содержание зольности в углях не обнаруживает заметного влияния на изменение содержания пятиоксида ванадия. Отмечается лишь как будто бы в качестве общей тенденции некоторое, едва уловимое повышение содержания V_2O_5 в углях третичного возраста. Что же касается содержания V_2O_5 в золе углей, то и здесь заметить каких-либо закономерностей совершенно не удается.

Из обзора табл. 5 видно, что содержание V_2O_5 в битумизированных породах определяется в лучшем случае сотыми долями процента, а иногда лишь тысячными. При этом замечается, что с повышением содержания в них битума процент содержания V_2O_5 обычно показывает некоторое повышение. Это обстоятельство проявляется при раздельном рассмотрении месторождений. Так, если взять слабо битумизированные карбонатные породы окрестностей

д. Сюкеево, то содержание V_2O_5 в них определяется всего лишь тысячными долями процента. Если же взять более битумизированные породы из окрестностей д. Фиков Колок и Шугурово, то в них при большей битумизированности и меньшей зольности процент содержания V_2O_5 повышается в сравнении с битумизированными породами д. Сюкеево. К тому же они, будучи, примерно, с одним и тем же количеством битума и зольности, показывают и близкий процент V_2O_5 . Наконец, если взять жидкий битум из района д. Сюкеево (обр. 3, загрязненный породой), с большим содержанием битума и, наоборот, малым содержанием зольности, то процент содержания V_2O_5 заметно повышается по сравнению с другими породами, менее битумизированными и более зольными. Таким образом содержание в битуминозных породах как будто бы проявляет заметную связь с количеством битумов в породах. Такая закономерность отмечается и для золы их. Порода же небитумизированная, например, из тех же слоев в окрестности д. Сюкеево, показывает только следы содержания V_2O_5 ; а иногда и этого не замечается.

Из обзора табл. 6 видно, что содержание V_2O_5 в горючих сланцах определяется во всех случаях сотыми долями процента; при этом зависимости от количества зольности сланцев в содержании V_2O_5 не отмечается.

Из обзора табл. 7 отмечается ряд особенностей. Во-первых, большинство образцов торфа (4 образца из 6) вообще не показало наличия ванадия в золе их. Во-вторых, образец торфа из окрестностей д. Сауши, в противоположность другим торфам, дал V_2O_5 в золе 0.4%, т. е. наибольшее количество из всех каустобиолитов и в частности торфов, подвергнутых изучению. В-третьих, образец торфа из окрестностей д. Табарли показал содержание V_2O_5 в золе его в таких пределах, какие отмечаются для углей, горючих сланцев и у других каустобиолитов Татарии.

Все же вместе взятое при параллельном сопоставлении показывает слабое распространение ванадия в каустобиолитах Татарии. Исключением являются некоторые виды торфа, которые заслуживают, с этой стороны, более пристального изучения.

Относительно происхождения ванадия в каустобиолитах в литературе существует два взгляда.

Большинство исследователей (акад. Вернадский, Самойлов, Портер, Филлипс, Линдгрэн, Хакк) придерживаются органогенно-биолитной точки зрения, рассматривая концентрацию ванадия в каустобиолитах при участии аккумулятивной роли организмов, которые в той или иной мере участвовали при образовании каустобиолитов. Сторонники этого взгляда на концентрацию ванадия в каустобиолитах в качестве подтверждения указывают на наличие ванадия в «живой клетке» организмов как животных, так и растительных. Действительно, факты, подтверждающие это, были установлены целым рядом лиц, начиная с Bödeker'a (1855 г.) и E. Bechi (1879 г.)—в растительных организмах и M. Henze (1911 г.)—в животных организмах. В настоящее время ванадий среди животных установлен в следующих организмах: в крови животных (Я. В. Самойлов), в молоке коровы (M. Henze, I. Papish и C. Zbinden), в асцидиях (M. Henze), в хромогене крови (Hecht, A. П. Виноградов и др.), в голотуриях (A. Phillips, A. П. Виноградов и др.), саранге (A. П. Виноградов), крабе (Newell и McCollum).

Среди растений ванадий установлен в свекловице (A. Lippmann), в золе тополя, виноградной лозы, пихты, граба, дуба, ели (E. Demerçay), конопли, ратании (A. Griffiths), водорослей-ламинарий (E. Cornes), папоротника, смолевки, лемны (A. Разумникова), бука, лугового сена (A. П. Виноградов).

Однако в последнее время вопрос о концентрации ванадия в нефтях и битумах подвергся критическому пересмотру со стороны А. П. Виноградова. По его мнению, «источником V в нефтях и других битумах являются илы континентальных морей», в обогащении которых ванадием «несомненную роль играет детрит организмов-концентратов ванадия, подобных асцидиям, которые образуют и ныне во многих заливах, бухтах и т. п. огромные колонии на определенных фациях дна морей».

Другие исследователи пытаются объяснить концентрацию ванадия в каустобиолитах приносом из мигрирующих растворов с последующей фиксацией его в каустобиолитах либо без участия биохимических реакций, либо путем восстановления органическими веществами. На первую возможность указывает, в частности, Ф. Я. Аносов, когда говорит, что «при выяснении вопроса о содержании ванадия в органическом веществе каменных углей надо иметь в виду... и большую адсорбционную способность каменных углей. В частности, весьма вероятно адсорбция ванадия, выщелачиваемого из пород верхних горизонтов... и потому и некоторое вторичное обогащение каменных углей... ванадием».

На инфильтрационный характер происхождения ванадия в каустобиолитах указывают также и другие: R. Bird и W. Callot (для нефти), а В. М. Гольдшмидт — при описании геохимии германия.

Таким образом, по мнению одних исследователей, концентрация ванадия в каустобиолитах является сингенетичной и обусловлена биохимическими процессами, а по мнению других — эпигенетичной за счет миграционных форм его из растворов.

Вышеприведенные мной факты о распространении ванадия в каустобиолитах Татарии не дают новых данных к установлению этого вопроса. Из них можно сделать пока лишь один частный вывод, а именно: ванадий в битумизированных карбонатных породах д. Сюкеево, как и сам битум, является тесно связанным с миграцией нефти (уральского типа) из более глубоко залегающих горизонтов и имеет, несомненно, по отношению к породам аллохтонное происхождение. За это говорят следующие факты:

- 1) отсутствие ванадия в небитумизированных карбонатных породах;
- 2) отсутствие ванадия в кластических элементах карбонатных пород.

Казань. Университет.

ЛИТЕРАТУРА

- ¹ Аносов Ф. Я., Ванадий в некоторых осадочных породах. Отдельные вопросы по его геохимии. Мат. КЕПС, № 79, 1930 г., стр. 1—79.
- ² Блудоров А. П., Отчет о результатах обследования месторождений бурого угля в Рыбнослободском, Кзыл-Армейском, Калининском и Красноборском районах Татарии. Рукопись в фондах Татгеобюро. Моск. Треста. 1930.
- ³ Блудоров А. П., Бурые угли Татарии. Рукопись в фондах Татгеобюро. Моск. Геол. Тр. 1936 г.
- ⁴ Виноградов А. П., Ванадий в организмах. «Природа», № 9, 1930 г., стр. 918—922.
- ⁵ Виноградов А. П., Химический элементарный состав морских организмов в связи с вопросами их систематики и морфологии. «Природа», № 3, 1931 г., стр. 230—254.
- ⁶ Виноградов А. П., Ванадий в организмах. Тр. Биохим. лабор. Акад. Наук т. 2, 1932 г., стр. 1—7.
- ⁷ Виноградов А. П., Геохимия живого вещества. Изд. Акад. Наук 1932 г., стр. 43—45.
- ⁸ Виноградов А. П., Химический элементарный состав организмов и периодическая система Д. И. Менделеева. «Природа», № 8, 1933 г., стр. 38.

- ⁹ Виноградов А. П., О происхождении ванадия в нефтях и твердых битумах. Сборник к 50-летию научной и педагогической деят. акад. В. И. Вернадского. Изд. АН, 1936, т. I, стр. 145—167.
- ¹⁰ Виноградов А. П., Химический элементарный состав организмов моря. Тр. Биогеохим. лабор., АН., т. IV, ч. 2, 1937, стр. 55 и 213—220.
- ¹¹ Ларионова Е. Н., О месторождении угля в Алнашском эресе Удмуртской АССР. Изв. Моск. Гос. гор.-геол. треста, т. 3, вып. 2, 1935, стр. 40—45.
- ¹² Миропольский Л. М., О происхождении серы и битумов в пермских отложениях с Сюкеева и некоторые данные о нахождении нефти в недрах Татарии. Социал. Татарстан, № 6, 1937, стр. 39—52.
- ¹³ Ноддаки И. и В., Геохимические коэффициенты распределения химических элементов. Усп. хим., т. 4, вып. 2, 1935, стр. 284—319.
- ¹⁴ Ферсман А. Е., Геохимия, т. 2, 1934, стр. 280, 324—325, 335 и т. 3.
- ¹⁵ Ферсман А. Е., Геохимические параметры железа. Усп. хим., т. 4, вып. 5, 1935, стр. 751—755.
- ¹⁶ Ферсман А. Е., Периодическая система энергетических коэффициентов. ДАН, т. 3(9), № 4, 1933, стр. 173—178.
- ¹⁷ Ферсман А. Е., Геохимия основных и ультраосновных магм. Тр. Уральск. фил. АН., серия Ильменская, вып. 4, 1935, стр. 5—11.
- ¹⁸ Iost K. Ueber d. Vanadiumgehalt d. Sedimentgesteine u. Sedimentären Lagerstätten. Chemie d. Erde, Bd. 7, H. 2, 1932, S. 177—290.
- ¹⁹ Goldschmidt V. M. u. C. Peters, Zur Geochemie des Germaniums. Nachr. v. d. Gess. d. Wiss. zu Göttingen, 1933, S. 141—166.

L. M. MIROPOLSKY. ON THE OCCURRENCE OF VANADIUM IN THE KAUSTOBIOLITES OF TARTARIA

SUMMARY

The actual data reported in the paper show the presence of vanadium in the Kaustobiolites of Tartaria as follows:

1) the coals of Tertiary deposits contain from 0.016 to 0.056% of V_2O_5 and their ashes from 0.047 to 0.173%;

2) the coals of the Permian (Lower Kazanian) deposits contain from 0.0035 to 0.70% of V_2O_5 and their ashes from 0.013 to 0.128%;

3) bitums from the Permian deposits contain from 0.0028 to 0.062% of V_2O_5 and their ashes from 0.003 to 0.124%;

4) the combustible shales from the Jurassic deposits contain from 0.036 to 0.046% of V_2O_5 and their ashes from 0.059 to 0.679%;

5) peat shows in some places a complete absence of vanadium and sometimes contains up to 0.027% of V_2O_5 and its ashes up to 0.403%.

These data being correlated show a poor content of vanadium in the kaustobiolites of Tartaria. But some kinds of peat represent in this respect an exception and must be studied more thoroughly.

Н. П. КАПУСТИН

ЗАВИСИМОСТЬ ОКРАСКИ АМАЗОНИТА ОТ СОДЕРЖАНИЯ В НЕМ РУБИДИЯ

Автором проведено исследование содержания рубидия и цезия в амазонитах Ильменского заповедника; вместе с тем спектрофотометрически исследовалась и их окраска. Установлена зависимость интенсивности окраски от содержания в амазонитах рубидия.

Зеленая окраска амазонита давно привлекала внимание исследователей. Попытки объяснить окраску примесью меди не подтвердились анализами. То обстоятельство, что окраска амазонита исчезает при прокаливании, дало основание искать причину окраски в присутствии органических веществ⁽¹⁾, что едва ли приемлемо.

Акад. А. Е. Ферсман, останавливаясь на окраске зеленых камней и связывая ее для подавляющего числа случаев с одним из четырех элементов: хромом, медью, никелем, железом, говорит, что лишь амазонский камень до сих пор не поддается разгадке и тщетны поиски в нем следов меди или других тяжелых металлов⁽²⁾.

В. М. Гольдшмидт делает попытку объяснить окраску амазонита влиянием ионов рубидия и цезия в его кристаллической решетке. Мы поставили перед собой задачу проверить существование зависимости между интенсивностью окраски амазонита и количественным содержанием в нем рубидия.

Известно, что рубидий в природе всегда сопутствует калию, но не натрию. Это явление с успехом объясняется близостью ионных радиусов калия и рубидия, которые соответственно равны 1.33 и 1.49 Å. Большая летучесть и растворимость соединений рубидия, чем калия, приводит к концентрации рубидия в остаточной кристаллизации гранитной магмы.

На высокую концентрацию рубидия в калиевых полевых шпатах из пегматитовых жил первым обратил внимание акад. В. И. Вернадский (1909—1911 гг.)⁽³⁾. Состав амазонита, по В. И. Вернадскому, выражается формулой



По его данным, амазонит из Ильменских гор содержит 3.12% Rb_2O .

Анализы В. М. Гольдшмидта установили в амазонитах различных месторождений содержание Rb_2O от 0.5 до 2.54% и Cs_2O от 0.003 до 0.24%. Навысшее содержание Rb_2O — 2.54% — наблюдается, по его данным, в амазоните из Уте около Стокгольма. Данный образец амазонита содержит 10 молекулярных процентов рубидиевого полевого шпата⁽⁴⁾.

Согласно классификации акад. А. Е. Ферсмана образование микроклинов с амазонитом приурочивается к границе фаз E—F; при этом отложение амазонита может захватывать довольно широко области влево и вправо по геохимической схеме полевых шпатов из пегматитового расплава (2).

Образуясь из расплава, обогащенного рубидием и цезием, амазонский камень может захватывать значительные количества указанных элементов.

Настоящая работа была выполнена в основном на амазонитах из Ильменского заповедника. Образцы амазонитов были мне любезно предоставлены во время моего пребывания в заповеднике дирекцией заповедника. Отбор минералов был произведен так, что каждый отдельный образец был взят из отдельной копи, что дало возможность получить некоторое разнообразие в материале для исследования как для химического анализа в целях установления в них количественного содержания рубидия, так и для определения интенсивности окраски тех же минералов. Для получения сравнительных данных были также исследованы образцы амазонитов с острова Мадагаскар и хоронгонский (Средняя Азия).

Методика определения рубидия и цезия

Для количественного определения рубидия и цезия из амазонитов вначале выделялись щелочные металлы, для чего был применен метод Лауренса-Смита. Тонко измельченный минерал в количестве 0.52 растирался с равным количеством хлористого аммония, а затем с 4 г карбоната кальция; смесь помещалась в пальцеобразный платиновый тигель Смита. Тигель вставлялся в асбестовый цилиндр под углом 45°, слегка нагревался до удаления запаха аммиака, а затем на горелке Теклу — до красного каления в течение 45 мин. После охлаждения спекшаяся масса обрабатывалась горячей водой до тех пор, пока количество фильтрата от выщелачивания достигало 400—500 мл. В фильтрате кальций осаждался при нагревании карбонатом аммония; осадок отфильтровывался и промывался горячей водой, содержащей карбонат аммония; затем растворялся в разбавленной соляной кислоте, и осаждение было повторено. Одновременно обрабатывалась таким же образом вторая навеска того же вещества в 0.5 г и т. д.

Соединенные фильтраты после освобождения их от кальция выпаривались досуха; аммонийные соли удалялись осторожным прокаливанием; остаток растворялся в небольшом количестве горячей воды, и раствор фильтровался. Из него осаждали при нагревании следы кальция оксалатом аммония; после 12-часового стояния осадок отфильтровывался; фильтрат выпаривался; избыток оксалата аммония разрушался осторожным прокаливанием; остаток растворялся в воде и после добавления соляной кислоты снова выпаривался досуха. Полученные чистые хлориды щелочных металлов растворялись в возможно меньшем количестве воды и обрабатывались смесью соляной кислоты уд. в. 1.19 со спиртом в отношении по объему 1:2. Выпавший хлористый калий отфильтровывался, осадок промывался абсолютным спиртом. Собранный фильтрат оставался до следующего дня. Если за это время хлористый калий снова не выпадал, то приступали к осаждению рубидия и цезия в виде их хлоростаннатов, для чего раствор доводили до кипения и осаждали 1 мл кипящего 40% раствора SnCl_4 в спирту. Выпавший осадок через 4—6 час. отфильтровывался через взвешенный пористый тигель; осадок промывался абсолютным алкоголем, высушивался при 110° до постоянного веса и взвешивался в виде Rb_2SnCl_6 и

Cs_2SnCl_6 . Полученные хлоростаннаты растворялись в пятипроцентном растворе винной кислоты; олово осаждалось в виде сульфида, отфильтровывалось; фильтрат упаривался досуха; остаток же осторожно прокаливался для разрушения винной кислоты. Полученную смесь хлоридов растворяли в минимальном количестве воды и прибавляли ледяной уксусной кислоты из расчета 50 мл на 1 г смеси хлоридов; раствор нагревали до начала кипения и прибавляли к нему 40% холодный раствор треххлористой сурьмы в ледяной уксусной кислоте. Смесь нагревалась 1 час на водяной бане, после чего оставлялась на 12 час. Затем фильтровалась через тигель с пористым дном и осадок промывался 5% раствором треххлористой сурьмы в ледяной уксусной кислоте. Осадок растворялся в небольшом количестве соляной кислоты и разбавлялся так, чтобы раствор содержал 3 мл кислоты на 100 мл и сурьма удалялась осаждением сероводородом. Осадок отфильтровывался, фильтрат выпаривался досуха, а цезий затем осаждался в виде перхлората.

