

1937

№3

ИЗВЕСТИЯ  
АКАДЕМИИ НАУК СССР

ОТДЕЛЕНИЕ  
МАТЕМАТИЧЕСКИХ  
И ЕСТЕСТВЕННЫХ НАУК

---

СЕРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ

BULLETIN DE L'ACADÉMIE DES SCIENCES  
DE L'UNION DES RÉPUBLIQUES SOVIÉTIQUES SOCIALISTES

CLASSE DES SCIENCES  
MATHÉMATIQUES  
ET NATURELLES

SÉRIE GÉOLOGIQUE

ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР  
МОСКВА MOSCOU

---

# ИЗВЕСТИЯ АКАДЕМИИ НАУК СССР

ОТДЕЛЕНИЕ

МАТЕМАТИЧЕСКИХ И ЕСТЕСТВЕННЫХ НАУК

СЕРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ

ВЫПУСК 4

СОДЕРЖАНИЕ

**А. А. Борисяк.** Александр Петрович Карпинский.

**Д. С. Веляньин.** Петрографическое наследство акад. А. Н. Карпинского.

**Е. А. Кузнецов.** Развитие взглядов на тектонику Урала и А. П. Карпинского до наших дней.

**Б. И. Кротов.** Работы Карпинского в области изучения железной руды СССР.

**А. Г. Вологдин.** Селективные металлы Урала.

**А. Криптофович.** Орхидевоновые растения из сев.-вост. части Ловозерских тундр Кольского полуострова.

**А. Д. Архангельский, А. А. Михайлов, В. В. Федынский, Е. Н. Люстих.** Геологическое значение аномалии силы тяжести в СССР.

**М. А. Усов.** Трапповые формации Кавказа.

**А. Н. Заварицкий.** О фюзивных магматических месторождениях.

**И. И. Гинзбург.** Минералогическое исследование серпентинитов Южного Урала.

**А. А. Борисяк.** *O Paranchiterium Karpinskii* gen. et spec. n. — новом представителе *Eguidae* из среднемиоценовых отложений Кавказа.

Список печатных трудов акад. А. П. Карпинского.

---

**ИЗВЕСТИЯ  
АКАДЕМИИ НАУК СССР**

**ОТДЕЛЕНИЕ МАТЕМАТИЧЕСКИХ  
И ЕСТЕСТВЕННЫХ НАУК**

**СЕРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ**

**BULLETIN DE L'ACADÉMIE DES SCIENCES DE L'URSS**

**CLASSE DES SCIENCES MATHÉMATIQUES ET NATURELLES**

**SÉRIE GÉOLOGIQUE**

**№ 3**

**ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР**  
**Москва ★ 1937**

Напечатано по распоряжению Академии Наук СССР  
Непременный секретарь акад. Н. Горбунов

Ответственный редактор — академик-секретарь  
Отделения математических и естественных наук  
акад. А. Е. Ферсман

Редакционная коллегия — Президиум Геологической группы ОМОН:  
акад. И. М. Губкин, акад. А. Д. Архангельский,  
акад. В. А. Обручев

Ответств. секретарь И. И. Малышев  
Редактор серии Б. Н. Усовский

**А. КРИШТОФОВИЧ****БОТАНИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ И ЭТАПЫ РАЗВИТИЯ ФЛОРЫ ВЕРХНЕГО ПАЛЕОЗОЯ**

Автор доказывает существование в верхнем палеозое таких же ботанико-географических зон, которые имеются в настоящее время, но которые в то время занимали иное географическое положение. Вместе с тем автор выдвигает совершенно новую точку зрения на те угленосные толщи, которые считаются в Сибири (Кузнецкий и Тунгусский бассейны) пермскими. Автор видит в них не что иное, как отложения одновременные, хотя бы отчасти, отложениям среднего карбона Европы и Нижней Гондваны. В связи с этим он указывает, что, являясь непосредственной преемницей нижнекаменноугольной флоры, кузнецкая и другие подобные флоры сохранили еще с нею тесные отношения.

**Ботанико-географические области верхнего палеозоя в связи с вопросом о возрасте слоев Кузнецкого бассейна**

Работа над выяснением зональности в распределении растительности в мезозойскую эру и в третичном периоде в северном полушарии привела меня к необходимости продумать этот вопрос и в отношении флоры верхнего палеозоя, относительно которого наблюдаются чрезвычайно крупные разногласия.

Учитывая морфологические и анатомические свойства каменноугольных растений (отсутствие годичных колец, крупный рост, афлебии, каулифлорию и пр.), Г. Потонье, одновременно с установлением им принципа актуальности в углеобразовании, выдвинул учение о тропической или субтропической природе болотистых лесов, давших начало скоплениям угля каменноугольных бассейнов Европы и Северной Америки. Открытие ряда болот в тропиках (Кампара на Суматре, Гвиана и др.) парировало возражения, выдвигавшиеся против возможности накопления торфа во влажно-жарком климате. Однако, строя свою теорию и предполагая жаркий климат углеобразования, Потонье совершенно не помышлял о возможностях перемещения самой зоны углеобразования в иные широты сравнительно с теми средними широтами, в которых она расположена

в настоящее время. Его учение затрагивало явления чисто климатического порядка, в смысле возможности древнего расширения жаркой климатической зоны за счет средних широт, т. е. в сторону большего однообразия климата на земной поверхности.

Своеобразную глоссоптериевую флору Гондваны, синхроническое развитие которой с верхнепалеозойской флорой Европы было признано давно, Потонье рассматривал как растительность прохладной области Антарктики. В. Готан первоначально предложил совершенно иное толкование картины, нарисованной Потонье, разделяя растительность каменноугольного периода на два типа: 1) аркто-карбоновую флору северного полушария, характеризующуюся крупными каламитами, лепидодендронами, сигилляриями и птеридоспермами, и 2) антаркто-карбоновую флору южного полушария, характеризующуюся присутствием *Glossopteris* и его спутников. Однако, считая эти флоры свойственными просто разным полушариям, Готан был принужден признать за первой безморозный характер ее климата, ослабляя тем самым свои возражения против теории Потонье.

Очевидно, чувствуя недостатки своего построения и значительные различия флор в пределах одного северного полушария, Готан в 1935 г. разбил свою аркто-карбоновую область на три флористических провинции: 1) еврамерийскую, 2) ангарскую и 3) гигантоптерисовую, не имея возможности в то же время провести подобное разделение для южного полушария. Оставаясь ярым противником теории подвижности материков и полюсов, Готан не мог поместить трех флор северного полушария в какую-либо зависимость от климатических зон, рассматривая свои провинции, повидимому, как явления аazonальные и, может быть, различные более флористически, чем геоботанически. По его мнению, гигантоптерисовая флора Азии удерживает больше черт еврамерийской (Европа — Америка) карбоновой флоры, содержа некоторые своеобразные элементы, как *Tingia*, *Lepidodendron oculus-felis* и др. Кроме того на востоке он допустил продвижение элементов аркто-карбоновой флоры на юг до экватора и смещение ее с гондванскими элементами.

Отличаясь от первого, еще совершенно примитивного построения (причина чего лежала в крайне недостаточных данных) учетом действительно существующего ряда особенностей растительных комплексов, это новое построение все же не объясняет и не оправдывает самого себя, так как провинции Готана не обоснованы ни географически, ни логически. Мы ведь знаем, что нигде линия экватора не является чем-то вроде линии Уоллеса, разъединяющей флористические области. Как раз наоборот, тропическая область существует как более или менее широкая зона, по обе стороны которой,

caeteris paribus, располагаются гомологичные умеренные флористические области, взаимно родственные, развивающиеся дивергентно из исходных форм, но конвергирующие в случаях развития растений в сходных условиях.

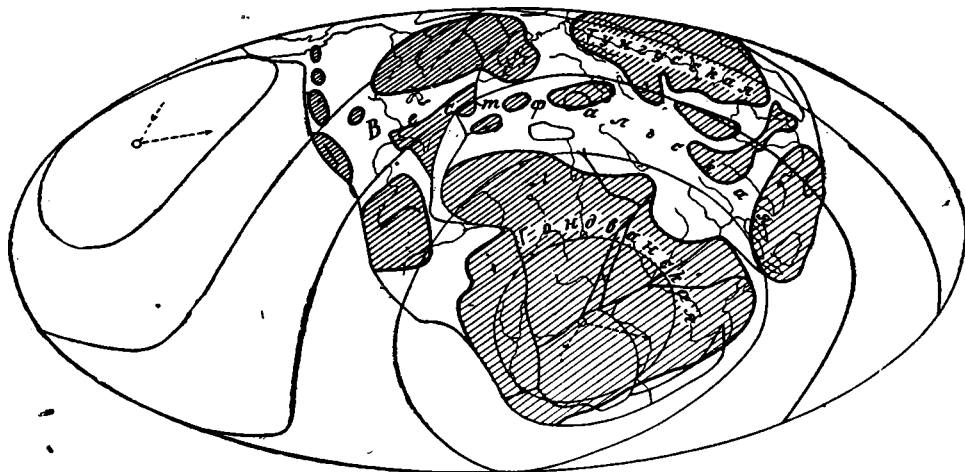
Считая старое построение Потонье верным только в отношении характеристики климата, а новое Готана — неправильным, как вследствие общей неправильной концепции, так и недостаточного анализа форм вестфальской, гондванской и сибирских «пермских» флор на основе сравнения их с нижнекаменноугольными растениями, я предлагаю для распределения на земле растительности в верхнем палеозое новое решение.