В виду низкого содержания цезия в исследуемых амазонитах при небольшой навеске его в 2 г осадка получить не удалось, почему количественное определение цезия было проведено спектрографически. Для этой цели был применен имеющийся у нас спектрограф Schmidt-Haensch со стеклянной оптикой, которая позволила нам пользоваться линиями цезия в видимой части спектра, а именно линией с длиной волны 4555.3 Å.

Источником света служила искра, длина которой была 4—5 мм. Электродами служили обычные бесфитильные угли, из которых верхний был обточен на конус, а нижний имел сферическое углубление около 0.04 мм. Во время съемки в этом углублении выпаривалось 0.2 мл исследуемого раствора. Для количественного определения спектры исследуемых растворов снимались рядом со спектрами от стандартных растворов на одной и той же пластинке, и о количестве искомого элемента судили путем сравнения до совпадения интенсивности линий в спектре исследуемого раствора с линией от какого-либо из стандартных растворов.

В таблице 1 приведены результаты определения содержания рубидия и цезия в амазоните (при навеске в 2 г).

Таблица 1

№ п/л.	Месторождение	% содержание	
		Rb ₂ O	Cs ₂ O
1	Ильменский заповедник копь № 38	1.89	0.010
2	» » » № 61	1.70	0.015
3	» » Лобачевская	1.56	0.020
4	» » копь № 64	1.33	0.010
5	Остров Мадагаскар	1.06	0.005
6	Ильменский заповедник	0.82	Не опр.
7	» копь № 77	0.32	0.003
8	Хоронгонское	0.17	—

Из приведенных данных видно, что взятые для исследования амазониты содержат рубидий в количествах, резко отличающихся друг от друга, что дает возможность сопоставления интенсивности окраски с содержанием рубидия, так как содержание цезия ничтожно и едва ли может иметь существенное влияние на окраску.

Для химического анализа и для приготовления шлифов в целях изучения окраски мы пользовались одним и тем же куском мине-

рала. Из взятых пластин было приготовлено по два шлифа различной толщины для каждого образца. Шлифы обладали достаточной прозрачностью и позволяли производить необходимые наблюдения.

Для определения интенсивности окраски амазонита был применен метод, основанный на сравнении силы света, позволяющий с достаточной точностью производить экспериментально количественную оценку интенсивностей. В нашем распоряжении был спектрофотометр А. König, F. Martens с хорошо выполненной оптической частью, при помощи которой и изучались шлифы амазонитов.

Определение заключалось в том, что через 2 шлифа одного и того же образца различной толщины, помещенных перед щелями спектрофотометра, пропускался свет с помощью анализаторного круга, разделенного на 360° ; поля зрения устанавливались на одинаковую яркость. Перед определением находилось нулевое положение анализатора. По разности затем определялся угол α . Сравнение интенсивностей освещенных полей производилось в пределах длин волн от 5 до $5.5 \text{ m } \text{Å}$, что обеспечивало определение интересующей нас голубой части спектра. Интервалы для отсчетов брались при длинах волн, разнящихся на $100\text{--}150 \text{ Å}$.

Измерения затруднялись следующими обстоятельствами:

- 1) неоднородность окраски амазонита,
- 2) невозможность получить шлифы со строго параллельными плоскостями.

Для устранения второго обстоятельства подбирались участки шлифов с определенной толщиной.

В табл. 2 приведены данные спектрофотометрических наблюдений над шлифами амазонита.

Таблица 2

Месторождение	Толщина шлифа в мм	Раз- ница в мм	$\text{tg}^2\alpha$	Коефф. поглоще- ния K_0	Rb %	$\frac{K_0}{\text{Rb}}$
Ильменский заповедник копь № 38	0.57 и 0.45	0.12	0.430	7.034	1.73	4.066
То же копь № 61	0.55 и 0.44	0.11	0.462	7.013	1.60	4.383
» » Богачевская копь	0.66 и 0.41	0.15	0.320	7.590	1.43	5.308
» » копь № 64	0.66 и 0.40	0.26	0.220	5.817	1.22	4.768
Остров Мадагаскар	0.65 и 0.40	0.25	0.288	4.968	0.97	5.175
Ильменский заповедник	0.61 и 0.47	0.14	0.251	4.625	0.75	6.113
Ильменский заповедник копь № 77	0.64 и 0.45	0.19	0.730	1.658	0.30	5.526
Хоронгонское	0.59 и 0.41	0.18	0.806	1.956	0.16	7.255

Коэффициент поглощения K_0 выведен по формуле Бера:

$$K_0 = \frac{2.3 \lg (\text{tg}^2\alpha)}{d},$$

где угол α является величиной, полученной непосредственно на спектрофотометре, но в таблице он выражен в виде $\text{tg}^2\alpha$;

d — разница толщин шлифов.

Величина отношения K_0/Rb для различных образцов изменяется в пределах от 4.066 до 6.113 для амазонитов Ильменского заповедника; мадагаскарский амазонит укладывается в пределах тех же величин отношения K_0/Rb . Резко отличается амазонит из Хоронгона. Необходимо отметить, что последний состоит из бледно-голубых и бледно-розовых участков, что исключает возможность правильного определения окраски. Мы производили исследование участков

с преобладающей голубоватой окраской. Для остальных амазонитов отношение K_0/Rb является относительно постоянным, что свидетельствует о существовании зависимости между окраской и содержанием рубидия. Вхождение рубидия в кристаллическую решетку амазонита вместо калия нарушает, очевидно, своим присутствием ту однородность решетки, которая существует в них без него.

Заряды ионов калия и рубидия одинаковы, но радиус иона последнего больше, чем у калия, вследствие чего интенсивность электрического поля ионов рубидия меньше, что создает некоторую неравномерность электростатических сил, связывающих отдельные элементы кристаллической решетки, и находит проявление в виде окраски минерала.

Выводы

1. В результате количественных определений содержания рубидия и интенсивности окраски амазонитов определено отношение K_0/Rb для ряда образцов.

2. Величины отношений K_0/Rb оказались довольно близкими для различных образцов ильменских и мадагаскарского амазонитов, близких по характеру своей окраски.

3. На основании приведенных результатов считаем, что интенсивность окраски амазонитов из Ильменского заповедника находится в зависимости от концентрации в них иона рубидия.

Украинский филиал ин-та редких металлов,
Одесса.

ЛИТЕРАТУРА

- ¹ Лебедев Г., Курс минералогии. Часть описательная, 1907.
- ² Ферсман А. Е., Пегматиты, т. I, 1932.
- ³ Ферсман А. Е., Цвета минералов. Научно-популярная серия АН, 1937.
- ⁴ Goldschmidt V. M., Bauer H. u. Witte H. Nachr. d. Ges. d. Wiss. Göttingen Math.-Phys. Kl., 1934., S. 39.
- ⁵ Vernadsky W. I., Sur la microcline à rubidium. Bull. Soc. Franç. Min., 36, 258, 1913.

N. P. KAPUSTIN. THE DEPENDENCE OF AMAZONITE COLOR ON THE CONTENT OF RUBIDIUM

SUMMARY

1. Eight samples of amazonite from the Ilmen Preserve with different degrees of green color were analyzed chemically for the content of rubidium and investigated by X-ray for the definition of Cesium.

2. Simultaneously the intensity of coloring was evaluated quantitatively. With this purpose there were made the thin sections of the investigated sample; es of amazonite (two plates for every sample).

3. The thin sections were investigated by means of a A. König — F. Martens spectrometer and the coefficients of absorption K_0 were obtained for each sample.

4. By means of rubidium concentration and the coefficient of absorption there were obtained ratios K_0/Rb approaching to each other for every separate sample except the Hiranginsky sample, the thin section of which displayed a heterogeneity of color.

The obtained data enable us to think that the intensity of color of amazonites is associated with the content of rubidium in this mineral.

Г. М. ЕФРЕМОВ

**О ПРИРОДЕ КАЛИНАТРОВОГО ПОЛЕВОГО ШПАТА
В ПАЛЕЗОЙСКИХ ИНТРУЗИЯХ СЕВЕРНОГО КАВКАЗА**

Исследование калинатровых полевых шпатов в интрузиях «северных» гранитов Кавказа показало, что они принадлежат к группе триклинных разностей — микроклину и анортклазу, а не к ортоклазу, как это принималось ранее.

На Северном Кавказе к палеозою относят интрузию так называемых «северных» гранитов, выходы которых расположены севернее полосы распространения более древних докембрийских гранитов, или гранитов Главного хребта.

По составу в группу «северных» гранитов входят довольно разнообразные породы — от типичных гранитов до сиенито-диоритов включительно. К этой же группе пород нередко относят и типичные кварцевые диориты. Первые детальные петрографические описания «северных» гранитов были произведены К. Н. Паффенгольцем, которым был изучен как со стороны геологии, так и со стороны петрографии Малкинский гранитный массив⁽¹⁰⁾, и было установлено, что существенной составной частью северных гранитов наравне с микроклином является и ортоклаз.

Последующие исследования В. Н. Робинсона по р. Лабэ⁽¹⁰⁾, Г. П. Агалина по р. Кубани⁽³⁾, И. В. Попова по Кяфар-Агуру⁽⁹⁾, Н. А. Игнатьева⁽⁶⁾ и др. по Лабэ также обнаружили ортоклаз в сходных же породах и тем самым подтвердили данные К. Н. Паффенгольца и др.

Только единственный исследователь проф. Д. С. Белянкин⁽³⁾, изучая граниты Кубани (Индышский массив), относимые также к группе «северных», в них ортоклаза не обнаружил. Однако геологи Кавказа из этого исследования не сделали необходимых выводов.

Постепенно представление об ортоклазе в «северных» гранитах Кавказа как специфическом признаке этих пород укоренилось настолько, что его стали считать главным, отличающим эти породы от гранитов Кавказа других возрастов⁽⁷⁾. Практические работники этим признаком стали широко пользоваться как критерием, позволяющим в случае неясности возраста отличать граниты палеозоя от гранитов докембрия и гранитов послееюрского времени.

В 1936 г. в связи с изучением металлогении Западной части Кавказа, в которой не последнюю роль играют и «северные» граниты, естественно, было обращено внимание на выяснение состава этих пород.

Первые же исследования образцов из Даховского гранитного массива неожиданно обнаружили отсутствие в них ортоклаза. После этого изучением были охвачены представители почти всех массивов «северных» гранитов северного склона Кавказа, за исключением эшкаконского и тызыльского. Эти исследования показали, что среди так называемых северных гранитов Кавказа можно выделить две ветви пород различного состава и что во всех разновидностях «северных» гранитов ортоклаз не встречается.

Типы палеозойских кислых интрузий

Среди кислых интрузий палеозойского возраста Северного Кавказа можно выделить два типа — карабекский и малкинский.

Эти типы, довольно резко отличаясь один от другого, нередко наблюдаются вместе в одних и тех же районах, будучи, видимо, связаны взаимными переходами. Как на пример, можно указать кубанскую и даховско-шибабинскую интрузии.

В каждом типе наблюдаются как более кислые, так и более основные разновидности, связанные постепенными переходами.

Карабекский тип объединяет довольно большую группу разнообразных по составу пород, связанных между собой макроскопическим и микроскопическим сходством, одинаковым геологическим положением и, видимо, единством времени внедрения.

Наиболее кислые разновидности этой группы представлены гранитами и грано-сиенитами, а наиболее основные — кварцевыми диоритами и даже габбро.

Интересной особенностью этой интрузии является пестрота состава пород в одном и том же интрузивном теле. Так, часто в краевых частях интрузивного массива можно встретить диориты, в центральной же части того же массива — грано-сиениты.

Макроскопически породы карабекского типа имеют серый цвет, часто, при наличии значительного количества розового полевого шпата, — с розовым оттенком. Последний, резко выделяясь на темном фоне роговых обманок и биотита, придает породе нередко пятнистый облик. По крупности зерна встречаются породы как среднезернистые, так и крупнозернистые, причем среди последних наблюдаются разновидности и с порфирированной текстурой. В свежих образцах полевые шпаты имеют чаще всего розовую окраску.

Роговая обманка черная; биотит также весьма темноокрашенный. В связи с тем, что некоторые массивы этих пород расположены вблизи или даже в непосредственном соприкосновении с крупными тектоническими нарушениями, в них наблюдаются резко выраженные следы влияния динамо-метаморфизма в виде явного раздробления, а нередко даже и сланцеватости пород.

Массивы, расположенные вдали от тектонических зон, динамометаморфизованы в значительно меньшей степени.

Под микроскопом породы карабекского типа имеют гипидиоморфно-зернистую структуру и состоят из полевых шпатов, роговой обманки, биотита, кварца и аксессуарных — апатита, циркона, сфена и магнетита.

Соотношение минералов не постоянно и колеблется в зависимости от характера породы: в более кислых больше кварца, калинатрового полевого шпата и биотита, в то время как более основные породы нередко являются бескварцевыми и содержат калинатровый полевой шпат в незначительном количестве.

Плагиоклаз обычно отличается ясно выраженным идиоморфизмом и обладает правильной формой зерен. Он принадлежит к ряду андезин-олигоклаза и в отличие от калинатрового полевого

шпата, почти всегда свежего, в большинстве массивов бывает столь сильно изменен, что подчас с трудом поддается определению.

Роговая обманка имеет довольно темную окраску и плеохроирует в цветах: по Ng — темнозеленая, по Nm — темнозеленая с буроватым оттенком, по Np — светложелтовато-зеленая. Угол оптических осей ее колеблется в пределах от $2V = -60^\circ$ до $2V = -64^\circ$. Двупреломление Ng — Np 0.020—0.022. Угол погасания CNg = $18-20^\circ$. Довольно часто в центре зерен роговой обманки имеются остатки пироксена, замещению которого она и обязана своим появлением.

Биотит имеет буровато-зеленую окраску и очень часто замещается хлоритом.

Кварц — в виде неправильных ксеноморфных зерен всегда с ясно заметным волнистым погасанием.

Сфен часто имеет форму правильных ромбических сечений.

Каликатровый полевой шпат в большинстве пород этого типа наблюдается в виде неправильных ксеноморфных зерен, нередко как бы облекающих более правильные лейсты плагиоклаза, и только в порфиридных разностях наблюдаются более или менее идиоморфные крупные кристаллы этого минерала. Иногда картина взаимоотношений между плагиоклазом и микроклином такова, что позволяет предполагать наличие замещения ранее выделившегося плагиоклаза более поздним каликатровым полевым шпатом.

Ясно выраженная двойниковая решетка наблюдается очень редко; редки и простые двойники, встречающиеся только в более крупных зернах. Более обычны волнисто-погасающие или же волокнистые зерна каликатрового полевого шпата, в которых изредка наблюдается плохо выраженная двойниковая решетка, распределенная пятнами. Наряду с этим можно встретить и зерна, не несущие даже следов двойникования, с ясно выраженной спайностью, совершенно равномерно погасающие. Во всех случаях каликатровый полевой шпат ясно перититизирован.

Многочисленные измерения, преимущественно зерен, лишенных следов двойниковой решетки, показали, что как решетчатые, так и нерешетчатые зерна его принадлежат триклинной разности каликатрового полевого шпата, причем координаты главных направлений спайности обычно близки к таковым же микроклина (см. табл.). Вместе с тем в некоторых случаях наблюдаются и значительные отклонения от средних величин для координат микроклина, однако, и в этом случае триклинный характер минерала выражен вполне отчетливо.

Угол оптических осей его непостоянен и колеблется в пределах от 50 до -86° , приближаясь в некоторых случаях к углу, характерному для анортоклаза, в иных случаях — к углу, характерному для микроклина.

Таким образом наличие ясно выраженной анортоклазии каликатрового полевого шпата, подмеченное проф. Д. С. Белянкиным для гранитов Индыша, оказывается весьма распространенным явлением для всех «северных» гранитов.

Сила двойного лучепреломления каликатрового полевого шпата, равная Ng — Np = 0.006 — 0.0066, не выходит за пределы величин, обычных для микроклина. Таким образом каликатровый полевой шпат пород карабекского типа может быть отнесен к группе триклинных полевых шпатов и является в одних случаях типичным микроклином, приближаясь в других к анортоклазу.

Интересно отметить, что, несмотря на довольно большое количество измерений каликатровых полевых шпатов, произведенных нами, ни в одном случае не наблюдалась ориентировка, близкая к моноклинному минералу, каковым при измерениях на федоров-

ском столике является обычно ортоклаз, так часто упоминавшийся как существенная составная часть этих пород.

Если обратиться к отдельным массивам, то мы видим, что при достаточно ясно выраженном тождестве пород, их слагающих, калинатровый полевой шпат их не тождествен. Так, в массиве Ятыргварта мы встречаем только анортоклаз, в массиве же Ахцархва в различных его участках преобладает микроклин, то анортоклаз. Замечается, что в более крупных массивах анортоклаз встречается реже, в массивах же небольшой величины он встречается чаще.