Основной предпосылкой для принятия моей концепции я ставлю безусловный отказ от принципа гомотаксальности, как доказательства синхронизма, в применении его к далеко взаимно удаленным флорам или флорам, взятым как целое на отдельных платформах, в определенных географических зонах, но сохраняя значение гомотаксальности как синхронизации в обособленных и ограниченных районах и бассейнах. Иными словами, я вслед за Гексли, Дж. Гукером, а из новых исследователей — В. Йонгмансом, признаю, что ископаемые флоры, как комплексы прежней растительности, в одно и то же время развивались в различных частях земного шара, в различных формах и составе, точно так же как и в настоящее время резко противоположными по систематическому составу и организации являются фауна Европы и Австралии, флора тундр, тайги и лесов Малайского архипелага. Наши клюква и ель и бананы и кокосовая пальма Цейлона существуют в одно и то же время теперь, хотя могло быть время, когда один из этих типов еще не существовал.

Но от признания полной возможности отдельных флор быть одновременными я не перехожу механически к признанию возможности вполне идентичных флор быть разновременными в геологическом смысле этого слова, т. е. разделенными крупными промежутками времени геологической шкалы. Протекшее время на путях миграций и в течение веков всегда вводит новые ценогенетические элементы во флору, равно как выводит из нее те или другие архаические компоненты или оставляет их в виде реликтов во флорах-пришельцах. Но нельзя отрицать, что эта общность разновременных флор удаленных стран может заходить очень далеко, доходя до порядка родового и даже (в палеоботаническом смысле) видового тождества, но не до буквального повторения (для сравнения напомним о тургайской флоре Азии и сарматской флоре Украины или Силезии, о верхнемеловой флоре северо-востока Азии и тургайской флоре Сибири, как сходных, но уже более удаленных типов). И если это положение еще придется доказывать как

принцип, то на практике оно давно получило право гражданства, со времени признания глоссоптериевой гондванской флоры одновременной какой бы то ни было флоре верхнего палеозоя Европы, будь то флора вестфалья, стефана или красного лежня.

Учитывая гомотаксальность флор, я считаю нужным отметить, что я в то же время придерживаюсь теории подвижности частей земной коры, безразлично, в виде ли подвижки материков, или в виде движения полюсов, или обоих вместе, что само собой вытекает из моих построений и без чего мы никак не можем, по признанию крупнейших авторитетов, объяснить явлений гондван-



Фиг. 1. Флористические области земного шара в верхнем палеозое, на основе вегетеровских идей подвижности материков. Заштрихованные пространства — суша; белые пространства — море

ского оледенения с центром близ тропика и движения льдов через современный экватор в северное полушарие.

Третьей предпосылкой к моему построению, как и вообще к любому эволюционному построению, является невозможность признания однообразия физико-географических условий (освещение, теплота, влага, выветривание, почвы, флора, фауна) на всем или на большей части земного шара в каменноугольном периоде и отсутствие географической зональности, которые, конечно, ускользают от нас по недостаточности геологической летописи и вследствие часто неправильного ее понимания. Однако наряду с этим я не отрицаю возможности некоторого и частью, может быть, даже значительного похолодания или потепления, отражающихся на всей земле, в зависимости от континентального или океанического состояния полярных областей и прочих географических комбинаций в смысле Брукса.

Мои фитогеографические построения сводятся к следующему (см. фиг. 1). В период антраколита (я учитываю главным образом время от вестфальской эпохи до конца красного лежня) растительность земного шара распадалась на три основных зоны. К ним, может быть, следовало бы присоединить две полярные области, но материалов для этого у нас пока не имеется. Эти зоны таковы:

1) Арктическая, или голарктическая, Тунгусская, или Ангарская, флористическая область, умеренного или умеренно-прохладного типа, характеризующаяся сравнительно мелкими, но разнообразными хвощевыми (*Phyllothea*, *Lobatannularia*, может быть *Schizoneura*), подавленностью или отсутствием лепидофитов, или проявлением их в виде особенных типов, малой выраженностью птеридоспермов и папоротников, развитием своеобразных *Psygphyllum* и других форм гинкгового типа и широким развитием кордаитов.

2) Тропическая Вестфальская флористическая область, характеризующаяся главным образом лепидофитами: *Lepidodendron*, *Sigillaria*, крупными каламитами, многочисленными папоротниками *Pecopteris* и птеридосперами: *Sphenopteris*, *Neuropteris*, *Alethopteris*, *Mariopteris* и др.

3) Антарктическая Гондванская область глоссоптериевой флоры с крупными *Noeggerathiopsis* и сравнительно мелкими растениями других групп: *Glossopteris*, *Gangamopteris*, *Schizoneura*, *Phyllothea*, местами с реликтами лепидофитов.

Резко обособленное существование этих областей объясняется тем, что как первая от второй, так и вторая от Гондваны большую часть времени их существования были отделены геосинклинальными морями, временная регрессия которых давала возможность некоторого взаимообмена. Менее постоянное существование моря на восточной окраине азиатского континента явилось чрезвычайно благоприятным моментом для взаимного проникновения элементов флор, например, вестфальских в область Гондваны и вестфальских и гондванских в область тунгусской флоры. Эта примесь и одновременное существование на окраине азиатского материка некоторых своеобразных типов (*Gigantopteris*, *Tingia*) дает полное право В. Готану (7, 8) и Б. Сахни (15) выделять в пределах Азии особые провинции, причины существования которых ими, однако, ясно не были формулированы.

Принятие предлагаемой мною концепции для азиатского палеозоя дает возможность рассматривать возбуждавшую столько споров геологию Кузнецкого бассейна в совершенно ином свете.

Если мы даже исключим из истории кузнецкой геологии споры о возрасте угленосных слоев, происшедшие на почве недоразумений (смешение юрских коллекций с пермскими), сильно тормозив-

ших решение этой задачи в течение 80 лет, то все же кардинальный вопрос возраста его основных палеозойских образований остается одним из самых спорных в советской геологии.

Диапазон различных мнений весьма авторитетных ученых в этом споре колебался от карбона до верхней перми и даже (мнение Грэбо) до триаса, в виде компромисса при предположении об участии здесь юрских элементов. Ряд палеозоологов, как Джонс, Г. Г. Петц, А. А. Стоянов, И. П. Толмачев (отчасти), М. Э. Янишевский и даже сам Ф. Н. Чернышев, видели здесь слои каменноугольного возраста. По Чернышеву, цикл их образования закончился даже ранее отложения артинских слоев Урала, соответствуя свитам Тальчиру и Карбагари Индии и среднему карбону общей шкалы.

Мнения палеоботаников расходились как в своей среде, так и с мнениями палеозоологов. В то время как М. Д. Залесский лишь в последнее время согласился признать нижнюю часть балахонской свиты (свою острогскую свиту) имеющей каменноугольный (даже намюрский!) возраст, М. Ф. Нейбург, а за ней В. А. Хахлов видят здесь значительное развитие карбона, из-за видового состава признаваемого ими только верхним. Вероятность участия каменноугольных осадков в составе слоев бассейна В. А. Обручев мотивирует мощностью отложений, для накопления которых был нужен немалый срок.

Не имея возможности в настоящей статье входить детально в обсуждение признаков, систематического положения, роли и значения отдельных растений или спорить о различии отдельных свит, я приведу краткую флористическую характеристику основных толщ бассейна, как она была дана М. Ф. Нейбургом.

Молодая или II флора:

1. Верхняя свита: *Pecopteris anthriscifolia*, *Callipteris Zeilleri*, *C. altaica*, *C. sp.*, *Odontopteris sp.*, *Gigantopteris sp.*, *Gangamopteris sp.*, *Glottophyllum (Tychopteris) cuneata*, *Lobatannularia Schtschurowskii*, *Schizoneura sp.*, *Noeggerathiopsis*, *Mesopitys Tchinatchevii*.

2. Нижняя свита: *Callipteris Zeilleri*, *Gigantopteris sp.*, *Lepidophloios sp.*, *Knorria sp.*, *Phyllothea sp.*, *Noeggerathiopsis aequalis*, *Cycadites sp.*

Древняя флора (I):

3. Верхний ярус: *Angaropteridium (Neurogangamopteris) cardiopteroides*, *Gondwanidium (Neuropteridium) sibiricum*, *Neuropteris gigantea*, *N. dichotoma*, *Sphenopteris sp.*, *S. Laurentii*, *Pecopteris oreopteridia*, *Gangamopteris sp.*, *Phyllothea deliquescens*, *Lobatannularia Schtschurowskii*, *Annularia microphylla*, *Sphenophyllum majus*, *Noeggerathiopsis sp.*, *Psymphyllum Potaninii*, *Angarodendron sp.*, *Samaropsis sp.*, *Ginkgophyllum Vsevolodi*, *Dicranophyllum sp.*, *Gaussia scutellata*, *Crassinervia kuznetskiana*, *Nephropsis rhomboidea*.