Породы карабекского типа слагают целиком массивы хребтов: Мастакан, Ахцархва, Ятыргварта и Зақан, района г. Карабек, района верховьев р. Уруп и вместе с породами малкинского типа встречаются в кубанской (Аман-кол) и даховской интрузии.

Малкинский тип пород из числа разновидностей северных гранитов изучен наиболее полно. Ему посвящена специальная работа К. Н. Паффенгольца (*), детально описавшего малкинскую интрузию. Много сведений о гранитах этого типа имеется также и в Трудах северо-кавказской пегрографической экспедиции Академии Наук СССР 1935 г., посвященной гранитам большелабинской интрузии. Породы других районов, относящиеся к тому же типу, имеют более или менее ясно выраженное сходство с породами малкинской или большелабинской интрузии. Это и избавляет нас от необходимости давать подробное описание этих пород, отсылая всех интересующихся к указанным выше работам.

Остановимся на отличительных признаках пород малкинского типа от пород карабекского типа и на характеристике их калинатрового полевого шпата. Среди пород малкинского типа встречаются различия как более кислые, гранитового типа, так и более основные, по своему составу приближающиеся к диоритам. Вместе с тем встречаются породы, как содержащие калинатровый шпат, так и лишенные его.

Однако в отличие от пород карабекского типа здесь плагиоклаз, даже в породах, лишенных кварца и калинатрового полевого шпата, никогда не бывает более основным, чем олигоклаз, а в гранитах этого типа мы нередко встречаем и альбит, чего никогда не наблюдается в породах карабекского типа. Кроме того, породы малкинского типа не содержат амфибола.

Калинатровый полевой шпат кислых разновидностей этих пород, которые по химическому и минералогическому составу являются уже типичными гранитами, наблюдается в виде ксеноморфных зерен, нередко замещающих зерна плагиоклаза. Двойниковая решетка выражена более ясно и наблюдается гораздо чаще, чем в породах карабекского типа. Она особенно отчетлива в калинатровых полевых шпатах аплитовых разновидностей гранитов, в которых нерешетчатые зерна почти не встречаются.

В обычных же гранитах зерна, совершенно лишенные двойниковой решетки, встречаются так же часто, как и решетчатые. Простые двойники исключительно редки. Как в решетчатых, так и в нерешетчатых зернах калинатровых полевых шпатов наблюдается ясно выраженная пертитизация. Измерение нерешетчатых и пятнистых разновидностей показало, что они, как и решетчатые, принадлежат триклинному минералу. Координаты спайности обычно более близки к микроклиновым, чем к анортоклазовым. Однако, хотя и очень редко, но все же встречаются координаты, близкие к таковым же анортоклаза.

То же явление наблюдается и в углах оптических осей, которые колеблются в пределах от $2V = -67^\circ$ до $2V = -88^\circ$, причем преобладают углы больше 80° . Таким образом здесь по сравнению с

породами карабекского типа анортоклазия полевого шпата выражена менее ясно. Это позволяет калинатровый полевой шпат считать обычным микроклином со слабовыраженной тенденцией к анортоклазии.

Ортоклаза, как и в породах карабекского типа, здесь не встречено. Таким образом и данный тип пород является микроклиновым, а отнюдь не ортоклаз-микроклиновым, как это считалось ранее.

Изучение некоторых разностей пород малкинского типа, бедных калинатровым полевым шпатом, показало, что последний в них значительно ближе к анортоклазу, чем в кислых породах. Так, в массиве р. Андрюк (приток р. Б. Лабы) угол оптических осей калинатрового полевого шпата $2V = -66^\circ$.

Граниты малкинского типа и их более основные разности, слагающие массивы малкинский и больше-лабинский, встречаются в верховьях р. Кубани (Даут), в верховьях р. Теберды и в даховско-шибабинской интрузии.

Заключение

Изложенное выше показывает, что все разновидности так называемых северных гранитов Кавказа не содержат ортоклаза не только в виде существенной составной части, но даже и в виде редкой примеси.

Калинатровый полевой шпат этих пород является микроклином с более или менее ясно выраженными признаками анортоклазии, редко анортоклазом. Нужно отметить, что в разных породах, а видимо, даже в различных частях одного и того же массива, эта тенденция к анортоклазии выражена не в одинаковой степени, что находит объяснение в неоднородном составе интрузивов, связанном с ярко выраженной дифференциацией в пределах отдельных интрузивов, а также и в возможном влиянии условий кристаллизации, так как массивы северных гранитов обладают относительно небольшими размерами и остывание их происходило, видимо, неравномерно.

Указание прежних исследователей на наличие ортоклаза объясняется, видимо, тем, что без применения точных методов перешетчатый микроклин легко можно было принять за ортоклаз.

Правильность этого объяснения подтверждается тем, что из лиц, занимавшихся северными гранитами, никто, кроме проф. Д. С. Белянкина, не приводит результатов измерения калинатровых полевых шпатов.

Таким образом критерий, которым пользовались для отличия гранитов палеозоя от гранитов докембрия, был основан на ошибочных представлениях, а поэтому возникает вполне естественный вопрос о пересмотре возраста многих гранитов Главного хребта, отнесенных к докембрию. Интересно посмотреть теперь, в свете новых данных, какие же признаки позволяют отличать граниты докембрия от гранитов палеозоя.

Серые граниты малкинского типа неотличимы по петрографическому составу от серых олигоклазовых гранитов Главного хребта, в которых так же часто встречается перешетчатый микроклин с углом $2V$, близким к 70° (Г. М. Ефремов⁽⁵⁾, Д. С. Белянкин⁽³⁾).

Неотличимы эти граниты и по степени влияния динамо-метаморфизма.

Розовые и красные граниты малкинского типа также уверенно не могут быть отличены от гранитов Главного хребта, окрашенных в те же цвета. Правда, в отношении этих пород возникают некоторые возможности в связи с тем, что в красных гранитах палеозоя чаще встречается олигоглаз, в гранитах же Главного хребта плагио-

Таблица замеренных констант каликатровых полевых шпатов палеозойских кислых интрузий Северного Кавказа

№ п/п.	№ образца	Место взятия образца	Координаты полюса спайности			Угол оптич. осей в градусах 2V	Название минерала	Название породы	
			символ спайн. или оси	в градусах					
				Ng	Nm				Np
1	35	Даховский массив	(001)	78	13	83	-67	Микроклин-анортоклаз	Сиенито-диорит
2	35	»	(001)	85	6	85	-58	Анортоклаз	»
3	35	»	(001)	83	14	78	-74	Микроклин	»
4	29	»	(100)	80	74	20	-82	»	»
5	29	»	(100)	68	77	25	-68	Микроклин-анортоклаз	»
6	21	»	(111)	73	54	42	—	»	»
7	29	»	(100)	72	72	24	-82	Микроклин	»
8	11	»	(100)	74	77	21	-82	»	»
9	11	»	(001)	75	18	78	-88	»	»
10	33	»	(100)	72	72	27	-88	»	»
11	40	»	(001)	79	11	84	-88	»	»
12	40	»	(001)	80	11	84	-84	»	Розовый гранит
13	40	»	(001)	80	13	82	—	»	»
14	40	»	(100)	71	72	26	-88	»	»
15	253	»	(001)	78	12	80	-88	»	»
16	253	»	(1 502)	70	81	22	-88	»	»
17	253	»	(100)	70	73	24	—	»	»
18	253	»	(001)	78	13	80	—	»	»
19	253	»	(1 502)	72	84	20	—	»	»
20	253	»	(100)	73	71	23	-82	»	»
21	253	»	(001)	78	14	80	-82	»	»
22	253	Матакан и Ахцархва	(201)	82	69	23	-68	Микроклин-анортоклаз	Сиенито-диорит
23	253	»	(1 502)	75	80	19	—	»	»
24	253	»	(001)	85	11	82	-76	Микроклин	»
25	253	»	(100)	72	73	25	—	»	»
26	253	»	(001)	77	15	80	-80	»	»
27	253	»	(001)	77	16	80	—	»	»
28	65	»	(010)	21	85	70	-86	»	»

№ п/п.	№ образца	Место взятия образца	Координаты полюса спайности			Угол оптич. осей в градусах 2V	Название минерала	Название породы	
			символ спайн. или оси	в градусах					
				Ng	Nm				Np
29	65	Матакан и Ахцархва	(001)	83	12	80	-86	Микроклин	Сиенито-диорит
30	65	» »	(100)	74	72	25	—	»	
31	65	» »	(100)	76	71	24	—	»	
32	65	» »	(010)	18	85	73	—	»	
33	65	» »	(110)	78	72	22	—	»	
34	21	» »	(1502)	77	82	15	-84	»	
35	21	» »	(100)	72	76	23	—	»	
36	21	» »	(100)	72	77	21	—	»	
37	1	» »	(001)	82	11	83	-80	»	Серый гранит
38	2	Малка и Мушт	(111)	67	39	64	—	»	
39	3	» »	(001)	82	16	76	-88	»	Серый, розовый гранит Гранит красный
40	3	» »	(001)	85	18	84	-67	Анортоклаз-микроклин	
41	3	» »	(100)	72	77	22	-72	Микроклин	
42	8	» »	(010)	14	83	78	-82	»	Розовый гранит
43	8	» »	(001)	85	10	82	-70	Микроклин-анортоклаз	
44	8	» »	(001)	78	13	84	-80	Микроклин	Серый гранит
45	1	» »	(1502)	71	82	21	—	»	
46	1	» »	(010)	19	83	73	—	»	
47	1	» »	(110)	76	75	21	—	»	
48	5	» »	(1502)	71	81	22	-80	»	Аплит-гранит
49	5	» »	(001)	82	12	83	-88	»	
50	5	» »	(001)	84	9	83	-82	»	
51	5	» »	(100)	72	77	22	-74	»	
52	5	» »	(001)	81	10	84	-83	»	
53	5	» »	(001)	80	12	83	-79	»	
54	5	» »	(021)	52	44	72	—	»	
55	21	Сахрай	(001)	85	12	79	-80	Гранит	Гранит розовый
56	21	»	(001)	78	14	84	-84	»	

клас представлен, видимо, только альбитом. Вопрос этот требует дальнейшей проработки.

Грано-сиениты и сиенито-диориты палеозоя как по структуре, так и по составу настолько резко отличаются от всех разновидностей гранитоидов Главного хребта, что их отличие не встречает затруднений.

Однако диоритовые породы палеозоя от роговообманковых диоритов Главного хребта можно отличить с большим трудом.

Новочеркасск. Индустриальный институт.

ЛИТЕРАТУРА

- ¹ Ага́лин Г. П., Краткий геологический очерк Центральной части Большого Карачая. Изв. Геол. ком., 1929.
- ² Белянкин Д. С., К исследованию кавказских гранитов. Изв. Петр. пол. ин-та, 1918.
- ³ Белянкин Д. С., Опыт петрографической характеристики Безингии и Балкарии в Центральном Кавказе. Сборн. раб., посв. Ф. Ю. Левинсону-Лессингу, 1915.
- ⁴ Герасимов А. П., Геологическое строение Северного Кавказа. Природные богатства Северо-Кавказского края, Пятигорск, 1935.
- ⁵ Ефремов Г. М., Краткий геолого-петрографический очерк и металлогения Восточной Балкарии. Тр. Аз.-Чер. геол. треста, 1937.
- ⁶ Игнатьев Н. А., Геолого-петрографический очерк района р. Малой Лабы и ее притоков. Тр. С. К. эксп. А. Н., 1936.
- ⁷ Кузнецов Е. А. и Лучицкий В. И., Петрографические провинции СССР. ОНТИ, 1936.
- ⁸ Паффенгольц К. Н., Граниты Малки и Мушта. Изв. Геол. ком., № 10, 1924.
- ⁹ Попов И. В., Геологическое исследование верховьев р. Б. Зеленчука на Северном Кавказе в 1925 г. Тр. Куб.-Черн. н.-и. ин-та, 46, 1926.
- ¹⁰ Робинсон В. П., Геологический обзор области триаса и палеозоя бассейнов рр. Лабы и Белой на Северном Кавказе. Тр. Всесоюзн. геол.-разв. объедин., 1932.

G. M. EFREMOV. ON THE NATURE OF POTASSIUM-SODIUM FELDSPAR IN THE PALAEOZOIC INTRUSIONS OF THE NORTH CAUCASUS

SUMMARY

In the North Caucasus the Palaeozoic consists of a group of rocks, which are usually classed under the common term «the north granites».

Due to the petrographic study of these rocks carried out by different investigators at different times, there was created an impression, that these rocks were essentially the orthoclase ones, contrary to the Pre-Cambrian granites, in which the potassium-sodium feldspar was represented by microcline.

This representation was implanted so much, that the presence or absence of orthoclase served as a criterion of the rock age, when the latter was questionable.

The authors investigations of the samples taken almost from all the known bodies of the «north granites» show these representations to be erroneous. It turned out, that the potassium-sodium feldspar of the rocks, grouped as the «north granites» is always represented by a triclinic modification. The table of measurements on the Fedoroff's stage shows this quite evidently. It is interesting, that in some cases feldspar by the angle of optical axes approaches anorthoclase and in separate intrusive bodies (Yatyrgvarta) it is represented only by this mineral.

The error of the former investigators is explained by the fact that, not applying in their investigations any accurate methods, they mistook the «unlatticed» microcline, widespread in these rocks, for orthoclase.

In this case we meet with an error similar to that, admitted by many investigators relatively to the granites of the main Caucasian range.

Since the presence or absence of orthoclase now cannot be considered as a criterion of age, there emerges in this connection a necessity to revise the age of some granites of the main Caucasian range as well as the conceptions of the metallogenesis of separate regions.

И. С. ВОЛЫНСКИЙ

СИСТЕМА ТАБЛИЦ-РЕШЕТОК ДЛЯ ОПРЕДЕЛЕНИЯ РУДНЫХ МИНЕРАЛОВ В ПОЛИРОВАННЫХ ШЛИФАХ

В работе дается критика метода диагностического травления при определении рудных минералов в полированных шлифах и системы определителей, основанных на этом несовершенном методе. Одновременно предлагается: роль руководящего диагностического признака придать отражательной способности; полнее, чем это до сих пор имело место, использовать прочие физические диагностические свойства минералов: в качестве диагностических признаков использовать не только наличие; но и отсутствие некоторых химических элементов в составе минерала; диагностическому травлению отвести второстепенное, вспомогательное значение.

Для возможности одновременного учета любого большого числа диагностических признаков рекомендуется, при составлении определителя, использовать принцип системы таблиц-решеток. В статье приводится перечень восьмидесяти таблиц-решеток нового определителя рудных минералов, составленного автором; описывается и иллюстрируется примером техника пользования определителем.

Определение рудных минералов в полированных шлифах под микроскопом представляет до сих пор много затруднений, препятствующих широкому внедрению методов рудной микроскопии в исследовательскую и производственную практику. Причины этих затруднений двух родов. Во-первых, распространенные руководства по определению рудных минералов недостаточно полно освещают методы и технику исследования; во-вторых, определительные таблицы этих руководств далеко не используют всех диагностических признаков рудных минералов в полированных шлифах и не позволяют производить одновременного учета большого числа диагностических свойств.

Существующие определители рудных минералов в полированных шлифах базируются, главным образом, на диагностическом травлении минерала шестью реактивами (HNO_3 , HCl , KCN , FeCl_3 , KOH , HgCl_2) стандартной концентрации. Из физических признаков в основе большинства этих определителей используется лишь твердость, а некоторыми — и отношение минерала к поляризованному свету.

Метод диагностического травления трудоемок, несовершенен и капризен. Общеизвестные недостатки этого метода обусловлены самой сущностью его (непостоянство состава минерала, анизотропность его свойств) и увеличиваются многими внешними факторами (уклонения от стандарта концентрации реактивов, загрязнения реактивов и полированной поверхности минерала, характер полировки шлифа и т. п.). Непостоянство значительного числа минералов по отношению к реактивам диагностического травления вынуждает составителей определителей учитывать всевозможные положения этих минералов в определительных схемах. Разными авторами, кроме того, приводятся на этот счет расходящиеся между собою данные, что наглядно свидетель-

ствует о совершенстве метода диагностического травления, лежащего в основе определения рудных минералов в полированных шлифах.

Возможность быстрого и точного определения ряда физических свойств минералов в полированных шлифах позволяет рекомендовать физические методы в качестве основы диагностики. Метод качественных химических испытаний совершенствуется и сохраняет свое значение; вместе с тем несовершенный метод диагностического травления должен быть отнесен на второй план.

Обилие приемов исследования, принятых в рудной микроскопии, вызвано тем обстоятельством, что в отношении ряда свойств существуют большие группы рудных минералов, близко похожих между собою. Очевидно, для распознавания в пределах этих групп отдельных минеральных видов необходимо всестороннее изучение прочих свойств этих минералов. Для рациональной постановки процесса определения минерала необходима, кроме того, предварительная полная классификация минералов по общим для них диагностическим свойствам, а также такая форма определителя, которая допускала бы одновременный учет любого числа диагностических признаков.

Для составления определителя рудных минералов, удовлетворяющего поставленным выше условиям, мною использован принцип системы таблиц-решеток. Принцип этот, принятый в статистическом учете, в применении к определителю минералов (по внешним признакам) впервые использован Греем⁽⁸⁾ и позже американцем Доннэ^(7, 7 bis). При составлении описываемого здесь определителя система таблиц-решеток мною усовершенствована и приспособлена для типографского способа размножения.

Основой предлагаемого мною определителя является таблица (фиг. 1) стандартного размера 15×21 см. Таблица заключает в себе 210 названий рудных минералов, расположенных горизонтальными рядами в последовательности, которая будет объяснена ниже. В заголовке таблицы приведен перечень свойств рудных минералов в полированных шлифах. Около названий каждого из свойств оставлены свободные промежутки (рамки), предназначенные для обозначения той или другой категории свойства, т. е. диагностического признака.

В комплекте определителя таких таблиц около восьмидесяти, причем каждая из них предназначена для определенного диагностического признака. Наименование этого заглавного для таблицы диагностического признака помещается в рамке соответствующего свойства, а рамки всех прочих свойств в таблице вырезаются (фиг. 2). Одновременно вырезаются (пробиваются пуансоном) круглые отверстия ($d = 3$ мм) в определенном месте около названий тех минералов, которые обладают заглавным для данной таблицы диагностическим признаком. Может случиться, что в отношении заглавного свойства некоторые минералы не изучены. В таком случае около названий этих минералов пробивается отверстие меньшего диаметра ($d = 1$ мм). Заготовленные таким образом таблицы-решетки являются своеобразной формой классификации минералов по всевозможным диагностическим признакам. Классификация эта осуществлена мною полностью для большого числа диагностических признаков, в соответствии с приводимым ниже перечнем таблиц-решеток комплекта определителя.

I: По кристаллооптическим свойствам выделены 8 групп минералов:

- 1)¹ Изотропные
- 2) Анизотропные (без различия силы эффекта анизотропии)
- 3) Сильно анизотропные
- 4) Слабо анизотропные

¹ Порядковый номер таблицы-решетки.

- 5) Анизотропные двуотражающие (без различия степени двуотражения)
- 6) » сильно двуотражающие
- 7) » слабо двуотражающие
- 8) » недвуотражающие

II. По цвету в полированном шлифе — 5 групп минералов:

- 9) Бесцветные (белые и серые)
- 10) Цветные (без различия цветного оттенка)
- 11) » желтого тона
- 12) » розового »
- 13) » голубого »

III. По внутренним рефлексам — 7 групп минералов:

- 14) Внутренние рефлексы есть (независимо от цвета и степени проявления)
 - а) По степени проявления, независимо от цвета:
- 15) отчетливо различимые в воздухе (без иммерсии)
- 16) различимые лишь с иммерсией или в порошке
 - б) По цвету, независимо от степени проявления:
- 17) белого, желтого, коричневого и оранжевого цветов
- 18) разных оттенков красного цвета
- 19) зеленого, синего и фиолетового цветов
- 20) без внутренних рефлексов

IV. По твердости — 8 групп минералов:

- а) Царапанием иглой:
- 21) мягкие (царапаются стальной иглой),
- 22) твердые (не царапаются стальной иглой)
- б) По относительному рельефу, согласно данным Талмейджа (¹¹)
- 23) группы твердости А и В
- 24) » » В и С
- 25) » » С и D
- 26) » » D и E
- 27) » » E и F
- 28) » » F и G

V. По форме сечений зерен в шлифе — 3 группы минералов:

- 29) удлиненные формы сечений зерен (призматические, игольчатые, чешуйчатые)
- 30) изометричные формы сечений зерен
- 31) коллоидная структура выделений

VI. По спайности — 1 группа минералов:

- 32) обладающие следами спайности в шлифе

VII. По магнитности — 1 группа минералов:

- 33) магнитный порошок минерала

VIII. По электропроводности — 7 групп минералов, согласно данным Харвея (⁹):

- 34) с сопротивлением от 10^{-5} до 10^{-2} ома
- 35) » » 10^{-3} » 1 »
- 36) » » 10^{-1} » 10^2 »
- 37) » » 10 » 10^4 »
- 38) » » 10^3 » 10^6 »
- 39) » » 10^5 » 10^7 »
- 40) непроводники (сопротивление больше 10^7 ома)

IX. По химическому составу — 27 групп минералов:

- 41—58) восемнадцать групп минералов, содержащих один из химических элементов: Cu, Zn, Pb, Fe, As, Sb, S, Ni, Co, W, Hg, Bi, Se, Mn, Ag, Au, Sn, Te
59—67) девять групп минералов, не содержащих одного из химических элементов: Cu, Pb, Fe, As, Sb, S, Ni, Co, Bi

X. По действию реактивов диагностического травления — 14 групп минералов:

- 68) HNO_3 действует (независимо от того со вскипанием или без вскипания)
69) HNO_3 вскипает
70) HNO_3 действует без вскипания
71) HNO_3 не действует
72—81) десять групп по положительному и отрицательному действию каждого из пяти следующих стандартных реактивов: HCl , KCN , FeCl_3 , KOH , HgCl_2 .

Диагностические признаки, использованные при составлении таблиц-решеток, представляют почти весь комплекс наших сведений о характере свойств рудных минералов в полированных шлифах. В число этих свойств не включен пока ряд оптических констант минералов в отраженном свете, определение и классификация которых еще только начаты. Принятая мною форма определителя позволит, однако, дополнить его в будущем таблицами-решетками, классифицирующими круг минералов определителя как в отношении этих оптических констант, так и в отношении других возможных диагностических признаков.

Техника пользования определителем чрезвычайно проста. По мере хода определения из комплекта определителя выбираются таблицы-решетки устанавливаемых в минерале диагностических признаков. Таблицы эти накладываются одна на другую в любой последовательности (фиг. 3). Отверстия около названий минералов, остающиеся сквозными (совпадающие между собою) для пачки всех отобранных таблиц, указывают на группу минералов, обладающих совокупностью установленных наблюдением диагностических признаков определяемого минерала. Отверстия меньшего диаметра около названий минералов указывают, как отмечалось выше, на неизученность минерала в отношении заглавного для таблицы свойства. Наличие этих отверстий в пачке таблиц способствует тому, что минерал не исключается в процессе определения из числа возможных.

В заголовке пачки таблиц механически фиксируются названия ряда установленных диагностических признаков; сквозные незаполненные отверстия здесь указывают на неиспользованные еще возможности определения. Последнее продолжается до тех пор, пока не получится однозначного ответа или указания на небольшую группу минералов, обладающих (в пределах возможностей методов диагностики) общими свойствами.

Таблицы-решетки помещаются в специальной папке (классификаторе) в такой же последовательности, как и диагностические свойства минералов в заголовке каждой таблицы. Такой порядок размещения таблиц облегчает работу с определителем.

В случае, если все возможности перечисленных выше методов диагностики исчерпаны, но однозначного ответа не получено, для уточнения ответа прибегают к данным текста самой таблицы. Текстовая часть таблицы сама по себе обладает значительными определяющими возможностями, использование которых, во-первых, облегчает определение и сокращает время его; а во-вторых, служит для постоянного контроля определения.

Названия минералов в таблице определителя (фиг. 1, 2, 3) расположены горизонтальными рядами в порядке убывающих значений отражательной способности. Значения последней, выраженные в процентах, находятся около названий минералов. Таким образом список

210 названий рудных минералов, участвующих в определителе, начинается самородными металлами (обладающими наибольшим блеском), включает затем простые сульфиды и сульфосоли и заканчивается окислами и наиболее распространенными вторичными рудными минералами (обладающими наименьшими значениями отражательной способности)¹. Минералы непрозрачные, для которых значения отражательной способности еще не измерены и не могут быть вычислены, помещены в таблице в соответствии с общим принципом, но на основании визуальной (сравнительной с известными) оценки их отражательной способности. Около названий минералов, обладающих очень сильным двуотражением (как например, молибденит), оба крайних значения отражательной способности проставлены через тире (—). Точкой с запятой (;) отделены крайние значения отражательной способности минералов непостоянного состава (псиломелан-вад, халькозин), обладающих широким пределом колебаний этой оптической константы.

Для каждого минерала в таблице приведена, кроме того, буквенная характеристика его твердости по Талмейджу: от А — самых мягких до G — самых твердых. Минералам, твердость которых методом Талмейджа не измерена, дана все же приблизительная оценка твердости по этой шкале. Приблизительные данные о твердости минералов, приведенные в скобках, получены либо путем сравнения рельефа этих минералов в полированном шлифе (методом «светлой линии») с рельефом минералов, имеющих точную оценку твердости по Талмейджу, либо путем условного перевода группы твердости их со шкалы Мооса на шкалу Талмейджа.

Наконец, для удобства пользования определителем, при сравнительной оценке в шлифе отражательной способности и твердости определяемого минерала с известными, названия более распространенных минералов выделены в тексте жирным шрифтом. Сравнительная оценка отражательной способности минерала позволяет выделять в таблице узкий предел для его определения. Оценка твердости по Талмейджу (но простым оптическим методом) еще больше суживает круг возможных ответов. Отражательная способность и твердость (по отношению к сошлифовыванию) являются, таким образом, наиболее надежными из легко доступных наблюдению диагностических признаков. К оценке их поэтому необходимо прибегать возможно чаще, так как данные этой оценки способствуют рациональному направлению хода определения в каждом отдельном случае. Очень часто (при большом разнообразии в шлифе сростков определяемого минерала с известными) этих руководящих данных оказывается достаточно для того, чтобы быстро подойти к уверенному определению минерала.

Предлагаемый определитель рудных минералов помимо комплекта таблиц-решеток включает в себя общую сводную таблицу в текстовой форме. Минералы в последней, для удобства пользования ею, перечислены в той же последовательности, что и в каждой из таблиц-решеток. В сводной таблице перечислены по общей схеме все диагностические признаки минералов, положенные в основу таблиц-решеток. Здесь же приведены некоторые индивидуальные особенности минералов, как-то: химическая формула, характеристика цвета цветных минералов и оттенка бесцветных; характеристика цвета внутренних рефлексов; некоторые парагенетические данные; характеристика эф-

¹ Вычисления отражательной способности (R) ряда прозрачных рудных минералов произведены мною по формуле Френеля: $R = \left(\frac{n-1}{n+1}\right)^2$. Для минералов очень сильно двупреломляющих вычислены при этом оба крайних значения R, т. е. R_g и R_p.

ОПРЕДЕЛИТЕЛЬ РУДНЫХ МИНЕРАЛОВ В ПОЛИРОВАННЫХ ШЛИФАХ

КРИСТАЛЛО-ОПТ

ЦВЕТ

ВКУС РЕФЛ

ТВЕРДОСТЬ

ФОРМА ВЫДЕЛ

СПАЙНОСТЬ

МАГНИТНОСТЬ

ЭЛ ПРОВОДИМОСТЬ

ДЕЙСТВИЕ РЕАКТИВОВ:

HNO3 ○ HCl ○ KCN ○ FeCl3 ○ KOH ○ H2Cl2 ○

ХИМ СОСТАВ

СЕРЕБРО 95 В	МЕДЬ 82 В	ЗОЛОТО 82 В	ЭЛЕКТРИЧ (В)	ПЛАТИНА 70 (С-Е)	ПАПАДИН 69 (С-Д)	ОСМ ИЛИ ДИИ 68 (С)	ВАНИЙТ 68 А+	МЕЛОНИТ В	СУРЬМА 68 В	ЦИСКОЗИТ 65 С-	ТЕ ПЛУР 63 В±	ЖЕЛЕЗО 63 (Е-Д)	АРСЕНАТ ГЕНТИТ В	МЫШЬЯН 61 С
СМУТЕРЬ ДИТ 60 F	АПТИТ 60 В-	МАУКЕРИТ 59 Е	ДОМЕЙНИТ С-	СПЬГОД НИТ С-	ВИТНИИТ С-	ГОРСОФОР ДИТ (С)	САФФОР ДИТ 57 Е	ВАНИЛЬ СВЕДЛИТ 57 Е	ГЛАУКОЗИТ F+	АРСЕНИИТ ДИТ 57 F±	ПЕЛЛИНИТ 56 F	ПЕЙНОЛИТ F	АРСЕНОФЕ ДИТ F	КРОАНИТ Е-
СМАЛЬТИН Е+	СИЛЬВАНИТ 58 С-	КАПОВЕРИТ 56 С	СПЕРДИЛИТ 56 F-	ПИРИТ 55	МИПЕДИТ 52 Е	МАРКАЗИТ 51 (Е-)	НОБИЛЬТИН 51 G-	ИДЕННЕДИТ С	ПЕНТАНИТ 50 Д-	НИККЕЛИН 43-49 Е	ГЕРСОФ ФИТ 49 F	КОРИНИТ Е+	АПЕССИТ F	ИПАУТО ДИТ 49 А-
ТЕТРАДИМИТ 48 В-	ВИСЧИТИН 48 В-	ГУАНОХА ДИТ В-	УЛЬМИНИТ 48 Е	ВИЛЬМИНИТ 46 Е+	ПИКИНИТ 46 Е+	ЗИСНИТ Е-	КАРРОЛИТ Е-	ПОПИДИНИТ Е-	МАТИЦИТИТ С+	ШАПОХИТ В	ВРЕЙТГАУ ДИТ 34-44 Е	ПИПИЦИНИТ (В)	АСИМИН ДИТ В	НОЗЯНИТ С
ГАЛЕНИТ 43 В	АЦЦЕБАШИТ С	АЖИНИТ 43 С	ГАЛЕНОБИС МУТИТ В	АПРОНИТ 43 С	ШИРМЕРИТ (С)	ОЮФЕРИТ 3ИТ С-	СТЫНИТ 30-43 В+	ГЕССИТ 42 А-	НАУАГИТ 42 В-	ХИЛЬМОНИ ДИТ 41 С-	ВОЛЬФОВЕР ДИТ 41 С-	НОПОРОДО ИТ С-	АЕТИЦИТ А-	ГАУХСНОР ДИТ 40 Е
НИОБИТ 40 С	ТЕОПИТ 40 Д-	НИЛЬДИТ 40 С-	ПАУРИТ 40 (С)	МИЛЕДИТ 40 (Е)	МЕЛЕГИНИТ 40 С	ОВИТИТ С	БЕГЕРДИТ 39 С	СЕМСЕНИТ 39 С-	БЕТОБЕРИТ 27-38 Д-	ОЖЕНСО ДИТ 38 В-	КОРРАНИТ 38 С	КАПРОТО ДИТ 34-38 С-	ЭМПЕНИТ С	НОБЕЛИТ 37 (А-)
ФОРАНИТ 37 В	ВИПАНИТ ДИТ 37 В-	ФОРСЛЕБ ДИТ 37 В	ЦИКНИТИТ 37 С	ШТЕРБЕР ДИТ В	ТОРИЛИТ Д	ПИРОТИН 37 Д-	БРАВОИТ Е	ВИОПАНИТ С	ПИБИНИТ ДИТ 36 С	ПЕНГИНО ДИТ В-	ГЕОМОДО ДИТ 36 В	ЯПАНИТ (А-В)	АГРЕНИТ 36 А	АГВИПАНИТ В
ПАУМАНИТ 35 В	БАУНИТ ДИТ С	САРОДИТ (С)	МОЛЬБЕ ДИТ 15-35 В±	ТУНГСТЕ ДИТ А	ЭПИГРАНИТ С	ГИТЕРМА ДИТ С	АРРАВИОИТ С	ВИТИХЕ ДИТ 34 С	ПОПИНИТ 33 С	ПИРОПОЗИТ (Д-Е)	ВУРОНИТ 33 С-	БЕРИДИТ С	НИАДИТИТ 32 В	ПАГАНИТИТ 32 С
ВИСЧИТОПА ГОНИТ В	САМСОНИТ 32 (В)	ЭМАНИТ 32 В-	ПИРАРОНИТ ДИТ 32 С-	ПАУТИТ 31 (В)	ОВИХИТ В-	АНДОНИТ 31 С	ВРОМБИЯ ДИТ С	ФОРСБЕР ДИТ Д	АУДИНИТ ДИТ 28-31 В-	ИНОМАНИТ 18-30 С	СТИНОТИ ДИТ 30 (С-Д)	АСИМИН ДИТ 20-30 С	ТИМАНИТ 29 В	НИНОВАРИТ 29 В±
МЕТАЦИН БАРИТ В	ПОПИНИТ 29 С-	ПАСИТ С-	ТЕМАНИТ 29 Д	ТЕТРАДО ДИТ 29 Д	ИРИСИТ (В)	БИНИТ (Д-)	НОРАНИТ 29 В	ХАЛЬМО ЭНИТ 22, 29 В	МУРИТ 29 Д-	АБАНИТ С	БЕРЦЕЛМА ДИТ 28 В	ВЕЙССИТ В	СТЕФАНИТ 28 В	ГОЛАНДИТ 28 (С)
ШТОММЕ ДИТ 27 В	СИЛЬВАНИТ 27 С	ПРУСТИТ 27 С-	ГУТЧИНСО ДИТ (А В)	НОВЕЛИН 18-26 В-	ГЕМАТИТ 25 С	САВЕДИТ 25 Е	ФОРМАТИ ДИТ 25 С+	ЛИОНИТ 25 Д	АГИДОНИТ 25 С	КАПОЛЬ ДИТ С	АПАБИЦИТ 25 С	ЭРАГИТ 23 Д-	ДЕЛФОС ДИТ Е	СТАНИИТ 22 Д+
ГРАФИТ 4-22 (В)	ГЕРМАНИТ 22 С	МЕРМЕЗИТ 21 В	МАГНЕТИТ 20 F	РЕАЛЬГАР 20 В	СИТАРАДИТ 20 (С)	РУТИЛ 20 С-	РЕТИТ 20 Е	ГАУСМА НИТ 20 Д-	ЯКОВСИТ 20 (F)	ТЕЛОИТ 20 Е-	ВОРИТ 18 В-	ПАТОНИТ (В-С)	ДИКАРОДИТ В	УМАГИТ 16-18 В
НОЛУМИТ 18 (С)	ФОРПЕРИТ 18 С+	ВЮТЦИТ 18 Д-	ГРИНОНИТ 18 (С)	БОРИТ 18 С	МАНГАНИТ 16-18 Е+	ИЛЬМЕНИТ 17 С	ПИНОНИТ 17 (F)	ФЕРРИТ 17 Е	ФОРГАНИТ ДИТ 15 F-	ВОЛЬФРА ДИТ 16 Е	ВРОМИДИТ 15 (А)	НИПРОДЕЛ ДИТ 14 Д	УРАНИИТ 14 С	ГОБИЕРИТ 14 Е
ГОНОРОИТ 14 (С)	ХРОМИТ 14 С+	МОДОНИТ 12 (А)	ВОЛЬЦИТ 12 Д	НЕОРОДИТ ДИТ 18 А	ЦЕРОСИТ 8-12 (С)	ЦИНИТ 11 Д-	НВОСИТЕ ДИТ 11 С-	ШЕЛИТ 10 (D)	АНГЕЗИТ 10 (С)	АРОЗИТ 7-8 (В)	НИЛАХИТ 6-8 (D)	АЗУРИТ 7-9 (D)	СИТООНИТ 3-9 (D)	ЭРИТРИН 5 (А)