4. Нижний ярус: *Lepidodendron* sp., *Sigillaria* sp. (*Rhytidolepis*), *Coenodendron* sp., *Angaropteridium* (*Neurogangamopteris*) *cardiopteroides*, *Phyllothea*.

Находки в нижнем ярусе нижней (балахонской) толщи остатков *Lepidodendron*, *Sigillaria*, а выше — *Neuropteris gigantea*, побудили М. Ф. Нейбург признать возраст толщи I каменноугольным, против чего первоначально возражал Залесский, признав затем этот возраст, с понижением его до намюра, только в отношении самого нижнего горизонта свиты, названного им острогской свитой. Он указал для нее: *Lepidodendron* typ. *Veltheimii*, *Sigillaria* (*Rhytidolepis*) sp., *Demetria* sp. и *Cardiopteris vesca* Zal. (позже переименованный им в *Angaropteridium vescum*, но по-моему мало отличающийся от его же *A. tyrganicum* и *A. abeanum* верхней свиты и тем увязывающий их теснее). Характерно, что Залесский, возражая Нейбургу против каменноугольного возраста нижней кузнецкой толщи, определяемого ею как верхний карбон, для нижнего горизонта той же толщи дает возраст даже более древний, чем его оппонентка.

Ни положения Залесского, видящего в «пермском» облике кузнецкой флоры доказательство ее пермского возраста, ни положения М. Ф. Нейбурга, на основании единичных «каменноугольных» форм среди господствующих «пермских» утверждающей каменноугольный возраст толщи, я не считаю правильными. Выводы этих авторов я считаю верными как раз наполовину: Нейбург — относительно возраста балахонской толщи, Залесского же — относительно общего облика и состава флоры согласно обычным представлениям (нужно добавить: имеющей, однако, весьма мало общего с флорой стандартной европейской перми, без *Taeniopteris Walchii* и *Sphenophyllum Thonii!*).

Фактически весь комплекс как нижних, так и верхних горизонтов не имеет, кроме единичных форм, ничего общего со стандартным карбоном Европы и Америки. При таком резком отличии состава от каменноугольной флоры комплекс этот, несомненно, несет больше пермских черт облика (я бы даже сказал: ценогенетических признаков в морфологии), но и их в нем мало для сравнения с тем, что считается стандартом пермской флоры — красным лежнем Европы, и нет ничего общего с цехштейновой флорой общепризнанной перми. В растениях этой флоры мы видим гораздо более общего с флорой материка Гондваны, что уже было давно подмечено М. Д. Залесским, но что по-моему им используется неправильно для наименования всей флоры Ангариды гондванской, сглаживая этим существующие в действительности их противоречия. Кольчугинская свита, имея в составе чисто пермские родовые типы Европы (но не виды!), все же содержит био- и морфологически, а отсюда и фитогеографически флору, не отличимую от древней.

Я считаю весь комплекс флоры балахонской и кольчугинской свит тунгусской флорой, или флорой внетропического умеренного пояса северного полушария каменноугольного и пермского периодов, аналогом и викарирующей флорой Гондваны и синхроничной верхнекаменноугольной (вестфаль-стефан), а частью, может быть, и пермской флоре Европы и Северной Америки. Во всяком случае я считаю, что эта флора моложе нижнего карбона, остаточные черты растений которого, его палингенетический налет, я вижу еще сохраненными в обеих этих флорах, как потомках родоначальной.

Нисколько не претендуя на правильность местных стратиграфических подразделений толщ Кузнецкого бассейна, я считаю вопрос о возрасте его и его свит нуждающимся в решительном пересмотре с выдвигаемой мною точки зрения, которая прежде всего требует создания местной региональной шкалы для цели последующей корреляции с общегеологической шкалой. Я считаю совершенно неправильной непосредственную увязку толщ с ярусами Европы на основании единичных или только сходных форм, ввиду не только дальности расстояний, но и флористических и климатических особенностей этих стран в то время.

Эти положения заставляют меня признать большую или меньшую часть толщ Кузбасса каменноугольными, одновозрастными, возможно, прямо с вестфальским отделом, а по своей флоре генетически связанными с верхними толщами (кольчугинская свита), несмотря на возможность значительной разницы их возраста. Теоретически я не нахожу веских возражений даже против допущения каменноугольного (например стефанского) возраста и кольчугинской свиты, тем более что обнаруженная в последнее время В. И. Яворским и Г. Л. Радченко еще более молодая флора, считаемая провизорно триасовой, может по возрасту быть и пермской.

Я особенно подчеркиваю: если даже самая нижняя балахонская свита Кузбасса и является пермской по возрасту, то я убежден, что между эпохой развития нижнекаменноугольной флоры в Западной Азии и эпохой развития балахонской флоры не было промежутка времени, в течение которого здесь развивалась бы типичная вестфальская флора, как мы ее знаем, например, в Донецком бассейне. Балахонская флора является непосредственной приемницей флоры нижнекаменноугольной.

Выдвинутые мною положения поддерживаются следующими обстоятельствами ботанического порядка в отношении генезиса этой флоры. На всем протяжении азиатского материка нижнекаменноугольная флора обнаруживает какие-то интимные отношения к «пермской» флоре типа кузнецкой, в виде смешения типичных нижнекарбонных *Asterocalamites Knorria*, узкоподушечных *Lepido-*

*dendron* с элементами, тяготеющими уже к типам тунгусской флоры<sup>1</sup>.

На этом интимном сходстве или повторении различных типов основаны многочисленные ошибки и колебания в отнесении в Азии различных свит то к нижнему карбону, то к перми, т. е. к крайностям, без нахождения середины. Так, в Экибастузском месторождении в верхней толще мы знаем *Lepidodendron* и *Neuropteris* (который вообще не характерен для нижнего карбона). Там же указаны «пермский» *Neurogangamopteris* и *Lepidodendron kirghizicum* (нижнекарбонного типа), который известен и из Куу-чеку. В Караганде найдены, с одной стороны, *Lepidodendron Volkmannianum*, *Knorria acicularis* и *Sigillaria* sp., а с другой—*Angaropteridium* (*Neurogangamopteris*), что приводит М. Д. Залесского к выводу, что остатки происходят из разных свит. При этом он указывает, что древесина *Dadoxylon* из Тын-кудука дает годовичные кольца, чего он не допускал вообще для карбона.

Крупные расхождения в вопросе определения возраста по фауне и флоре обнаружены и для Тарбагатая. Такие же противоречия отмечаются и для Хакассии (Минусинский бассейн). Там в свите г. Изых И. Ф. Шмальгаузен определил типичные формы нижнего карбона или даже более древние: *Knorria imbricata*, *Asterocalamites radiatus*, *Lepidodendron Veltheimianum*, *Cordaites* cf. *palmaeformis*. М. Д. Залесский же, настаивая на пермском возрасте, приводит оттуда: *Cardiocarpus* sp., *Noeggerathiopsis aequalis*, *Aneimites Lopatinii*, *Angaridium* (*Neurogangamopteris*) *cardiopteroides*, *Gondwanidium sibiricum*, *Pecopteris anthriscifolia* и *Phyllotheca deliquescens*.

Не пытаясь разрешить спор, я только отмечаю резкое противоречие таких авторитетных исследователей, при общем замечании, что в области Центральной Азии широкое распространение нижнего карбона, частью с остатками флоры, не подлежит сомнению.

Определения флоры из Северной Монголии также были противоречивы. Такие же неувязки наблюдаются и в Китае. Например, Сы в провинции Цзяньсу, в Китае, под известняками с динанской фауной, в слоях с флорой, указывает как типичные нижнекарбонные формы *Lepidodendron mirabile*, *L. leeianum*, а вместе с ними *Sphenophyllum lungtanense*, обнаруживающий сходство с пермскими клинолистниками с крупными пластинками.

Вторым доказательством в пользу выдвигаемого мною взгляда является совершенно необъяснимое отсутствие на всей территории Азии — от окраин Донецкого бассейна почти до берегов Тихого океана — слоев с типичной флорой карбона вестфальского и стефан-

<sup>1</sup> Я предпочитаю следовать в названии палеозойской флоры Азии Зюссу, считая название «ангарский» распространяющимся как на мезозойские, так и на палеозойские образования континентальных бассейнов материка.