Фиг. 1. Основа таблиц-решеток определителя

ОПРЕДЕЛИТЕЛЬ РУДНЫХ МИНЕРАЛОВ

В ПОЛИРОВАННЫХ ШЛИФАХ

КРИСТАЛ-ОПТ ЦВЕТ ФУНД. РЕФЛ. ТВЕРДОСТЬ ФОРМА ВЫДЕЛ. СПАЙНОСТЬ МАГНИТНОСТЬ ЭП. ПРОВОДИМОСТЬ
ДВУОТРАЖАЮЩ. **●** **●** **●** **●** **●** **●** **●**

ДЕЙСТВИЕ РЕАКТИВОВ: HNO_3 ● HCl ● HCN ● F_2Si ● KOH ● H_2Si ● КОМ. СОСТАВ ● ● ● ● ● ● ● ● ● ●

СЕРЬЕВОЕ	МЕДОБ.	ЗОЛОТО	ЭЛЕКТРИЧ.	ПЛАТИНА	ПАЛЛАДИЙ	ОСМ. ИЛИ ДИИ	ВЬЕРИТ	МЕЛЮНИТ	СУРЬМА	ЦИНКОВЫЙ	ТЕЛУРИТ	ЖЕЛЕЗО	АРСЕНАТ	РЫБИЙ
95 В	82 В	82 В	(В)	70 (С-Е)	69 (С-Д)	66 (Е)	66 А	В	68 В	63 С	63 В	63 (Е-Д)	В	81 С
СНИТТЕРИТ ОИТ	АНТИМОН	МАШЕРАИТ	ДОМЕЙНИТ	ОПЬГОДО ИИТ	ВИТНИТ	ГОРСФОР ОИТ	СВЕРФОР ИИТ	СВЕРФОР СВЕРФОР	ГЛУВИНОИТ	АРСЕНАТ ИИТ	ПЕЛЛАНИТ	ПЕИНОПИРИТ	АРСЕНАТ ОИТ	КАДАМИТ
60 F	60 В	39 Е	С	С	С	(С)	Е	Е	Е	Е	Е	Е	Е	Е
ОНИТ	СИБЬЯНИТ	НАПОВЕРИТ	СПЕРРИТ	ПИРИТ	МИПТЕРИТ	МАРАБИТ	НОВАБИТ	НОЛИНИТ	ПЕНТАБИТ	МИКЕЛИТ	ГЕРСФОР ОИТ	НОРИНИТ	АПЕСИТ	ИТАСДО ИИТ
Е	38 С	36 С	36 F	33 Е	32 Е	31 (Е)	31 С	С	30 Д	43-49 Е	49 F	Е	Е	ИТАСДО ИИТ
ТЕТРАБИТ	ВИСЧИТ	ГУОИДО ИИТ	ИПЬБИТ	ВИГБИТ	ПАНИТ	ЗЕНБИТ	КАРОБИТ	ПОЛИБИТ	МАТИБИТ	ШАЛБИТ	ВРАТБИТ	ПЬЛБИТ	БОНИТ	НОБИТ
48 В	48 В	В	48 Е	Е	48 Е	Е	Е	Е	С	В	34-44 Е	(В)	В	С
ГАБИТ	ДЕБИТ	АИНИТ	ГОЛЕНОБИТ	АГОБИТ	ШИРБИТ	ОРОБИТ	СТБИТ	ГЕСИТ	МАБИТ	ХАБИТ	ВОЛФБИТ	НОРАДО ИИТ	ПЕИТ	ГАУБИТ
43 В	С	43 С	В	43 С	(С)	С	30-43 В	42 А	42 В	41 С	41 С	С	А	40 Е
НИБИТ	ТЕБИТ	НИБИТ	ПЕБИТ	МИБИТ	МЕБИТ	ОБИТ	БЕБИТ	СЕРБИТ	БЕРБИТ	ОИНСО ИИТ	КОРАБИТ	ИПАБИТ	ЭРБИТ	НОБИТ
40 С	40 Д	40 С	40 (С)	40 (Е)	40 С	С	39 С	39 С	27-38 Д	38 В	38 С	34-38 С	57 С	37 (А)
ОРАБИТ	ВИНИТ	ФЕБИТ	ЦИНИТ	ИТЕРБИТ	ТРОБИТ	ПАРБИТ	БРАБИТ	ВИБИТ	ПЕБИТ	ПЕБИТ	ГЕМО ИИТ	АПАБИТ	АГБИТ	ОГБИТ
37 В	37 В	37 В	37 С	В	Д	37 Д	Е	С	38 С	В	38 В	(А В)	36 А	В
КАБИТ	БАБИТ	САБИТ	ПОБИТ	ТУБИТ	ЗЕБИТ	ГИТЕРБИТ	АРАБИТ	ВИТ	КОБИТ	ПИРОБИТ	ВИРОБИТ	БЕРБИТ	МАБИТ	ПЛАБИТ
35 В	С	(С)	15-35 В	А	С	С	С	34 С	33 С	(Д-Е)	33 С	С	32 В	32 С
БИСБИТ	САБИТ	ЗЕБИТ	ПАРБИТ	ПРУБИТ	ОВИБИТ	АНДОБИТ	БРОБИТ	ФЕБИТ	ВИНИТ	ИНОБИТ	СТБИТ	СИРОБИТ	ТИБИТ	МИБИТ
В	32 (В)	32 В	32 С	31 (В)	В	31 С	С	Д	28-31 В	15-30 С	30 (С-Д)	20-30 С	29 В	29 В
МЕБИТ	ПОБИТ	ПРСБИТ	ТЕМБИТ	ТЕРАБИТ	КОБИТ	БИБИТ	ПОРАБИТ	ХАБИТ	НИБИТ	ВРАБИТ	ВЕБИТ	ВЕИБИТ	ВЕБИТ	ГОБИТ
В	29 С	С	29 Д	29 Д	(В)	(Д)	29 В	22-29 В	29 Д	С	28 В	В	28 В	28 (Г)
ШОБИТ	СОВБИТ	ПРСБИТ	ГОБИТ	НОБИТ	ГЕБИТ	ГАБИТ	ФРАБИТ	РАБИТ	АГОБИТ	НОБИТ	ВРАБИТ	ЭРАБИТ	ДЕРАБИТ	СТАБИТ
ИИТ	27 В	27 С	27 С	(А В)	18-26 В	25 С	25 С	23 Д	23 С	С	23 С	23 Д	Е	22 Д
ГОБИТ	ГЕБИТ	НЕБИТ	МАБИТ	ДЕБИТ	СИТАБИТ	РУБИТ	ГЕБИТ	ГОБИТ	АГОБИТ	ТЕБИТ	ВРАБИТ	ПАРОБИТ	ДИНАБИТ	УРАБИТ
4-22 (В)	22 С	21 В	20 F	20 В	20 (С)	20 С	20 Е	20 Д	20 (F)	20 Е	18	(В-С)	В	16 В
НОБИТ	СНИТ	ВРАБИТ	ГРИБИТ	ВРАБИТ	МАБИТ	ИПОБИТ	ПИРОБИТ	ФЕБИТ	СОБИТ	ВОЛФБИТ	ОРОБИТ	НИРОБИТ	УРАБИТ	ГОБИТ
18 (С)	18 С	18 Д	18 (С)	18 С	16-18 Е	17 С	17 (F)	17 Е	16 F	16 Е	15 (А)	14 Д	14 С	14 Е
ТАБИТ	ХРОБИТ	НИБИТ	ВОЛБИТ	НЕРАБИТ	ЦЕБИТ	ЦИНИТ	ШЕБИТ	АНБИТ	АГОБИТ	АГОБИТ	РАБИТ	ВРАБИТ	ВРАБИТ	ВРАБИТ
14 (С)	14 С	14 (А)	12 Д	12 А	8-12 (С)	11 Д	10 (Д)	10 (С)	7-8 (В)	6-8 (Д)	7-9 (Д)	3-9 (Д)	5 (А)	

Фиг. 2. Таблица-решетка сильно двуотражающих минералов (положена на черной фон)

ОПРЕДЕЛИТЕЛЬ РУДНЫХ МИНЕРАЛОВ в полированных шлифах

ИОННО-АНИОННЫЕ СИЛЫ ЦВЕТ ВКУС ТВЕРДОСТЬ ФОРМА ВЫХОДА СПЛАВНОСТЬ МАГНИТНОСТЬ ЭЛЕКТРОПРОВОДИМОСТЬ

(ПОДР. СЛЫШ) (МЯСН. ОКР.) (ЧЕТ) (МЯГКИЕ) (УДЛИНЕНН) (ЕСТЬ) (●) (●) (●) (●) (●)

СИСТЕМА РЕАКТИВОВ MnO_2 ● HCl ● KCN ● F_2Cl_2 ● KOH ● H_2Cl_2 ● КРИСТАЛЛ (●) (●) (●) (●) (●)

СЕРЕБРО	МЕДЬ	ЗОЛОТО	ЭЛЕКТРИЧ	ПЛАТИНА	ПАЛЛАДИЙ	ОСМ ИРИДИЙ	ВИСМУТ	НИОБИЙ	СВЯТОВА	ОСНОВАНИЙ	ТЕЛЛУРИЙ	ЖЕЛЕЗО	РОСНОКОВИТ	МЕШЬЯН
95 В	82 В	82 В	(В)	70 (С-Е)	69 (С-Д)	68 (С)	68 А	В	В	68 В	65 С	63 В	63 (В Д)	61 С
ОУТТЕРИ ДИТ	ОУТТЕРИ ДИТ	МАГНЕЗИТ	ДОРИТИТ	ОПЬЮБИТ	ВИТНИТ	ГОРДОРИТ	САФРОДИТ	ОРИЕНСЬ СЕРБИТ	ГЛУБИНОДИТ	ПРСНОКОВИТ	ПЕРИТИТ	ПРИКОПЕРИТ	РОСНОКОВИТ	МАГНИТИТ
60 F	60 В	39 Е	С	С	С	(С)	57 Е	57 Е	Fe	Fe	56 F	С	С	Е
ОПЛАТИНА	СИЛЬБИТ	НАПОСЕРИТ	СПЕРИТИТ	ПЬЮБИТ	МИЛЕРИТ	МАРШЕРИТ	НОВАЛЬТИТ	НОСНИЕРИТ	ПЕРТИТИТ	МИКЕЛИТ	ГЕРОСОР ФИТ	КРИСТИТ	ПРСССИТ	ИПРИСТА ПИТ
Е	38 С	38 С	56 F	33 F	52 Е	51 (Е)	51 С	С	50 D	43 49 Е	49 F	Е	С	49 В
ТЕТРАПИТИТ	ВИСМУТИТ	ГУАНОДИТ	ИПРИТИТ	ВИСМУТИТ	ПЬЮБИТ	ВИСМУТИТ	КАРОБИТ	ПОЛИМИТИТ	МАТИТИТ	ШАПОВИТ	БОРТИТИТ	ГАЛЛИЦИТИТ	ВИСМУТИТ	НОВАЛИТ
48 В	48 В	В	48 Е	Е	48 Е	Е	Е	Е	С	В	34-44 Е	(В)	В	С
ПАРЦИТ	ОЛСОНИТ	АДРИТИТ	ГОЛЕ НОВИТИТ	АДРИТИТ	ШЕРНИТ	ОРОФЕРИТ	СТЫБИТ	ГЕССИТ	НАГОИТИТ	ХИПЕРИТ	БОРФОСЕРБИТ	НОРОРАДИТ	ПЕТИТИТ	ГОДИКОРИТ
43 В	С	43 С	В	43 С	(С)	С	30 43 В	42 А	42 В	41 С	41 С	С	А	40 Е
40 С	40 D	40 С	40 (С)	40 (Е)	40 С	С	39 С	39 С	27 38 D	38 В	38 С	34-38 С	37 С	37 (А)
ФРАНИТИТ	ВИСМУТИТ	ФОРМОСЕРБИТ	ВИСМУТИТ	ШЕРНИТ	ГОДИТИТ	ПЬЮТИТ	БРОБИТ	ВИСМУТИТ	ПЬЮТИТИТ	ПЬЮТИТИТ	ГЕРОДИТИТ	ЯПРИТИТ	АГРИТИТ	АГРИТИТ
37 В	37 В	37 В	37 С	В	В	37 D	Е	С	36 С	36 С	В	(А-В)	36 А	В
НАУТИТИТ	БОУТИТИТ	САТОТИТИТ	РАУТИТИТ	ТУНТИТИТ	ЗЕЛТИТИТ	ГИТЕРИТИТ	АРАТИТИТ	ВИТИТИТ	ПЬЮТИТИТ	ПЬЮТИТИТ	ВИТИТИТ	БЕТИТИТ	ВИТИТИТ	ПАГОТИТИТ
35 В	С	(С)	13-35 В	А	С	С	С	34 С	33 С	(D-E)	33 С	С	32 В	32 С
БИТИТИТ	САГОТИТИТ	ЗОНТИТИТ	ПЬЮТИТИТ	ПАУТИТИТ	ОВИТИТИТ	АНДОТИТИТ	БОУТИТИТ	ФОРТИТИТ	ВИТИТИТ	ВИТИТИТ	МАНОТИТИТ	СТЮТИТИТ	ПРИКОПЕРИТ	ТИТИТИТ
В	32 (В)	32 В	32 С	31 (В)	В	31 С	С	Д	26 31 В	15-30 С	30 (С-Д)	20 30 С	29 В	29 В
МЕТИТИТИТ	ПОПТИТИТ	ПЕРТИТИТ	ТЕТИТИТИТ	ТЕТИТИТИТ	НОУТИТИТ	ВИТИТИТ	ПОРАТИТИТ	ХАТИТИТ	ВИТИТИТ	ВИТИТИТ	ВИТИТИТ	ВИТИТИТ	ВИТИТИТ	ГОДИТИТИТ
В	29 С	С	29 D	29 D	(В)	(D)	29 В	22 29 В	29 В	29 D	С	В	28 В	28 (А)
УТИТИТИТ	СИЛЬБИТИТ	ПРИТИТИТ	ГУТИТИТИТ	НОУТИТИТ	ГЕТИТИТ	САУТИТИТ	ФОРТИТИТ	ПЬЮТИТИТ	АГОТИТИТ	НАГОТИТИТ	ВИТИТИТ	ВИТИТИТ	ВИТИТИТ	СТАТИТИТ
27 В	27 С	27 С	(А-В)	18 26 В	25 С	25 Е	25 С	25 D	25 С	25 С	С	25 С	25 D	22 D
ГОДИТИТИТ	ГЕДИТИТИТ	ИДИТИТИТ	МАГТИТИТ	ДЕАТИТИТ	СИТАТИТИТ	ВИТИТИТ	ГЕТИТИТ	ГЕТИТИТ	ЯГОТИТИТ	ТЕТИТИТИТ	БОУТИТИТ	ПАТОТИТИТ	ВИТИТИТ	ИДИТИТИТ
14 22 (В)	22 С	21 В	20 F	20 В	20 (С)	20 С	20 Е	20 D	20 (F)	20 Е	18 В	(В-С)	В	16 18 В
ВИТИТИТИТ	БОУТИТИТИТ	ВИТИТИТИТ	ГОДИТИТИТ	ВИТИТИТИТ	МАГТИТИТИТ	ИДИТИТИТИТ	ПИТИТИТИТ	ФОРТИТИТИТ	ФОРТИТИТИТ	БОУТИТИТИТ	БОУТИТИТИТ	ВИТИТИТИТИТ	ВИТИТИТИТИТ	ВИТИТИТИТИТ
18 (С)	18 С	18 D	18 (С)	18 С	16 18 Е	17 С	17 (F)	17 Е	17 F	16 F	16 Е	15 (А)	14 D	14 Е
ВИТИТИТИТИТ	ИДИТИТИТИТ	ВИТИТИТИТИТ	ВИТИТИТИТИТ	ИДИТИТИТИТ	ИДИТИТИТИТ	ИДИТИТИТИТ	ИДИТИТИТИТ	ИДИТИТИТИТ	ИДИТИТИТИТ	ИДИТИТИТИТ	ИДИТИТИТИТ	ИДИТИТИТИТ	ИДИТИТИТИТ	ИДИТИТИТИТИТ
14 (С)	14 С	14 (А)	12 D	12 А	8-12 (С)	11 D	11 D	10 (D)	10 (С)	7 8 (D)	6-8 (D)	7 9 (D)	3-9 (D)	3 (А)

Фиг. 3. Набор наложенных одна на другую восьми таблиц-решеток при определении джемсонита. Кобеллит отличается от джемсонита меньшей твердостью и наличием висмута; овихнит (неизученный в отношении силы двуотражения и внутренних рефлексов) отличается пониженной отражательной способностью и наличием серебра

фекта анизотропии, наблюдаемого при скрещенных николах и пр. Эта таблица предназначена для отыскания различий между минералами, обладающими общей совокупностью диагностических признаков в ряде таблиц-решеток, и для направления таким образом дальнейшего хода определения. Определитель снабжен, кроме того, алфавитным списком минералов с указанием значений отражательной способности их. По этим данным минерал отыскивается в сводной таблице или в любой таблице-решетке определителя.