ского ярусов. Принимая во внимание столь широкое распространение этой флоры в Европе и еще вполне типичное проявление на Северном Кавказе, трудно объяснить отсутствие ее далее на восток просто отсутствием там синхроничных осадков с вестфальской флорой или их повсеместным уничтожением эрозией, особенно учитывая достаточное количество нижнекарбоновых и «пермских» осадков при слабом развитии среднекаменноугольного моря, что создавало благоприятные условия для образования пресноводных толщ. Исключением является район Нарын-тау, на южной окраине тунгусской зоны, где, вероятно, примешивалась или вообще была развита типичная «аркто-карбоновая» флора (вестфальская — по моей схеме). Наоборот, ближе к берегам Тихого океана признаки вестфальской флоры проявляются вновь: в Хебее (б. Чжили) в пластах со *Spirifer mosquensis* наблюдается флора с участием *Sphenopteris pnummularia*, *S. polyphylla*, *S. cf. dilatata*, *S. neuropteroides*, *Linopteris Brongniartii*, *Pecopteris acuta*, *Rhacopteris busseana*, *Conchophyllum Richthofenii*, *Calamitis Cistii*, *Lepidodendron dichotomum* (или *L. oculus-felis*). По Готану и Сы, в более высоких горизонтах появляется типичная пермская флора с *Gigantopteris*. То же наблюдается и в Пынъсиху в Маньчжурии. Однако полного совпадения с вестфальскими комплексами Европы нет и здесь; отсутствуют те многочисленные виды лепидодендронов и сигиллярий, которые мы знаем в Европе; появляются странные типы, как *Conchophyllum*, *Lepidodendron oculus-felis*, позже становящиеся типичными для той восточно-азиатской флоры, которая определяется как пермская.

Однако появление на востоке Азии форм вестфалья я считаю не только указанием на среднекаменноугольный возраст толщи (предполагая здесь более близкое положение к карбоновому экватору), но и свидетельством в пользу захода с юга ряда представителей тропической каменноугольной флоры в область, где уже вскоре стала развиваться типичная «пермская» тунгусская флора, правда с некоторыми восточно-азиатскими особенностями, как, например, *Gigantopteris*.

Все эти особенности я связываю с климатической зональностью, а также с некоторыми региональными особенностями районов, куда уже по их близости к областям других флор или по отсутствию между ними преград (хотя бы временному) было облегчено проникновение форм, в особенности благодаря, может быть, условиям теплого побережья. Поэтому флоре этой восточной окраины, следуя Сахни, надо присвоить наименование Катазиатской провинции, рассматривая ее как провинцию той же Ангариды (тунгусской флоры).

Как вестфальская, так и тунгусская и гондванская флоры — все одновременно развивались из общих нижнекаменноугольных предков: первая в тропическом или во всяком случае жарком поясе,

вторые — в умеренно-холодных областях соответствующих полушарий. И как в Ангариде мы, повидимому, уже с нижнего карбона видим странную примесь особенных типов (*Angaridium*), так и в области Гондваны (например, слои Рио-Бонито в Южной Америке) наравне с глоссоптериевыми элементами еще продолжают существовать лепидодендроны и сигиллярии. В Австралии, наоборот, уже в свите Смит-Крик среди нижнекарбонных элементов намечается *Glossopteris*. Объяснение этим явлениям я постараюсь дать ниже.

Общим выводом отсюда является, что, вновь возбуждая вопрос о ревизии возраста этих азиатских свит, я не могу пока прямо поддерживать или отвергать тот или иной из высказанных взглядов. Важно то, что развитие флоры типа кузнецкой (тунгусской) начало намечаться еще до окончания нижнекаменноугольной эпохи и продолжалось далее, захватывая и пермскую систему, одновременно с развитием в Европе стадий флор вестфальской, стейфанской, красного лежня и, может быть, даже цехштейна. Основным материалом для этого должна явиться разработка собственной батрологической шкалы, с учетом намеченных мною путей и тщательным анализом не только систематических признаков растений, но и их взаимоотношений в различных системах, а также общего уровня развития флор. Только затем уже, учитывая тщательно проработанные фаунистические данные, должна произойти попытка точной увязки с европейским стандартом.

#### **Этапы развития флоры и ботанико-географические области верхнего палеозоя**

Отмеченные выше особенности тунгусской флоры, равно как и других флор Азии, и намеченные флористические зоны, являющиеся в значительной степени и геоботанически обособленными, являются функцией географического положения и взаимоотношений соответственных участков суши, в связи с климатическими особенностями зон и интразональных пространств, и истории развития растительности их материнских комплексов. Основные черты этого развития в условиях, особых для каждой флоры, я представляю себе следующим образом.

До начала девонского периода наземной растительности не существовало вообще или она не играла никакой видной роли. В период девона в разных местах земного шара (Шотландия, Норвегия, Чехия, Германия, Азиатская часть СССР, Китай, Канада) появляются первые наземные, так называемые псилофитовые флоры. Их весьма однообразный состав и облик, безусловно, еще связаны с молодым возрастом группы вообще, с ее близостью к общим генетическим корням и их морфологическим особенностям. Кроме того как рас-

тения, только недавно порвавшие с чисто водным образом жизни, псилофиты еще оставались тесно связанными с прибрежноводным обитанием, с болотами, берегами рек, озер, может быть, и морских побережий. Этим самым распространение псилофитовой флоры, как, например, и современных прибрежноводных сообществ, более определялось экологическими, эдафическими моментами, чем общезональными климатическими условиями. Впрочем Крейзель в 1935 г. уже указывал на некоторые признаки существования фитогеографических провинций даже в девоне.

Эта однообразная псилофитовая флора дала начало верхнедевонской археоптерисовой флоре, также не обнаружившей сколько-нибудь заметной дивергенции в различных областях ее распространения. Возможно, что наземная флора того времени, как еще стоящая на первых ступенях одоления менее доступных участков суши (пустынь, скал, полярных зон), также существовала только в условиях теплого (безморозного) и относительно влажного климата или же при легком доступе влаги — чему не противоречит ее распространение, принимая построения Вегенера.

Эта верхнедевонская флора стала везде родоначальницей ниже каменноугольной флоры (для краткости будем называть ее флорой кульма) в различных областях, дав импульс развития различным своим элементам, сообразно их климатической и эдафической приспособляемости. Повидимому, растительность эта заселила уже и области сухие или только с периодическими осадками, как, например, нашу Западную Азию, в пределах развития красноцветных толщ. Возможно впрочем, что и здесь растительность обитала выше, на влажных горных склонах, откуда в равнины и сносились стволы лепидодендронов, обнаруживающие резкие следы переноса водой.

Если до сих пор в кульмской флоре не удалось подметить каких-либо резких элементов флористических или геоботанических провинций, то все же разные области земного шара явно обнаруживают некоторые ценогенетические тенденции, линии дальнейшего развития в виде появления продроматических форм. Таковы: раннее появление гондванского *Crossopteris* в слоях Смит-Крик в Австралии, смешение «аркто-карбоновой» и глоссоптериевой флор в слоях Рио-Бонито в Южной Америке и в Южной Африке, а также, — что выступает еще более ярко, — раннее появление еще целого ряда продроматических элементов во флоре нижнего карбона Казахстана (где вместе с лепидодендронами нижнекаменноугольного типа находятся *Angaropteridium*), Минусинского бассейна (г. Изых), в Цзяньсу, в Китае, и в копиях Кайпин, в Хебее. В Цзяньсу вместе с нижнекаменноугольными типами (*Lepidodendron mirabile*) появляются *Sphenophyllum*, очень близко напоминающие их «пермские» формы.

Вместе с распространением растительности все далее из оптимальных поясов ее развития, а возможно, — если принимать взгляды Вегенера, — и с движением экватора и полюсов, изменившим существовавшие зональные условия, началась более определенная дивергенция флор из основного нижнекаменноугольного типа. В жарком и влажном среднем поясе тропиков на почве этой дивергенции после эпохи нижнего карбона развилась вестфальская флора с преобладанием крупных каламитов, *Sigillaria*, *Lepidodendron* и многих птеридоспермов, которая типично и широко распространилась в Европе (Англия, Уэльс, франко-бельгийские бассейны, Германия, Донецкий бассейн) и в Америке.

Гораздо неяснее эта флора простирается далее на восток, более определенно проявляясь только в Китае (Кайпин) и на Суматре, притом не в чистом виде, что в значительной степени объясняется совпадением этой полосы с широтным морем Тетис, где область этой флоры или прерывалась или слабо проявлялась по его северному и южному берегам. Слабое проявление ее можно отметить, например, на южной окраине ангарского континента (Нарын-тау), где, по Залесскому, обнаружены следующие формы, составляющие, по видимому, растительность стефанского века: *Pecopteris arborescens*, *P. cyathea*, *P. oreopteridia*, *P. Candollei* и *P. Monyi*.

Нас поражает, кроме этого выклинивания вестфальского типа, также близкое подступание с юга гондванской глоссоптериевой флоры, например в Кашмире, к окраине ангарского континента, что Б. Сахни объясняет взаимным смещением северо-восточного Ассамы к северу, а Бурмо-Китайского массива к юго-западу, а также смятием геосинклинальной области Гималаев. В результате эти две флоры, первоначально разделенные широким морем Тетис, через которое для объяснения родственных черт флор Гондваны и Ангариды М. Д. Залесский в свое время проложил континентальный или островной мост, были приведены почти в контакт.

В Европе эпоха нижнего и среднего карбона совпадала с движением экватора к югу, так как в этом направлении смещался и пояс углеобразования.

В то время как во влажном и жарком тропическом поясе карбона развивалась вестфальская флора, к северу и югу от этой зоны формировались две умеренные флоры. К северу от нее, уже в вестфальский и в стефанский век, стала формироваться особая умеренная флора — аналог современных поясов лиственных лесов и тайги, так же отличающаяся от сигилляриево-папоротниковой флоры тропической полосы, как наша хвойная тайга отличается от пальм, диптерокарповых лесов, бананов и мангровых зарослей Малайского архипелага.

На обширном материке Азии это формирование происходило под воздействием тепло-умеренного и далее к северу, возможно, прохладного климата (Новая Земля, устье Лены, Колыма). Вследствие этого у кордаитов этой тунгусской флоры впервые появляются в древесине годовые кольца, которые еще отсутствуют даже в стефанской флоре Евразийской области. Птеридоспермы получили здесь гораздо меньшее значение, а древние крупные каламиты выродились в сравнительно мелкие *Phyllotheca*, *Paracalamites*, *Lobatannularia* и пр., в то время как в Вестфальской области каламиты достигали наибольшего роста за всю историю их существования. При этом важно отметить один филогенетический момент морфологии хвощей: *Paracalamites*, установленный М. Д. Залесским для флоры Ангариды, имеет такие же противопоставленные ребра, как *Asterocalamites* кульма, что устанавливает между ними прямую связь.

Основной лесной формацией тунгусской флоры Ангариды, видимо, стал кордаитовый лес-тайга, в области развития которой образование торфа произвело мощные пласты углей. Это свидетельствует о достаточной влажности этой зоны, принимая, конечно, во внимание ее более низкую температуру. Кроме упомянутых хвощевых, кордаитов (*Noeggerathiopsis*), очень немногих дегенерирующих лепидофитов, ее составляли своеобразные гинкговые: *Psygmophyllum*, *Ginkgophyllum*; *Nephropsis*, папоротниковидные или частью настоящие папоротники: *Angaropteridium*, *Gondwanidium*, *Pecopteris*, *Gangamopteris*, *Sphenopteris*, с остатками таких, как *Neuropteris*, являющихся выходцами из более южной зоны. Позже к ним присоединились следующие элементы: *Callipteris*, *Glottophyllum*, *Odontopteris*, но ни там ни здесь мы не видим ни *Taeniopteris*, ни *Walchia*, которые были так характерны для Европы частью уже с стефанской эпохи.

Одновременно с двумя упомянутыми флорами — тропической и арктической — в южном полушарии, в области Гондваны, стала выработываться из тех же кульмских элементов характерная гондванская или глоссоптериевая флора, первые элементы которой, как мы видели, заложены были еще в нижнем карбоне. Гондванская флора антраколита, точно так же как и тунгусская, потеряла гигантские хвощи-каламиты, выработав взамен их более мелкие *Schizoneura* и *Phyllotheca*, а из папоротникоподобных — *Glossopteris* и *Gangamopteris*. Из лепидофитов лишь местами уцелели немногие типы, носящие печать архаизма и дегенерации. Из крупных форм характерными остались только кордаитовые *Noeggerathiopsis*, как и в Ангариде, составлявшие, вероятно, сплошную тайгу.

Обращает внимание как бы параллельное развитие одних и тех же типов в Гондване и Ангариде, что говорит по-моему не столько

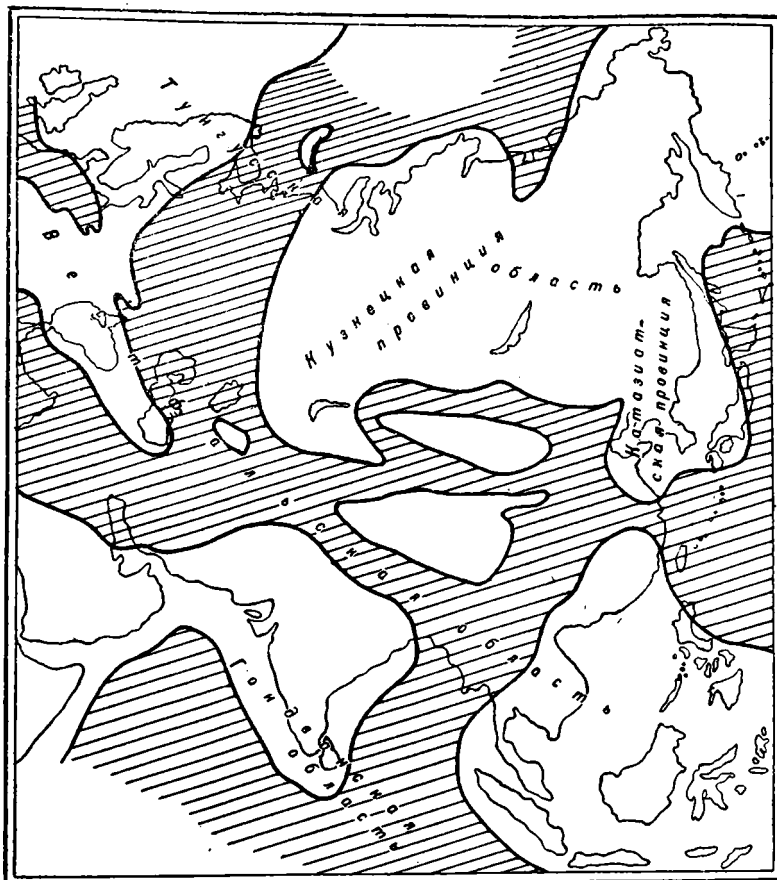
за миграции, как за сингенетическое происхождение из основных кульмских типов. Так, *Psygmophyllum* существовал еще не только в кульме, но и в верхнем девоне; *Neuroganamopteris* легко сблизить с *Cardiopteris* кульма. И как раз именно для обеих, гондванской и тунгусской, флор является наименее характерным проявление типичных вестфальских элементов, хотя бы в виде реликтов. Это и понятно, потому что вестфальская флора развивалась не раньше гондванской и тунгусской, а одновременно с ними. В Гондване и Ангариде мы имеем типичное биполярное распространение, которое в современной нам флоре проявляется в биполярном распространении многих растений капской и европейской флор и *Fagaceae* (*Fagus* и *Nothofagus*) и пр.

Отмеченный Залесским сходный облик флоры Ангариды и Гондваны, который он подчеркивает, называя флору Ангариды гондванской, является продуктом не столько взаимного проникновения, сколько примордиального родства обеих флор по своим предкам — кульмским растениям. Конечно, эти три основных флористических области антраколита не оставались внутри себя цельными, совершенно едиными, но несли многие особенности, на основании которых они могли бы быть расчленены на флористические провинции и геоботанические зоны.

Для гондванской флоры таких подразделений пока ясно не намечено. Вестфальская уже несет некоторые отличия, как между европейской и американской областью своего обитания (например невыраженность в Америке стефанской флоры), так и внутри этих областей, например в виде проявления района распространения *Lonchopteris*, который появляется в паралических бассейнах варисской дуги и так сильно морфологически напоминает сетчатонервный мангровый папоротник *Chrysodium* (эоцена и современных мангров).

Гораздо более существенными являются отличия и переходы в Тунгусской области, которую можно подразделить на провинции Кузнецкую, по имени того бассейна, где флора ее представлена и известна наилучше, и Катазиатскую, или гигантоптерисовую, охватывающую восточную окраину Азии (советский Дальний Восток, Корея, Китай) (фиг. 2).

Сохраняя в типичной форме тунгусский облик, катазиатская флора (выделенная работами Галле и Сахни) прежде всего включает ряд элементов, вовсе отсутствующих далее на запад или встречающихся там единично (или сомнительно) — *Tingia*, *Gigantopteris*, *Taeniopteris*, *Plagiozamites* (и другие). В далекой Европе, в близкой ассоциации с вестфальской флорой. Кроме того к ней, особенно для катазиатской, примешиваются вестфальские элементы (и другие). Это наблюдение



Фиг. 2. Флористические области и провинции Евразии в верхнем палеозое на основе современного расположения частей континента. Белые пространства — суша; заштрихованные пространства — море

дается и в Корее (Джидо), но особенно в Кайпинском бассейне Хебея и местами в Манчжурии. Так в Кайпине, кроме типичных тунгусских, в нижней толще имеют значение типичные вестфальские элементы: *Eremopteris* cf. *Curtinii*, *Pecopteris cyathea*, *P. arborescens*, *P. lepidorhachis*, *P. Platoni*, *P. Sterzelii*, *P. Unita*, *P.* cf. *nemitelioides*, *Alethopteris* sp., *Callipteridium* cf. *pteridium*, *Odontopteris genuina*, *Desmopteris elongata*, *Taeniopteris multinervis*, *T. jejuna*, *Neuropteris gigantea*, *N. Scheuchzeri*, *N. flexuosa*, *Calamites Cistii*, *Annularia stellata*, *Sphenophyllum emarginatum*, *S. verticillatum*, *S. oblongifolium*, *Lepidodendron oculus-felis*, *L. Gaudryi*, *Lepidophyllym hastatum*, *Stigmaria ficoides*, *Cordaites principalis*, *Artisia* cf. *approximata*, *Zamites* cf. *regularis*.