Система таблиц-решеток обладает огромными определяющими возможностями, возрастающими очень быстро с увеличением числа решеток. Так, лишь по восьми физическим признакам, стоящим в заголовке таблицы, теоретически возможны свыше 50 тысяч комбинаций различных категорий этих свойств. Прибавление двадцати таблиц-решеток, составленных по признаку наличия одних и отсутствия других химических элементов в составе минерала, увеличивает теоретическую возможность числа комбинаций до величины свыше миллиона.

Числа эти во много раз превышают число реальных комбинаций диагностических признаков, т. е. число минералов, включенных в определитель. Учтя это обстоятельство, оказалось возможным создать надежные гарантии от ошибок в определении категории того или другого свойства, т. е. в конечном итоге — от ошибок в определении минералов. Для этого минералы с неясно проявленными диагностическими признаками отмечаются одновременно в таблицах близких категорий свойств. Так, некоторые из слабо анизотропных минералов отмечены отверстием как в таблице-решетке слабоанизотропных, так и в таблице-решетке изотропных минералов; твердые минералы, иногда царапающиеся иглой, отмечены в таблицах и твердых и мягких минералов; свидетельство в литературе о редком проявлении спайности в шлифе какого-либо минерала признано достаточным основанием к тому, чтобы отметить этот минерал в таблице-решетке минералов, обладающих спайностью, и т. п.

Определитель по принципу системы таблиц-решеток полностью освобождает исследователя от трудоемкой работы по выборке из разнообразных таблиц, а иногда и из разных источников, данных о минералах, обладающих некоторым числом общих признаков. Работа эта, требующая обычно напряженного внимания, здесь полностью механизмуется.

В комплекте определителя содержатся разнообразные таблицы, отвечающие как более примитивным, так и более тонким методам исследования. Сделано это не только в целях удовлетворения любой манеры и любой степени квалифицированности и опытности исследователя, но и с учетом ограниченных подчас возможностей в подборе аппаратуры. Некоторые приемы исследования (например, широкий круг наблюдений в поляризованном свете) требуют образцовой аппаратуры, другие (например, измерения электропроводности) — специальных приспособлений к микроскопу.

Большое количество таблиц-решеток в определителе позволяет подойти к определению минерала несколькими путями. Это полезно, во-первых, учитывая все вышесказанное в отношении приемов и аппаратуры исследования, и, во-вторых, — для контроля определения. Постоянное напоминание заголовком и текстом каждой таблицы о всевозможных свойствах минералов в полированных шлифах полезно, по моему, не только для начинающих работников, но и для более опытных исследователей, полагающихся в работе до сих пор в основном на метод диагностического травления.

Использованный мною способ изготовления таблиц-решеток (перфорирование по трафарету) гарантирует точное совпадение отверстий при

наложении таблиц друг на друга. Способ этот, кроме того, рассчитан на размножение определителя типографским путем. Работа с изготовленным мною экземпляром определителя убеждает в целесообразности принципов, положенных в его основу.

Систему таблиц-решеток, рационализирующую процесс определения по методу исключения, необходимо в дальнейшем использовать для составления определителя породообразующих минералов под микроскопом, определителя минералов методом паяльной трубки и т. п.

При составлении таблиц-решеток определителя рудных минералов мною проверены, а отчасти вновь установлены многие диагностические признаки ряда минералов. После сдачи в печать публикуемого здесь автором произведено уточнение данных определителя для подготавливаемого к печати руководства по определению рудных минералов в полированных шлифах. В частности: на основании большого числа измерений отражательной способности уточнена последовательность минералов в основной таблице; классификация минералов по твердости (по Талмейджу) заменена более точной классификацией — по относительному рельефу в полированном шлифе. Кроме того, в определителе произведены следующие основные изменения: за счет объединения минералов группы блеклых руд, не отличающихся микроскопически, в определитель включены наиболее распространенные жильные минералы; исключены таблицы-решетки электропроводности; введена таблица минералов, образующих обычно полисинтетические двойники.

Всесоюз. един. геол. институт
ВСЕГЕИ.

ЛИТЕРАТУРА

- ¹ Бетехтин А. Г. и Радугина Л. В., Определение рудных минералов под микроскопом. М.-Л., 1933.
- ² Волынский И. С., Применение фотоэлемента к измерению отражательной способности рудных минералов. Отчет, ВИМС, 1935.
- ³ Дана Э. С., Описательная минералогия (перераб. и доп. пер. с англ. под ред. А. Е. Ферсмана и О. М. Шубниковой), Л., ОНТИ, 1937.
- ⁴ Курс минералогии (коллектив авторов в составе А. Г. Бетехтина, М. Н. Годлевского и др., Л., 1936.
- ⁵ Орсель Ж., Измерение отражательной способности рудных минералов при помощи фотоэлемента (пер. с франц. И. С. Волынского). Сборн. метод. работ по микр. исслед. руд. в отраженном свете. 1936.
- ⁶ Шорт М. Н., Микроскопическое определение рудных минералов (пер. с англ. А. И. Яковлева, под ред. проф. И. Ф. Григорьева). М.-Л., 1934.
- ⁷ Donnay J. D. H. Système de grilles pour la détermination des minéraux. Soc. Geol. de Belg. Publications mens., 59, 1935—1936, 8—9.
- ^{7 bis} Donnay J. D. H. A Small Set of Grids for the Determination of Non-opaque Minerals Amer. Miner., 23, 1938, 91—100.
- ⁸ Gray C. J., A new method of using the physical characteristics of minerals for their identification. Trans. Geol. Soc. S. Africa, 23, 1920 (1921), 114—117.
- ⁹ Harvey R. D., Electrical conductivity and polished mineral surfaces, Econ. Geol., 23, 1928, 778—803.
- ¹⁰ Schneiderhöhn H. & Ramdohr P., Lehrbuch der Erzmikroskopie, 1931—1934.
- ¹¹ Talmage S. B., Quantitative Standards for Hardness of the Ore-Minerals. Econ. Geol., 20, 1925, 531—553.

I. S. VOLYNSKY. A SYSTEM OF TABLE-GRATINGS FOR THE DETERMINATION OF ORE MINERALS IN POLISHED SECTIONS

SUMMARY

The method of diagnostic etching, upon which the microscopic determination of ore minerals is founded up to the present time, is not perfect and has well-known drawbacks. However, the existing determination tables of ore minerals are chiefly based on the application of

this method and use only insignificantly the physical diagnostic properties of minerals.

In order to improve the technique of the ore-microscopic investigations the author gave up the leading part of diagnostic etching and attached this part to the crystallo-optical and other physical properties of minerals. Particularly, as a leading diagnostic property he recommends the reflecting power of minerals in polished sections.

Seeking for an adequate solution of this problem the author decided to replace the old determination tables, allowing to consider only a limited number of diagnostic properties, by a system of table-gratings. The principle of this system used in statistics, was first applied to the determination tables of minerals (by their external features determination) by Gray (1920) and then by Donkay (1935).

Applying this principle to the tabulation of ore minerals in polished sections, the author introduced several essential improvements. Thus, Donkay's principal table containing but the numeration of squares (referring the observer to the numerated list of minerals) is replaced by a table-list (fig. 1). The latter is used as a base for making perforation of table-gratings including all the diagnostic properties (fig. 2). Therefore, each of these table-gratings has the significance of a basal determination-table. The regular succession of mineral names in the table (in the sequence of decreasing values of reflective power and hardness after Talmage) give to this list a great value. The observer while comparing the mineral, subjected to determination, with the known ones, obtains the «region» of the determined mineral in any table-grating. The definition-tables are also supplied with a title containing methodical instructions concerning the determination of minerals; thus (according to the principle of reverse negative grating) at the superposition of tables (fig. 3) there are fixed the properties observed in the process of determination.

The system of table-gratings for the determination of ore minerals represents a great advantage in comparison with the usual system. During the compilation of the determination tables there were made 80 table-gratings corresponding to the different categories of diagnostic properties of ore-minerals in polished sections and exhausting all the information available in this respect. The process of mineral determination may be accomplished in any succession, depending on the legibility of diagnostic properties (reliability of observation). A great choice of table-gratings is calculated for any manner of investigation and will suit the broad limits of experience of the investigators. The abundance of theoretically possible combinations (about a million) allowed to place the minerals with indistinctly revealed properties in different categories of the corresponding properties. This eliminates considerably the influence of a wrong (subjective) evaluation of the diagnostic property on the result of mineral determination and secures a reliable correctness of determinations.

The method of table-grating perforation is calculated for the typographical reproduction of the determination tables.

С. А. ЮШКО

ПРИМЕНЕНИЕ МЕТОДА ОТПЕЧАТКОВ В МИНЕРОГРАФИИ

В статье описан новый микрохимический метод, применяемый при микроскопическом изучении руд и их текстуры и структуры, причем приложены таблицы характерных реакций для установления наличия главнейших элементов в рудных минералах методом отпечатков. Статья написана на основании экспериментальных исследований автора и литературных данных.

При микроскопическом определении рудных минералов в полированных шлифах целый ряд минералов нельзя определить только с помощью травления. Почти всегда приходится прибегать к частным химическим реакциям для определения главнейших элементов, входящих в состав минерала. Для этой цели некоторые исследователи пользовались дополнительно реакциями, применяющимися при работе с паяльной трубкой (Девин и Ферндгам) или микрокристаллохимическим анализом (Шорт), либо капиллярно-химическим (капельным) анализом (С. А. Юшко). Лишь в последнее время некоторые исследователи стали применять так называемый «метод отпечатков».

В трех первых случаях для реакции исследуемый минерал необходимо перевести в раствор. Это достигается либо путем травления поверхности испытуемого минерала, либо с помощью микросверла, которым берется из шлифа микропроба этого минерала; проба эта затем растворяется. В обоих случаях шлиф приводится в негодность и, кроме того, не исключена возможность загрязнения раствора путем одновременного растворения включений или соседних минеральных выделений. С помощью метода отпечатков можно проводить испытание очень мелких включений и притом без существенной порчи полированной поверхности шлифа (последняя легко восстанавливается ручной полировкой шлифа на сукне).

Метод отпечатков (оттисков) довольно широко применяется при установлении содержания и распределения сульфидных включений в различных сортах стали и железа. В минерографии этот метод впервые был применен в 1933 г. швейцарскими минералогами Гютцейтом, Гизиным и Галопеном (G. Gutzzeit, M. Gysin, A. R. Galopin, 1933), а также английским минералогом Алленом (Allen). Затем его стали применять Вайбель (Weibel), Дюккейт (Duckeit), Венгер (A. Wenger), Гиллер (Th. Hiller) и др. В результате опубликован ряд работ, посвященных усовершенствованию метода отпечатков и применению его при изучении рудных шлифов.

В 1935 г. опубликована работа И. П. Алимарина⁽¹⁾ на русском языке, в которой автор рекомендует метод отпечатков для определе-

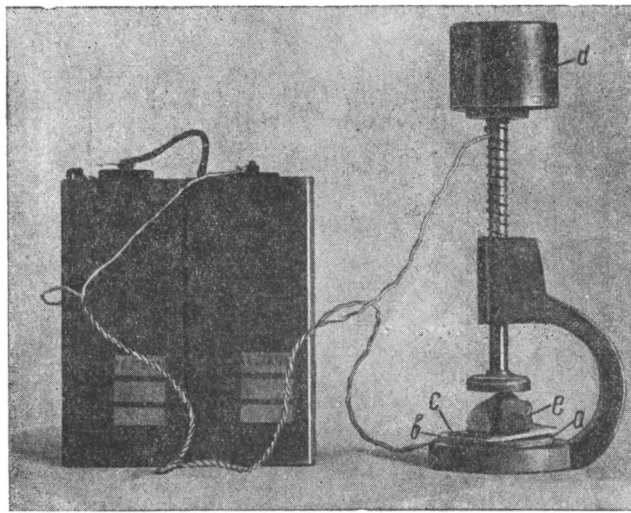
ния рудных минералов в полированных шлифах. Одновременно и независимо друг от друга аналогичные исследования велись С. А. Юшко и И. С. Волынским.

Метод отпечатков заключается в следующем: если к полированной поверхности шлифа с испытуемым рудным минералом приложить желатинированным слоем фотобумагу (для большинства опытов из последней удаляется серебро), предварительно смоченную растворителем (раствор соли или кислоты, применяемый с целью растворения испытуемого минерала, называют растворителем), и после этого фотобумагу поместить в соответствующий «проявитель» (проявителем называют раствор соли, дающий цветные, нерастворимые в воде осадки с испытуемым элементом), то на бумаге получатся цветные отпечатки, характерные для определенных элементов. По таким локальным цветным реакциям можно распознавать минералы, уточняя представления об их составе и структуре. Для отпечатков употребляют обычную фотобумагу или пленку, предварительно обработанную раствором гипосульфита (M. Nissner¹¹, 1929, 1930 и 1932) для удаления солей серебра и тщательно промытую дистиллированной водой и просушенную. Полезно проверить полученную желатинированную бумагу на отсутствие железа и серы. Чтобы желатин не сползал при употреблении сильных растворителей, полезно желатинированную бумагу продубить, погружая ее в раствор 1% формалина. Для получения большей четкости отпечатков лучше использовать в работе глянцевую бумагу; для этой же цели служит «накатка» полученного отпечатка на зеркальное стекло.

При работе с труднорастворимыми минералами, но проводящими электричество, скорость растворения, а также интенсивность отпечатка можно значительно повысить применением электрического тока (G. Gutzeit, M. Gysin, R. Galopin, 1933). Для этой цели образец соединяется с положительным полюсом батареи; к полированной поверхности шлифа приводится в контакт смоченная растворителем желатинированная бумага, а сверху прижимается платиновая пластинка или упругая резиновая пластинка, завернутая в алюминиевую фольгу (G. Gutzeit, R. Galopin, 1934). Последняя прижимается к бумаге небольшим грузом (2—3 кг) и соединяется с отрицательным полюсом батареи (фиг. 1).

При получении отпечатков, с помощью ли электрического тока или без него, для прижимания желатинированной бумаги к шлифу удобно пользоваться каким-либо зажимным приспособлением, обеспечивающим неподвижность системы во время «экспозиции» (контакта) отпечатка. Для этой цели можно использовать либо специальное приспособление, в котором давление на бумагу осуществляется помощью зажимного винта, либо обычный ручной пресс, загружаемый сверху грузом указанного выше веса.