Такой пестрый состав уже издавна обращал на себя внимание исследователей (Кавасаки, Галле), но при чисто возрастном подходе задача, конечно, оставалась неразрешимой. Несмотря на предварительный характер этих определений (Шенк, Керстен, Матье и Чао), нельзя не видеть, что мы имеем здесь ряд типичных европейско-американских элементов флор вестфальско-стефанской и флоры красного лежня. Такое же появление европейских элементов наблюдается и во флоре Шихэцзы, принимаемой за пермскую, и в некоторых других, например во флоре Джидо в Корее. Особенно типичным является появление многих *Taeniopteris*, отсутствующих в Ангариде, среди них даже характерного *T. multinervis*, так типичного в перми для Европы, а в мезозое для флоры Индии, Тонкина и Уссурийского края.

На востоке соотношения суши и моря, часто сменявшихся, — причем происходили соединения с южными областями, — создавали возможность местного перекрытия области вестфальской флоры формациями Катазиатской провинции тунгусской флоры. Как мы знаем, флора карбона европейского типа (пекоптерисовая) достигала даже Суматры, но в то же время там обнаруживается и *Gigantopteris*, отмечающий близкий контакт двух флор, к которому мы должны добавить и близкую границу области глоссоптериевой флоры, что в отношении последней Б. Сахни объясняет движениями континентов. Однако несомненно и то, что вдоль берегов Тихого океана была также сильно облегчена миграция флор, особенно водного и прибрежноводного типа, почему мы в Корее и у Владивостока уже видим в составе «пермской» флоры род *Schizoneura* — по генезису, вероятно, гондванский.

Аридизация климата Европы в конце века красного лежня и далее, когда здесь прервался ровный ход развития растительности вестфальского типа, одновременно с развитием флор тунгусской и гондванской, является весьма важным элементом в истории развития флоры антраколита вообще. Она вызвала новые видо- и родообразования и широкие миграции. Совершенно бесспорно, что приспособление растений к сухому климату менее всего могло произойти за счет медленного преобразования влаголюбивых и теплолюбивых растений конца карбона, так как по существу, в то время как флоры стефана и красного лежня не имеют существенных отличий (так утверждает и В. Готан), флора более поздних стадий пермского периода Европы является весьма отличной от них.

Весьма вероятно, что пермская ксерофильная флора Европы (и Америки) создалась не за счет аборигенов вестфальского происхождения, а за счет растений, пришедших сюда с севера и северо-востока и, может быть, с северо-запада, с атлантической суши, где и ранее могли существовать леса *Walchia* и *Ullmannia*. Мы

знаем, что даже водные растения холодного климата являются физиологическими ксерофитами, и поэтому приспособление к ксерофитизму мезофитов умеренной области нам понятнее, чем превращение прихотливых аборигенов.

Основным флористическим комплексом, на почве которого развивалась сухолюбивая флора пермского периода (Hermit shale Америки, кунгурская флора Урала, флора цехштейна Европы), был тот же тунгусский комплекс, вероятно охватывавший и север Европы и крайний север Америки. В Азии этого усыхания долго не наблюдалось, а продолжалось углеобразование при влажном климате, уже, очевидно, одновременно с приходом ксерофитов в Европу.

Таким образом, не пермские типы Европы, сложившиеся якобы под влиянием ксеротермизации, проникли в Азию, а Азия и на этот раз дала Европе новые элементы флоры.

Совершенно нелогичным казалось бы проникновение ксерофитизируемых типов в страну, где полным ходом шло углеобразование. К числу этих азиатских эмигрантов относится и *Schizoneura paradoxa* нижнего триаса Вогез.

В то время как азиатская флора продолжала оставаться первой генерацией, считая от кульмской флоры, европейская флора явилась уже позднейшим дериватом, второй генерацией, т. е. тогда выявились те же соотношения, что и теперь между флорами Азии и Европы (первичная флора китайско-японская и ее ресс-вюрмский дериват — флора Европы). Лишь позже засушливый пояс охватил и Азию, где, например, свита Шичаньфынь Шаньси и зеленоцветная свита Кореи показывают, что и тут на смену влаголюбивых растительных формаций пришла пустыня. Однако и тогда аридизация климата и истребление древней растительности было не таким полным, как в Европе, где климатическое разрушение завершилось всеуничтожающей трансгрессией моря.

В Азии верхнепермская флора (например свита Кобосан в Корее, ошибочно считаемая японскими авторами как триасовая) могла невозбранно развиваться, обнаруживая ряд мезозойских продроматических элементов, которые в слоях верхней свиты Шихэцзы проявляются еще в гораздо меньшем количестве.

Этот более поздний этап развития флор мы знаем теперь и в области Кузнецкого бассейна (его предположительная триасовая флора) и на западном склоне Урала (р. Суракай), где, наряду с мезозойскими формами, еще пышно развивались кордаиты.

Этим, однако, начинается новая глава в истории развития земного шара, которой я недавно коснулся, хотя и не став еще вполне на ту точку зрения, на которой нахожусь в настоящее время. Перипетии мезозойской эпопеи, как и ход развития мезофитной флоры северного полушария, приводят меня к совершенно таким же вы-

водам, основным из которых является одновременное существование на земле резко отличающихся климатических и флористических областей, непринятие которых ставит современную стратиграфию антраколита в роковой круг.

Центральный научно-исследовательский  
геолого-разведочный институт.  
Ленинград.

#### ЛИТЕРАТУРА

- <sup>1</sup> Залесский М. Д., Материалы для геологии Кузнецкого каменноугольного бассейна, Мат. по общ. и прикл. геологии, вып. 39, 1926.
- <sup>2</sup> Залесский М. Д., О новых ископаемых растениях антраколитовой системы Кузнецкого бассейна, Изв. Акад. Наук, № 8, 1933.
- <sup>3</sup> Криштофович А., Ангарская свита. Байкальский отдел, Труды Всесоюз. геол.-разв. объедин., вып. 316, 1933.
- <sup>4</sup> Криштофович А., Основные пути развития флоры Азии, Ученые записки Ленингр. Гос. унив., № 9, Сер. геол.-почв.-геогр., вып. 2, Земная кора, 1936.
- <sup>5</sup> Нейбург М. Ф., Опыт стратиграфического и возрастного подразделения угленосной серии осадков Кузнецкого бассейна, Изв. Гл. геол.-разв. упр., т. II, вып. 5, 1931.
- <sup>6</sup> Gothan W., Lehrbuch der Paleobotanik, 1920.
- <sup>7</sup> Gothan W., Die pflanzengeographische Verhältnisse am Ende des Paläozoikums, Engl. Botan. Jahrbücher, Bd. LXIII, H. 4, 1930.
- <sup>8</sup> Gothan W. a. Sze H. C., Über die paläozoische Flora der Provinz Kiangsu, Memoirs National Research Inst. of Geology, Academia Sinica, № 13, 1934.
- <sup>9</sup> Gothan W., Geobotanische Provinzen in Karbon und Perm, Proc. Botan. Congr. Amst., v. 2, 1935.
- <sup>10</sup> Halle T. G., Paleozoic Plants from Central Shansi, Palaeontologia Sinica, Series A. v. II, Fasc. 1, 1927.
- <sup>11</sup> Halle T. G., On the Distribution of the late Paleozoic Floras in Asia, Geografiska annaler 1935, Sven Hedin, 1935.
- <sup>12</sup> Jongmans W., Synchronismus und Stratigraphie, Proc. Bot. Congr. Amst., v. 2, 1935.
- <sup>13</sup> Kräusel R., Verbreitung der Devonflora; Geobotanische Provinzen, Proc. Botan. Congr. Amst., v. 1, 1935.
- <sup>14</sup> Potonié H., Die Tropensumpfmoornatur des produktiven Karbons, Preuss. Geol. Landesanst., 1909.
- <sup>15</sup> Sahni B., Permo-Carboniferous Life Province with special reference to India. Current Science, v. 4, 6, 1936.

#### A. KRYSHTOFOVICH. PHYTOGEOGRAPHICAL ZONES AND STAGES OF EVOLUTION OF THE UPPER PALEOZOIC FLORA

##### SUMMARY

The zonal distribution of life on the Earth in the present, and evident traces of the same phenomenon in the Tertiary and the Mesozoic requests to look for the same zonality during the earlier period, namely in the Later Paleozoic. In general, any azonal distribution of plants or a uniform plant cover of the Earth are biological absurdities. Would

the former biological and climatic zones coincide more or less with the present ones the problem should be solved in the easiest manner. No great difficulties would arise even if these zones were pulsating poleward and back. However the sharp disconformity of the former and the present zones makes the problem very difficult and the zones themselves very obsolete. Former floristic reconstructions of the Paleozoic, notwithstanding the early and uniform recognition of the existence of the cold-temperate Gondwana region simultaneously with the favorable European region of the *Lepidodendron*—*Pecopteris* flora, had little to do with the problem of general zonality as the question was solved. Thus, H. Potonié, having been right in placing the usual Carboniferous flora into the tropical condition judging by plant properties themselves, has scarcely made a successful solution letting the Carboniferous flora to occupy too wide zone from the tropical belt of the present up to high latitudes and not admitting any antipodal flora to occupy the place of an analogon of the *Glossopteris* one in the Northern hemisphere. Hardly more, or even less successful was the reconstruction by W. Gothan trying to arrange the whole Carboniferous flora into two regions: the Gondwana region in the southern and the Arcto-Carboniferous region in the northern hemisphere, without ceding something to the tropical belt itself. Even his later subdivision of the Earth's Carboniferous vegetation into three floristic regions is not resting upon any efficaceous geographic basis.

Trying to establish the position of former floristic zones *eo ipso* we shall part with the idea of distribution of a uniform vegetation simultaneously under different latitudes. The same plants could be preserved as indexes of exact geological age only in more or less limited boundaries of natural regions, more or less lacking marine barriers. The idea of mobile belts most coincides with the alteration which the flora has taken in the Past.

The author proposes to regard in the Later Paleozoic the following phytoclimatic zones: 1) Westphalian tropical zone of the *Pecopteris*—*Lepidodendron* flora, 2) Gondwana cold-temperate zone of the *Glossopteris* flora in the southern and 3) Tungusian temperate zone of the *Psygmophyllum*—*Noeggerathiopsis* flora in the Northern hemisphere. Some peculiarities of thin each of them (except the Gondwana) make us able to subdivide them into minor floristic provinces.

More or less pure and isolated existence of these principal floras is easily explained not only by adjusting them to the proper climates but even by separation of the regions by wide seas, which have occupied in Asia a considerable part of the tropical zone leaving to the land only a narrow edge, which later was much obliterated by Hymalayan folding and moreover by mutual pressure of the Gondwana and Angara continent as shown by B. Sahni and D. Wadia.

The problem of the floristic zonality has a great bearing upon the question of the age of the Kuznetsk basin Paleozoic strata. This question, apart from several regrettable mistakes done from the beginning, remained such unsolvable problem just on account of lack of any leading idea. The referring of whole its Paleozoic flora (or the best part of it) to the Permian, by W. Zalesky, could not stand further moreover owing to the fact that there are really no typical Permian plants as we know them in classical Rothliegende and Zechstein localities of Europe, except *Pecopteris anthriscifolia* and some weak traces of a few other. On the other hand in Siberia in spite of its vast territory and manifold strata there developed, there are no beds which would display any flora resembling the Westphalian. This fact undoubtedly is something more than a simple fail to find such strata. However the Kuznetsk flora itself in its composition is nothing to do with the European and American Westphalian flora, and single *Neuropteris*, being recorded by M. Neuburg does not change the status. There is quite certain that on the immense territory of Northern Asia there never existed any flora more or less resembling the Westphalian or Stephanian of Europe. Some traces of it being recorded by Zalesky from the Naryn range farther south corroborate the fact.

I consider this status as a fact that the Tungusian flora (called so after E. Suess) is really an analogon of the Gondwana flora of southern hemisphere which really has many features in common with the latter (abundance of *Noeggerathiopsis*, *Phyllothea*, *Schizoneura*, *Glossopteris*, *Gangamopteris*—or their close relation—as well as the lack of typical «Carboniferous» plants).

Quite clear that this flora, together with the Gondwana flora and the Westphalian flora of Europe-America, on the other hand, are direct descendents of less manifold Lower Carboniferous flora. The frequent cases of peculiar mistaking by paleobotanist the Lower Carboniferous floras of Siberia for the Permian, and *vice versa* (Schmalhausen-Zalesky) clearly show that the connections of the «Permian» flora of Siberia with the Lower Carboniferous are not less than with the typical Upper Carboniferous flora of Europe which fact otherwise is hardly comprehensive.

Undoubtedly the flora of the Angara continent which has taken the place of that of the Lower Carboniferous was rather uniform during the Carboniferous and the Permian period. This fact makes the task of exact age determination very difficult, even when judging between the Lower Carboniferous and Permian.

This status of the phytogeographical zones could be easily explained by the process of development of the plant kingdom during the preceding periods.

The older Devonian landflora has made its exodus from the sea cer-

tainly in the zone climatically most favorable, where frosts were unknown. Only later on the plants start to conquer the regions more prohibiting—mountain belts, arid zones, cold countries—while simultaneously in the tropical zone the plant life has reached its acme stage. Probably during the Lower Carboniferous even the climatic differences were not so sharp, and the flora being still very close to its common ancestors remained more uniform, though certainly several peculiarities of different region already were existing though hardly comprehensible at present.

Towards the Middle Carboniferous, when the climate controversies were increasing and the Gondwana Glacial age was coming, the vegetation of the tropical zone has assumed well known appearance of the Westphalian flora, while the northern and southern cold-temperate zones had developed quite different flora, preserving some features in common with the Lower Carboniferous and with each other, and displaying such new phenomena as annual rings.

The aridization of Europe and North America accompanied with annihilation of the old plants has made vast territories vacant and there have hurried those plant types from the Angara continent which were already accustomed to endure some hard periods—dry or cold seasons—the phenomenon quite unknown to the Westphalian flora proper. By some further transformation this flora was changed into typical xerothermic Permian flora of Europe and North America, by which the Paleophytic phase of life was closed.

Some different conditions should exist along the Pacific. Though the Westphalian flora is there represented in rather pure composition with some provincial peculiarities, the meridional land connections have facilitated an exchange of components between the Tungusian, Westphalian and Gondwana flora. Possibly some coolness of the Pacific where the North pole was then situated was favorable for such mutual penetration.

---

Г. А. МИРЛИН

О ТАК НАЗЫВАЕМОМ «БЛИЖЕ НЕ ОПРЕДЕЛЕННОМ ПАЛЕОЗОЕ»  
ВОСТОЧНОГО СКЛОНА УРАЛА

В статье освещается вопрос о возрасте широко развитой на восточном склоне Среднего и Южного Урала осадочной сланцевой свиты. В связи с полным отсутствием в ней палеонтологических остатков ее относили к палеозою, «ближе не определенному». На основании разбора тектонических структур складчатого покрова, образованного этой сланцевой толщей, автор приходит к выводу о сравнительно молодом ее возрасте и относит ее к интервалу верхний девон—нижний карбон.

## I

На миллионной геологической карте Урала<sup>1</sup> в числе прочих условных обозначений был выделен индекс  $P_z$ , обозначающий так называемый «ближе не определенный палеозой». Под этим термином, которым пользуются до настоящего времени почти на всех геологических картах Урала<sup>2</sup>, описывался комплекс осадочных пород, в большей своей части метаморфизованных, возраст которых вследствие отсутствия фауны точно определить оказывалось невозможным.

Эта немая толща одинаково широко распространена как на восточном, так и на западных склонах Урала; однако в обоих случаях она может быть представлена отнюдь не параллельными по возрасту горизонтами. Лишь трудность определения ее возраста и кажущаяся невозможность расчленения вынуждали геологов объединять нередко весьма разнородные образования в одну общую группу.

В последние годы немая толща  $P_z$  западного склона была объектом ряда детальных геологических исследований, в результате которых для значительной части ее удалось определить сравнительно

<sup>1</sup> Геологическая карта Урала. Масштаб 1:1 000 000, изд. ГГРУ, 1931.

<sup>2</sup> На подготавливаемой к печати в ЦНИГРИ (Ленинград) геологической карте Урала масштаба 1:500 000 термин «ближе не определенный палеозой» впервые заменен индексом  $S_1^h$ , обозначающим нижнекаменноугольный возраст этой толщи, параллелизуемой с продуктивным горизонтом карбона. Эта замена основана главным образом на работах последних лет А. Н. Заварицкого, И. В. Ленных, Е. Г. Разумной и Г. А. Мирлина.

точные возрастные границы (преимущественно в пределах кембросилура); между тем пространства восточного склона Уральского хребта, занятые осадочными образованиями «ближе не определенного палеозоя», остались в уральской литературе освещенными в весьма незначительной степени. Лишь беглые и несистематические исследования, производившиеся попутно с другими, дали нам отрывочные и, к сожалению, часто неверные представления об этом мощном комплексе, занимающем значительное место в геологической структуре восточного склона Среднего и Южного Урала.

Вопрос о возрасте пород этой свиты оставался нерешенным до самого последнего времени. Некоторые из уральских геологов видели в метаморфических породах восточного склона выходы на дневную поверхность кристаллического фундамента, аналогичного докембрийским образованиям водораздельного хребта Урала; другие, наоборот, считали эти породы за относительно молодые отложения и приписывали им среднепалеозойский возраст. Имелись лишь отдельные указания, позволявшие сузить возрастные интервалы для некоторых частей этой свиты. Так, Н. К. Высоцкий<sup>(4)</sup> писал, что «значительная часть этих пород представляет, без сомнения, измененные нижнекаменноугольные отложения, так как они залегают непосредственно под известняками с *Productus giganteus*. Однако, по словам того же автора, «другая часть их относится, по всей вероятности, к измененным девонским, а быть может, и более древним отложениям». Вопрос, таким образом, снова оставался открытым.