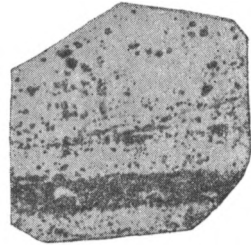
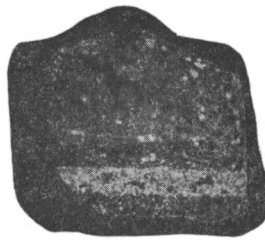
При получении отпечатков с помощью электрического тока в качестве источника последнего можно пользоваться батареей сухих элементов напряжения от 3 до 12 V. Продолжительность электролитического воздействия легко определяется опытным путем по интенсивности и четкости контуров отпечатка после его проявления и зависит от нескольких факторов. Факторами этими являются растворяющая способность выбранного растворителя, чувствительность реакции проявления выявляемого элемента и содержание последнего в испытуемом минерале, высота напряжения источника тока, электропроводность испытуемого минерала и окружающей его среды. Так, при исследовании автором, когда в качестве источника тока применялась батарея напряжением в 4 V, четкие цветные отпечатки получены при продолжительности растворения от 20—30 секунд (нимальтин, пентландит, кобальтин и др.) до 1.5—2 минут (прустит, блеклые руды и др.).



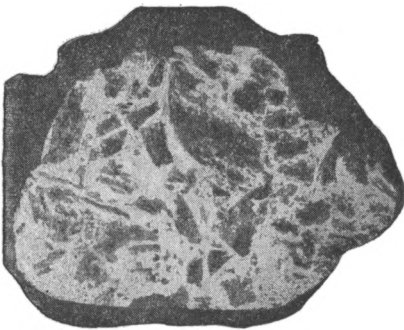
Фиг. 1. Получение отпечатка при помощи электрического тока: *a* — стеклянная пластинка (изолятор), *b* — платиновая пластинка или алюминиевая фольга, *c* — фотобумага (для отпечатка), *d* — груз, *e* — полированный шлиф (фото И. С. Вольнского)



Фиг. 2. Петельчатая текстура. Прожилки пирита в массе сфалерита. Железо пирита проявлено $K_4Fe(CN)_6$



Фиг. 3, а и б. Полосчатая структура. Графский рудник (Ю. Урал): А — микрофотография шлифа: пирит — белое, сфалерит — темное (натур. велич.); Б — отпечаток того же шлифа. Железо пирита проявлено $K_4Fe(CN)_6$



Фиг. 4,а и б. Брекчиевидная текстура. Сибяевский рудник (Ю. Урал): А — микрофотография шлифа: пирит — белое, жильный минерал — темное (натур. велич.); Б — отпечаток того же шлифа. Железо пирита проявлено $K_4Fe(CN)_6$

Таблица реакций, применяемых для выявления химических элементов в полированных шлифах

Порядковый №	Искомый элемент	Растворитель	Время травления	Проявитель	Результат реакции (окрашивание)	Примечание
1	Висмут	Соляная кислота 1:1	15—30 сек.	Цинхонин или хинин с иодистым калием	Оранжевое	Мешает ртуть 1 ч. хинина или цинхонина растворяют в HCl концентр. и разбавляют до 100 см ³ водой Отпечаток нечеткий
2	Вольфрам	Соляная кислота концентрированная	2—5 мин.	Хлористое олово в соляной кислоте	Синее	
3	Железо	Соляная кислота 1:20	Э. Т. 4V. 30—60 сек.	Желтая кровяная соль	Синее	Мешает избыток меди
4	Кобальт	Аммиак 25%	Э. Т. 4V. 1—2 мин.	Рубеановая кислота	Желтовато-оранжевое	Мешают медь и никель; нужно отпечаток промыть раствором 1% цианистого калия до полного растворения меди и никеля Мешает избыток железа
5	Марганец	а) Раствор бензидина в уксусной кислоте	15—30 сек.	Прямой отпечаток	Синее	Определяется двуокись марганца
		б) 1 ч. азотной концентр. + 1 ч. соляной концентр. + 2 ч. дистиллир. воды	1—2 мин.	Азотнокислое серебро	От коричневого до черного (образуется не сразу)	
6	Медь	Аммиак 25%	Э. Т. 4V. 30—60 сек.	Рубеановая кислота	Темнозеленое	Мешает никель
		Азотная кислота 1:20	Э. Т. 4V. 15—30 сек.	Желтая кровяная соль	Розово-коричневое	Мешает избыток железа
7	Молибден	Азотная кислота концентрированная	5 мин.	Ксантогенат калия	Фиолетово-красное	
8	Мышьяк	Аммиак 25% 5 ч. + пергидроль 1 ч.	Э. Т. 4V. 30—60 сек.	Азотнокислое серебро	От коричневого до черного	Желтоватое окрашивание дает сурьма
9	Никель	Аммиак 25%	Э. Т. 4V. 1—2 мин.	а) Диметилглиоксил	Малиновое	Мешает железо и медь
		» 25%	Э. Т. 4V. 1—2 мин.	б) Рубеановая кислота	Розово-фиолетовое	Мешает медь
10	Олово	Сульфид насыщ. раствор.	1—2 мин.	Анилин	Медленно образуется черное	Отпечаток не стойкий
11	Свинец	а) Соляная кислота 1:20	Э. Т. 4V. 30—60 сек.	Иодистый калий с хлористым оловом	Светложелтое	Растворитель готовить перед употреблением. Осадок от прибавления к иодистому калию хлористого олова растворяется в небольшом количестве азотнокислого кадмия
		б) Уксусная кислота 50%				
12	Сера	а) Соляная или азотная кислота 1:20	Э. Т. 4V. 1—2 мин.	Прямой отпечаток на бромосеребряной бумаге	От коричневого до черного	Закрепляется отпечаток гипосульфитом 5%
		б) Едкий калий или натрий 5%	Э. Т. обратного направления			
13	Серебро	Цианистый калий 5%	1—3 мин.	Р-родамин Промыть отпечаток водой, подкисленной азотной кислотой	Малиново-красное	Мешает избыток меди
14	Титан	Азотная кислота 1:20 или серная кислота 1:4	3 мин.	Хромотроповая кислота	Краснобурое	Реактив неустойчив, готовится перед употреблением
15	Цинк	5 частей азотной кислоты + 1 ч. азотнокислого кобальта 20%	15—30 мин.	Ртутно-родановая соль	Изумрудно-синее	Для сфалерита употребляют более сильные растворители

Э. Т.—электрический ток

С одного и того же зерна можно получить подряд несколько отпечатков (для реакции на несколько элементов), не прибегая к восстановлению полировки шлифа. Четкость и интенсивность цветных реакций при этом заметно снижается лишь на пятом-шестом отпечатке. При правильно выбранном времени электрического растворения первые отпечатки обладают настолько четкими контурами, что оказывается возможным изучение их под микроскопом (в косом свете) и получение микрофотографии с них.

Для открытия анионов (например серы) в составе минерала необходимо при электролитическом растворении переменить направление тока в цепи: к минералу присоединить отрицательный полюс источника, к платиновой пластинке — положительный.

Метод получения отпечатков с электролитическим растворением обладает рядом преимуществ сравнительно с растворением без помощи тока. Преимущества эти следующие.

1. Возможность получения отпечатков с электропроводящих минералов, стойких даже в отношении крепких кислот.

2. Для некоторых минералов растворение достигается слабыми растворителями (например: аммиак, уксусная кислота и др.), не действующими на минерал без электрического тока, но удобными для последующего цветного проявления выявляемого элемента (установленные Fe, Ni, Co, Cu, Pb, S).

3. Отпечатки получаются значительно более четкими.

4. Возможность селективного воздействия на катион или анион, осуществляемого простой переменной направлением тока в цепи.

При удачном подборе проявителя отчетливо выявляется текстура образца (фиг. 2). Полученный структурный отпечаток может отчасти заменить фотографию шлифа (фиг. 3а и б и 4а и б), изображающую характер распределения минерала в шлифе, содержащего данный элемент.

Кроме того, метод отпечатков может быть применен при полевых съемках, проводимых с целью составления металлотметрических карт. Для этого в поле нужно наладить полировку рудных образцов и, во вторых, составить эталоны отпечатков шлифов на данный элемент. Определение количественного содержания искомого элемента может быть произведено с помощью балльной системы.

Дальнейшие работы в области усовершенствования метода отпечатков как с целью химической диагностики, так и с целью выявления структур автором настоящей статьи продолжаются.

В помещаемой выше таблице приведен перечень наиболее употребительных реакций (растворитель, проявитель и цвет отпечатка) для определения методом отпечатков ряда элементов в различных рудных минералах.

Академия Наук СССР.
Институт геологических наук.

ЛИТЕРАТУРА

- ¹ Алимарин И. П., Успехи неорганического микроанализа и применение его в изучении состава минерального сырья и технических продуктов. Успехи химии, 4, 1935, 6, 851.
- ² Glasunov A. Communications au VIII et IX Congrès de Chimie industrielle, 1928, 1929.
- ³ Glasunov A. et Krivozhavly I., Z. f. phys. Chem., Abt. A, 161, 1932, 4/5, 373.
- ⁴ Gutzeit G., Gysin M. et Galopin R., Essai de détermination chimique indirecte des minerais en surface polie par l'application de la méthode «à la touche». C. R. séances Soc. Phys. et Hist. natur. de Genève, 50, 1933, fasc. 2.
- ⁵ Gutzeit G. et Galopin R., Differentiation chimique par la méthode à la touche, de quelques sulfosels voisins en surface polie. C. R. séances Soc. Phys. et Hist. natur. de Genève, 51, 1934, fasc. 2.

- ⁶ Gysin M. et Hiller Th., Sur l'étude de quelques cuivres-gris par la méthode des empreintes. Bull. Suisse de Min. et Pétr., **15**, 1935.
- ⁷ Gysin M. et Hiller Th., Sur l'étude de quelques cuivres-gris par a méthode des empreintes. Schweizerische Mitteilungen. (Bull. Suisse de Min. et Pétr.), **15**, 1935, 2.
- ⁸ Hiller Th., L'identification de l'argent dans les minéraux opaques par la méthode des empreintes. C. R. séances de la Soc. de Phys. et Hist. Natur. de Genève, **53**, 1936, 1.
- ⁹ Hiller Th., Contribution à l'étude des minéraux opaques par la méthode des empreintes. Perfectionnements apportés à la technique d'attaque électrolytique. C. R. séances, Soc. Phys. et Hist. Natur. de Genève, **52**, 1935, 119—122.
- ¹⁰ Hiller Th. Sur la détermination de quelques linnéites de la Rhodésie du Nord et du Katanga par la méthode des empreintes. C. R. séances Soc. Phys. et Hist. Natur. de Genève, **52**, 1935, 122—125.
- ¹¹ Niessner M., Arch. Eisenhütten, **3**, 1929, 157; Mikrochemie, **8**, 1930, 1; Mikrochemie, **12**, 1932, 1.
- ¹² Wenger P., Gutzeit G. et Hiller Th. Sur un procédé d'attaque électrolytique des minéraux opaques et sur son application à la technique des «empreintes» de surfaces polies. C. R. séances Soc. Phys. et Hist. natur. de Genève, **51**, 1934, fasc. 2.

**S. A. YOUSHKO. THE APPLICATION OF THE METHOD OF IMPRINTS
IN MINERALOGRAPHY**

SUMMARY

The method of imprints in mineralography was first applied by Swiss mineralogists in 1934.

The imprints are made on the glossy photopaper treated by hypsulphite and washed out by destillated water.

The polished surface of the section is pressed against the gelatinized layer of paper previously wetted by the solvent. Then this gelatinized paper is put into the developer corresponding to the given element and colored imprints are obtained.

In order to have the minerals more readily dissolved in the cases when they are hard soluble or the solvents are weak, it is possible to use electric current (fig. 1).

By means of such local colored reactions it is possible to define more accurately the composition of a mineral.

In the case of successful selection of developers it is possible to reveal the texture of sample showing the distribution in the section of the mineral containing the element in question (fig. 2, 3-a and 3-b; 4-a and 4-b).

Besides, this method of imprints may be used in the course of the field survey in order to make the metallometric maps.

Д. С. БЕЛЯНИН

О ПЕТРОГРАФИЧЕСКИХ РАБОТАХ Б. З. КОЛЕНКО

Краткая характеристика в хронологической последовательности главнейших петрографических трудов Б. З. Коленко. Несколько подробнее рассматриваются его «Петрографические этюды», образующие в общей сложности ряд монографий по кристаллическим горным породам и по метаморфическим образованиям Прибайкалья. В статье приведены примеры описываемых в работе Б. З. Коленко оригинальных пород, структур и парагенезисов; кросситы Северного Урала.

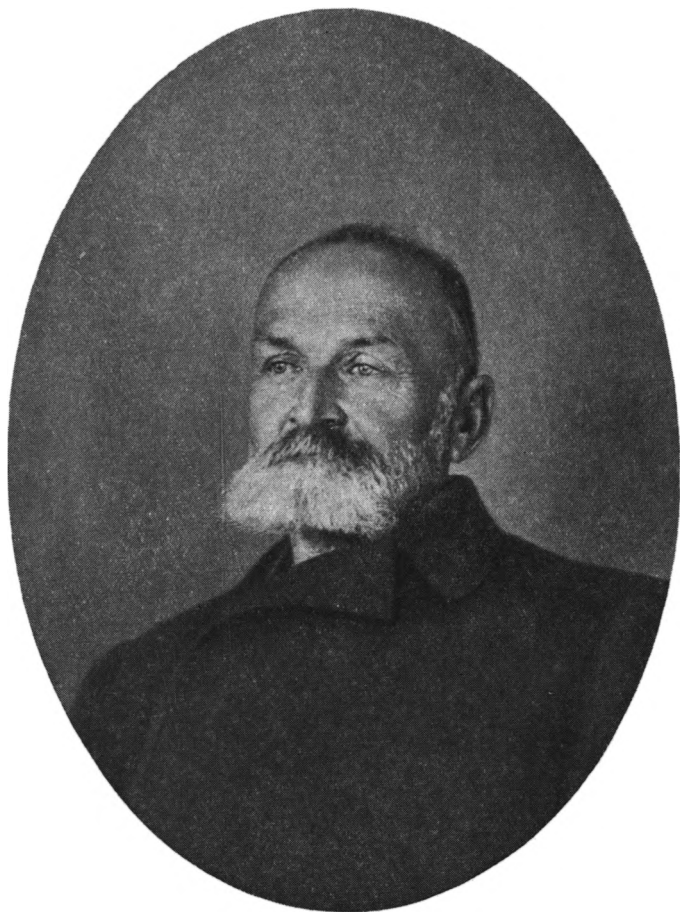
В 1879 г., ровно 60 лет тому назад, Борис Захарович Коленко закончил и представил в С.-Петербургский университет свой первый научный труд — «Опытный путь исследования вопроса о метаморфизме горных пород». За него он награжден был тогда же золотой медалью и одновременно был оставлен стипендиатом для приготовления к профессорскому званию при университете. Летом того же 1879 г. он был командирован Русским минералогическим обществом для геологических исследований в Заонежье. Таким образом, научная деятельность Б. З. начиналась очень успешно. К сожалению, однако, вскоре же она и оборвалась почти на целых 3 года, поскольку, вследствие материальной необеспеченности, он должен был поменять ее на педагогическую работу — на преподавание в реальном училище; возобновилась она только в 1882 г., на этот раз уже за границей, куда Б. З. отправился в июне этого года и где он пробыл около полутора лет — до января 1884 г. Работал он там в Страсбурге под руководством Грота по минералогии и кристаллографии, Коена — по петрографии и Кундта — по физике. Плодом этой работы были следующие его публикации:

1. «Pyroelectricität d. Quarzes» и т. д., напечатанная в *Z. f. Krist.* за 1884 г. и

2. «Mikroskop. Untersuchung eifrig. Eruptigestig. v. d. Bänks-Halbinsel, Neu-Zeeland,» — в *N. Jahrb. f. Mineralogie* за 1885 г.

Первая из них по возвращении Б. З. в Россию была оформлена в его магистерскую диссертацию — «Полярное электричество кварца по отношению к его кристаллическому характеру», защищавшуюся им с полным успехом в декабре 1884 г. в С.-Петербургском университете. Она пользовалась в свое время широкой известностью и между прочим в течение ряда лет служила оригинальным пособием на наших практических занятиях по кристаллографии в бывш. С.-Петербургском политехническом, ныне Ленинградском индустриальном институте.

Вторая из двух названных работ была уже чисто петрографической и состояла в микроскопическом описании коллекции новозеландских



Борис Захарович Коленко
К 60-летию его научной деятельности

вулканических пород, предоставленной Б. З. проф. Коеном. Описание это выполнено было с присущими автору аккуратностью и точностью и сопровождалось открытием в новозеландских породах минерала тридимита, причем в настолько больших количествах, что это дало Б. З. повод к установлению им нового типа горных пород — «тридимитового трахита». Судя по развитию тридимитового минерала в черепитчатых формах (Dachziegelartige Aggregate), это был, повидимому, не столько тридимит, сколько кристобалит; но тогда эти два минерала еще не различались между собою. Если это действительно так, то новозеландская порода Б. З. должна быть близкой или тождественной с «кристобалитовым трахитом», установленным нами в последние годы в Закавказье.

В 1885 г., в результате законченной обработки геологических материалов и сборов 1879 г., Б. З. была опубликована в «Материалах для геологии России» статья «Геологический очерк Заонежья». В петрографической части очерка содержится детальное описание сланцев и зеленочаменных пород означенной местности. Наибольшее внимание привлекают здесь как факт по тому времени новый — констатированные автором псевдоморфозы роговой обманки по оливину в одной из диабазовых пород Заонежья. Специально им посвящена была Б. З. дополнительная заметка на немецком языке, напечатанная в N. Jahrb. f. Mineralogie за 1885 г. «Pseudomorphose v. Hornblende nach Olivin».

Осенью 1884 г. Б. З. Коленко вторично обратился к педагогике, причем непрерывная его педагогическая деятельность продолжалась на этот раз уже около четверти века. В результате за все время с 1885 г. по 1918 г. им была опубликована всего лишь одна оригинальная научная работа — о четвертичных андезитовых лавах и о подстилающих их третичных вулканических туфах в окрестностях г. Боржома (1904 г.). Свидетельством о неостывавшем, однако же, и тогда интересе Б. З. к петрографической науке служат напечатанные им в 1899 и 1902 гг. переводы на русский язык двух томов известного произведения Абиха «Геология Армянского нагорья».

Пятилетие с 1907 по 1912—13 гг. было переходным у Б. З. Не оставляя окончательно педагогики, он успел за это время неоднократно побывать на Байкале, изучая геологическое и петрографическое строение его побережья по линии Кругобайкальской жел. дор. Систематической обработке скопившихся таким путем в его руках весьма значительных петрографических материалов посвятил он последующие 15 лет своей жизни. Возникли в результате так хорошо нам известные его Байкальские «Петрографические эскизы», по общей своей научной значимости вполне сравнимые с вышеупомянутыми работами его молодых лет по пироэлектрическим свойствам кристаллов. Всего напечатано Б. З. 4 эскиза, а именно:

1. «Перидотит Крутой губы», Записки Минералогического об-ва, том 1916, стр. 231—288.

2. «Плюгиоклаз — кальцитовый микропегматитоид», Вестник Моск. горн. акад., 1923, стр. 243—255.

3. «Кордиеритовые гранулиты и келифитовые структуры», Тр. Ин-та приклад. минералогии, 1926, вып. 24, стр. 3—128 и

4. «Кристаллические известняки и кальцифиры Белой выемки», Тр. Ин-та минералогии при I Моск. ун-те, 1929, вып. 8, стр. 3—112.

Кроме того, сюда же должна быть присоединена, согласно своей тематике, также и пятая статья:

«Породообразующие ортиты в некоторых горных породах Прибайкальского района», Изв. Акад. Наук, 1929, стр. 243—260.

Петрографические эскизы Б. З. Коленко могут быть рассматриваемы с двух точек зрения: 1) более узкой региональной, поскольку в них собраны обширнейшие материалы по изучению Прибайкальских горных

пород, и 2) более широкой петрографической, поскольку те или иные наблюдения автора, выходя за пределы чисто региональных интересов, приобретают тем самым и более общее петрографическое значение. В настоящих немногих строках мы не могли бы, конечно, охарактеризовать сколько-нибудь основательно региональные заслуги автора, состоящие в детальном изображении им всех главнейших особенностей минералогического состава, структур и генетических взаимоотношений перечисленных выше прибайкальских пород. Отсылая за всем этим к первоисточнику, мы ограничимся здесь лишь перечислением некоторых наиболее интересных, по нашему мнению, общетеоретических достижений Б. З.

В своей статье о перидотите Крутой губы он устанавливает новый тип изверженной горной породы, не останавливавшийся на себе до сих пор должного внимания петрографов. Читаем у автора:

«Наиболее характерную черту минерального строения перидотита Крутой губы составляет одновременное и равновесное развитие в нем всех четырех основных минералов: оливина, биотита, роговой обманки и пироксена» (Б. З. Коленко «Петродообразующие ортиты» и т. д., стр. 247).

«Его видовое название, в зависимости от минерального состава, должно определяться как пироксеново-роговообманково-биотитовый перидотит, термин довольно неудобный по своей сложности и растянутости, почему я и предпочитаю дать ему более короткое название: перидотит Крутой губы, в ближайшем районе которой он обнажается» (*Ibidem*, стр. 252).

Прилагая к породе Б. З. нашу рациональную терминологию, получаем для нее более определенное и не очень громоздкое наименование: п и а м б и п е р и д о т и т. Характер развития породы, по автору, анхиэвтектический; главнейшие структуры: пойкилитовая, параллельная и микропегматитовая.

Плагиоклаз — кальцитовый микропегматитоид описан Б. З. из своеобразного эндоконтактного габбро, заимствовавшего из бокового известняка добавочную известь и обогатившегося, вследствие этого, специально контактными известковистыми минералами: кальцитом, волластонитом, гроссуляром, скаполитом и титанитом. Тщательнейшим образом анализируя парагенезис микропегматитоида, автор пришел к определенному заключению, что образовался этот микропегматитоид не путем кристаллизации из расплава эвтектического состава, а посредством метаморфического распада бывшего ранее на его месте скаполита по следующему схематическому уравнению: $2\text{Me} = 3\text{An} + 2\text{CaO}$. Следует далее распространение подобной же апоморфической интерпретации и на некоторые другие микропегматиты.

Кордиерито-гранулитовые породы, образующие прослой в прибайкальских гранито-гнейсах и рассматриваемые Б. З. как метаморфические образования смешанного происхождения из первичных изверженных и осадочных материалов, в особенности замечательны по развитию в них нового вида келифитовых структур, в которых не участвует ни полевой шпат, ни роговая обманка и пр., а на их месте становятся кордиерит и наичаще — гиперстен. Центр сфероидального келифитового тела, как правило, состоит из граната, и его окружают, одна за другой, две оболочки: внутренняя — радиально-лучистая и внешняя — зернистого строения. Минералогический состав той и другой одинаковый; роль главного основного их минерала играет кордиерит, а гиперстен образует вставки и зерна в этом последнем. Иногда он заменяется кварцем, а в других случаях — шпинелью, так что получается в итоге три варианта келифитовых оболочек: 1) кордиерит-гиперстеновый, 2) кордиерит-кварцевый и 3) кордиерит-шпинелевый. Толщина кордиерит-гиперстеновых оболочек приблизительно вдвое превышает толщину кордиерит-кварцевых. Ориентировка кордиерита во всех без исключения случаях радиальнолучистых оболочек такая, что

плоскость оптических осей его перпендикулярна поверхности гранатового ядра. Всестороннее изучение прибайкальских келифитов привело автора к убеждению, что это образования вторичные, созданные путем обменных химических реакций между гранатом и притекавшими извне растворами, одновременно насыщавшимися, в результате этих реакций, элементами кордиерита и гиперстена (или кварца, или шпинели).

Кальцифиды Прибайкалья, изучавшиеся Б. З. с той же детально-стью, как и кордиеритовые гранулиты означенной местности, производятся им от первоначальных кремнистых доломитовых известняков и доломитов. Доломитизация их и накопление в их составе силикатов происходили под влиянием контактного воздействия на них со стороны интродуцировавших гранитовых и диоритовых изверженных горных пород. В большем удалении от изверженных масс возникали в них при этом преимущественно магнезиальные минералы: форстерит и шпинель, а с приближением к контактам постепенно уступали они свое место известковым: скаполиту, волластониту и пр. Из новых минералов, не называвшихся до тех пор в Прибайкалье, отмечается в составе кальцифидов корунд, из новых синантектических сочетаний — гранатовые венчики вокруг скаполита и, обратно, — скаполитовые оболочки, охватывающие гранатовое ядро; также — пегматитовидные прорастания микроклина клиноцоизитом и пр. Наиболее же, пожалуй, интересны констатированные автором изопертиты: взаимные пертитовидные прорастания двух близких по своему составу лабрадоров, — явление, которое в совершенно аналогичном развитии встретили мы несколько позже в полевошпатовых амфиболитах Онежского побережья Белого моря. Изопертитам посвящен был специальный доклад Б. З. на заседании Минералогического об-ва в 1915 г. (напечатано в Записках минералогического об-ва, т. 52, 1925, стр. 571—575).

Проверка прибайкальских горных пород на содержание в них ортита произведена была Б. З. Коленко в ответ на вопрос акад. В. И. Вернадского, представляет ли ортит в породах СССР исключительную редкость, или же он почему-либо обходится молчанием. Из числа около 150 микроскопированных Б. З. образцов горных пород ортит был встречен в 17; из них 3 — диориты и габбро, остальные — гранитогнейсы. Общие особенности ортитовых индивидуумов: 1) выделение их исключительно в форме совершенных кристаллов и 2) удивительное непостоянство их оптических констант. На основании произведенного исследования и сопоставления его результатов с литературными данными автор заключает:

«Глубоко убежденный, что не существует такой области развития изверженных, (особенности кислых пород и их производных, в которых бы ортит совершенно отсутствовал, я не сомневаюсь, что каждый исследователь-петрограф всегда найдет о них обильный материал по изучению этого интересного и ценного минерала» в Б. З. Коленко, «Породообразующие ортиты» и т. д. стр. 260).

Закончив ортитовой работой интереснейший цикл своих оригинальных исследовательских трудов по петрографии Прибайкалья, Б. З. Коленко занимался и занимается с тех пор преимущественно обработкой разнообразных петрографических материалов: прибайкальских и забайкальских, алтайских и уральских — из сборов тех или иных геологических партий. В особенности следует отметить здесь из результатов такой обработки только что им законченное и подготовляемое к публикации оптико-минералогическое исследование кросситовой роговой обманки Северного Урала, — по материалам В. А. Варсонофьевой и др. уральских геологов. Работу эту отличают все те же, хорошо нам знакомые черты исследовательского стиля Б. З.: всесторонний охват изучаемого предмета, изящество и точность работы, ло-

гичность и убедительность теоретических его построений. На девятом десятке лет своей жизни, на исходе 60-го года своего научного стажа, он остается все тем же воодушевленным работником и адептом петрографической науки, как и в молодые свои годы.

D. S. BELJANKIN. ON THE PETROGRAPHICAL WORKS OF B. Z. KOLENKO
(To the Sixtieth anniversary of B. Z. Kolenko's scientific activity)

SUMMARY

During the early years of his scientific activity (1879—1885) B. Z. Kolenko worked but partly at petrography and his researches concerned chiefly physical crystallography, pyro- and piezo-electricity of quartz etc. Already then he acquired authority by his studies in this branch of science. Later on B. Z. Kolenko continued with some interval his petrographical investigations. In 1899 and 1902 there were published his translations into Russian of G. Abich's work (in two volumes) «The Geology of Armenian Highlands». Between 1916 and 1929 B. Z. Kolenko published (in Russian) the following valuable papers on the petrography of the Baikal region:

1. Peridotite of Krutaya Guba. Trans. of Miner. Soc., 1916, p. 231—288.
2. Plagioclase—Calcitic Micropegmatitoid. Bull. of Moscow Mining Academy, 1923, p. 243—255.
3. Cordierite Granulites and Kelyphitic Structures. Trans. of the Inst. of Appl. Mineralogy; issue 24; 1926, p. 3—128.
4. Crystalline Limestones and Calciphyres of Belaya Vyemka. Trans. of Mineral. Inst. of the Moscow University; issue 8, 1929, p. 3—112.
5. Rockforming Orthites in Some Rocks of the Baikal Region. Bull. Academy of Sc. of the USSR, 1929, p. 243—260.

These papers form in general a kind of monographies on the crystalline rocks and metamorphic formations of the Baikal region, containing a vast quantity of structural, paragenetic and other details of wide petrographic importance.

After 1929 B. Z. Kolenko studied microscopically a great quantity of petrographic materials collected by different investigators in Transbaikalia, the Altai and Urals. We must particularly mention here his just completed and prepared for publication investigation of crossites of the North Urals. This investigation together with the analysis of literature data enabled him to establish crossite as a new type of alkaline hornblende independent on glaucophane and riebeckite.

B. Z. Kolenko is one of our most estimable scientists, who worked much and successfully for the petrographical science in the USSR.

**НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИМ ГЕОЛОГИЧЕСКИМ
ИНСТИТУТАМ, ГЕОЛОГО-РАЗВЕДОЧНЫМ ТРЕСТАМ,
ГЛАВНЫМ ГЕОЛОГО-РАЗВЕДОЧНЫМ УПРАВЛЕНИЯМ,
ИНСТИТУТАМ АКАДЕМИИ НАУК СССР, УССР, БССР**

Согласно решению XVII сессии Международного геологического конгресса в Москве XVIII сессия Конгресса состоится в Лондоне в 1940 г.

Оргкомитет XVIII сессии уже приступил к работе по подготовке Конгресса. В первом циркуляре Оргкомитета XVIII сессии опубликованы следующие вопросы повестки дня:

1. Метасоматические процессы при метаморфизме.
2. Ритмичность в отложении осадочных пород.
3. Геология железорудных месторождений.
4. Геология нефти.
5. Геология дна морей и океанов.
6. Границы плиоцена — плейстоцена.
7. Фацции фауны и сопоставление стратиграфических горизонтов.
8. Движения земли и эволюция организмов.
9. Применение геофизики в геологии.
10. Геология и парагенезис руд свинца и цинка.

Бюро XVII Международного геологического конгресса, сообщая повестку дня XVIII сессии, просит известить его, по каким из указанных на повестке дня вопросам в Вашем учреждении ведутся работы и по каким вопросам Вы сумеете подготовить доклады и какие авторы в составлении этих докладов участвуют.

Ваши соображения просим сообщить Бюро XVII Геологического конгресса по адресу: Москва, 17, Пыжевский пер., 7, комн. 408.

Вид-президент Бюро XVII Международного геологического конгресса

акад. *В. А. Обручев*

Ученый секретарь *А. А. Амирасланов*

**К СВЕДЕНИЮ ЧЛЕНОВ
XVII МЕЖДУНАРОДНОГО ГЕОЛОГИЧЕСКОГО КОНГРЕССА**

Ввиду предстоящей рассылки Трудов XVII Международного геологического конгресса, Бюро по изданию Трудов просит всех членов Конгресса, переменивших свое местожительство, немедленно сообщить свой новый адрес в Бюро по адресу: Москва, 17, Пыжевский пер., 7, ВИМС, комн. 408.

Содержание

Sommaire

	<i>Стр.</i>		<i>Page</i>
Ученый, патриот, большевик	4	Savant, Patriot, Bolchevik	4
А. Е. Ферсман. Геохимия кобальта	7	A. E. Fersman. Geochemistry of Cobalt	
В. А. Обручев. О некоторых спорных вопросах тектонической терминологии и тектоники СССР	24	V. A. Obrutchev. On Disputable Questions of Tectonic Terminology and Tectonic of the USSR	
О. С. Вялов и И. А. Коробков. О стратиграфическом значении <i>Pectinidae</i> из палеогена Средней Азии	32	O. S. Vialov and I. A. Korobkov. On the Stratigraphic Importance of <i>Pectinidae</i> from the Lower Tertiary of Central Asia	
З. М. Старостина и Б. Н. Красильников. О стратиграфии нижнего палеозоя левобережья р. Уленты и северной окраины горы Еремень-тау	44	Z. M. Starostina and B. N. Krasilnikov. On the Stratigraphy of the Lower-Palaeozoic on the Left Bank of the Ulenta River and in the North Part of the Erementau Mnts (Northeastern Kazakhstan)	
Н. С. Зайцев. О возрасте красноватых третичных толщ южной части Тургайской впадины	63	N. S. Zaitsev. On the Age of the Redcolored Tertiary Series in the Southern Part of the Turgai depression	
В. Б. Порфирьев. Основные факторы нефтеобразования	84	V. B. Porfiriev. Chief Principles of Oil Formation	
Л. М. Миропольский. О распространении ванадия в каустобиолитах Татарии	103	L.-M. Miropolsky. On the Occurrence of Vanadium in the Kaustobiolites of Tartaria	
Н. П. Бакустин. Зависимость окраски амазонита от содержания в нем рубидия	111	N. P. Kapustin. The Dependence of Amazonite Color on the Content of Rubidium	
Г. М. Ефремов. О природе калинатрового полевого шпата в палеозойских интрузиях Сев. Кавказа	116	G. M. Efremov. On the Nature of Potassium-sodium Feldspar in the Palaeozoic Intrusions of the North Caucasus	
И. С. Вольинский. Система таблиц-решеток для определения рудных минералов в полированных шлифах	126	I. S. Volynsky. A System of Table-Gratings for the Determination of Ore Minerals in Polished Sections	
С. А. Юшко. Применение метода отпечатков в минерографии	137	S. A. Youshko. The Application of the Method of Imprints in Mineralography	
Д. С. Белянкин. О петрографических работах В. З. Коленко	142	D. S. Beliankin. On the Petrographical Works of B. Z. Kolenko	

Редактор *Б. Н. Усовский*

Техн. редактор *Ал. Сокольский*

Сдано в набор 16/V 1939 г.

Подписано к печати 10/VIII 1939 г.

Формат 70 × 108 см. 1/16.

60 тыс. тип. зн. в печ. л.

АНИ № 1780.

Уполн. Главлита РСФСР № А-14798 9/4, печ. л.+4 вклейки. Тираж 2500 экз. Зак. 631