Впервые в уральской геологической литературе сланцы описываемого района и смежных с ним пространств были упомянуты в 1877 г. И. В. Мушкетовым<sup>(9)</sup> («тонкослойные черные глинистые сланцы, переходящие в слюдяные и налегающие на гранито-гнейсы Чашковских гор»). Ф. Н. Чернышев<sup>(11)</sup> описывал породы окрестностей сс. Кочневского и Кулахты, из юго-западной части Миасского района, в группе «кристаллических сланцев» М. Здесь между прочим следует указать на следующее обстоятельство. Чернышев, обозначая толщу метаморфизованных сланцев индексом М, вкладывал в этот термин лишь петрографический смысл, отнюдь не сравнивая ее по возрасту с кристаллическими сланцами Уральского хребта. Позднее, когда эти сланцы были обозначены индексом М, например, на той же «миллионной» карте Урала, изд. 1931 г., в его содержание было вложено уже возрастное понятие (докембрийских образований), и, видимо, по инерции сланцы восточного склона также были отнесены к докембрийским образованиям. Специальные работы показали ошибочность этих представлений; сланцы из окрестностей с. Кочневского, описанные Чернышевым, относятся к тому же обширному верхнепалеозойскому сланцевому покрову и отличаются лишь интенсивным метаморфизмом, обусловленным близостью гранитной интрузии.

В 1900 г. комплекс палеозойских сланцев Кочкарского района был подробно описан Н. К. Высоцким<sup>(3)</sup>. К «сланцеватым породам» этой области автор отнес: сланцы слюдяные и кианитовые, кварциты слюдястые и железистые и роговики; все они являются первично-осадочными породами, измененными затем «вследствие гидрохимических процессов и дислокационного метаморфизма», на что указывал еще А. П. Карпинский.

Очевидно, речь идет о сланцах, измененных тепловым метаморфизмом на контакте с гранитами.

В 1915 г. Б. П. Кротов<sup>(7)</sup> описывает интересующие нас породы под именем «графитовых сланцев», обнажающихся на восточном берегу Миасского пруда, в самом городе, в окрестностях с. Чернореченского и т. д. В 1918 г. В. М. Девиз<sup>(5)</sup>, исследовавшая Челябинско-Еманжелинский район, нашла, что «средняя часть района сложена толщей осадочных образований каменноугольной системы, зажатых между кристаллическими породами».

После десятилетнего перерыва, в течение которого пространство между Миассом, Челябинском и Кочкарем, представляющее главную область развития сланцевой толщи, почти ни разу не посещалось геологами, начались первые детальные исследования этой территории.

В 1927—1928 гг. геологическое картирование Заильменской равнины произвел А. Н. Заварицкий<sup>(6)</sup>, который определил эту область как широкую полосу распространения осадочной песчаниково-сланцевой метаморфизованной свиты». Автор указывал, что «по своему общему литологическому составу и значительной мощности их можно сравнивать с нижнекаменноугольными угленосными отложениями в более южных частях Урала (участок около поселков Полтавского, Богородского, Бредов), — там они, как и в нашем районе, заключают интрузии змеевиков и содержат многочисленные кварцевые золотосные жилы».

В те же годы (1927—1930 гг.) геологическую съемку Челябинско-Троицкого района производил И. И. Чупилин, выделивший на карте кремнистые и кварцитовые сланцы, отнесенные им отчасти к угленосной толще нижнего карбона.

Одновременно с этими работами геологическую карту масштаба 1 : 200 000 юго-восточной части Миасского района составил Г. И. Стальнов, впервые показавший чрезвычайно широкое развитие сланцевого покрова в этом районе. Севернее, для восточной части Каслинской дачи, карту составил Д. С. Белянкин<sup>(1)</sup>, обнаруживший там сильно дислоцированные кварциты, кремнистые и слюдястые сланцы, подстилающие известняки с *Productus giganteus*.

В 1930—1931—1932 гг. исследования в Кочкарском районе производил И. В. Ленных<sup>(8)</sup>. Им подробно описаны «углистые сланцы», которые «в связи с силицификацией превращаются во вторичные

углистые кварциты». Касаясь вопросов генезиса этих пород, И. В. Ленных отмечает «приуроченность сильно силицифицированных разностей, представляющих типичные вторичные кварциты, к контактам с гранитами», и рассматривает эти породы «как продукт силицификации, связанной с гранитами». Возраст сланцевой толщи автору не вполне ясен. По аналогии с более южными районами Урала, где углистые кварциты подстилают известняки  $C_1^2$ , И. В. Ленных предположительно приписывает им нижнекаменноугольный возраст.

Летом 1933 г. к юго-востоку от Миасса, в пределах бывшей Кундровинской дачи, работали Е. Г. Разумная и Г. А. Мирлин<sup>(10)</sup>. В итоге работ вопрос о возрасте и условиях образования сланцевой толщи решился довольно определенно. Оказалась несомненной принадлежность ее к верхним горизонтам палеозоя<sup>1</sup>; предположение о характере этих сланцев, как о «кристаллическом фундаменте», отпало совершенно. Выяснились тектонические структуры, свойственные сланцевой толще, образующей типичный складчатый покров.

Последней работой, довольно подробно освещающей условия и историю образования верхнепалеозойской осадочной толщи, является отчет Н. И. Бородаевского<sup>(2)</sup>, приложенный к составленной им в 1934 г. геологической карте юго-западной части Аргаяшского района. Выводы этой работы совпадают с изложенными выше из отчета Е. Г. Разумной и пишущего эти строки. Н. И. Бородаевский пришел к заключению о безусловно верхнепалеозойском возрасте сланцевой свиты, идентифицируя ее с горизонтом  $C_1^h$  нижнего карбона.

Чрезвычайно поучительной оказывается описанная зона иньекционно-контактового метаморфизма, обусловленного действием Ильменского щелочно-гранитного комплекса. Здесь образуется серия типичных «кристаллических сланцев», преимущественно слюдяно-кварцитовых, слюдяно-гранатовых, графитовых и т. п., значительная часть которых представляет, несомненно, продукты контактового метаморфизма той же верхнепалеозойской осадочной толщи, которая широко развита восточнее.

Таким образом, несмотря на сравнительно детальную изученность области развития сланцевой толщи на восточном склоне Урала, вопрос о ее возрасте и характере структуры оставался не вполне ясным. Между тем этот вопрос представляет для геологии Урала значительный принципиальный интерес. Во-первых, то или иное стратиграфическое положение этой мощной осадочной свиты в разрезе восточного склона хребта определяет различное толкование истории и тектоники его. Во-вторых, определение характера текто-

---

<sup>1</sup> Под «верхним палеозоем» в данном случае, так же как в дальнейшем, мы подразумеваем верхние горизонты палеозойской толщи восточного склона Урала, представленные преимущественно нижнекаменноугольными образованиями.

нической структуры этой свиты позволило с отчетливостью обнаружить значительный континентальный перерыв, приуроченный ко второй половине верхнего девона, во время которого резко уменьшилась интенсивность вулканической деятельности. При этом, что важнее всего, выяснилось, что структура описываемого сланцевого покрова совершенно отличается от структуры силурийских и девонских образований восточного склона. Тем самым наметилась возможность говорить о каледонской фазе орогенеза для восточного склона Урала, так как несомненно, что образование сланцевой толщи, происходившее в интервале верхний девон — нижний карбон, имело место или после полного затухания ранее разыгравшихся движений (очевидно каледонских), или было одновременным с концом их, когда начинала уже проявляться варисцидская орогения.

В-третьих, решение вопроса о возрасте немой метаморфической свиты представляло методологический интерес, как опыт определения возрастных границ некоторого комплекса на основании лишь тектонико-структурных взаимоотношений его с другими геологическими элементами области.

Наконец, в-четвертых, выяснение возраста сланцевой толщи и ее положения в общем разрезе восточного склона хребта значительно облегчало решение вопроса о наличии в пределах ее развития месторождений полезных ископаемых, в частности золота.

Именно с этих точек зрения в 1935—1936 гг. нами специально изучался сланцевый покров в юго-восточной части Миасского района. Это как раз та область, в пределах которой сланцы интересующей свиты имеют особенно широкое распространение и где структура образуемого ими складчатого покрова проявилась особенно отчетливо.

## II

Краткая геологическая характеристика исследованного района сводится к следующему. Общей чертой, прежде всего бросающейся в глаза, являются резко выраженные зональность в распределении составляющих его литологических компонентов и поясовый характер его структуры. Весь район естественно делится на четыре меридионально ориентированные зоны.

Первая — западная, расположенная к юго-западу от гор. Миасса, почти целиком образована эффузивными породами среднего и кислого состава, возраст которых определяется интервалом нижний — верхний девон. Эта вулканогенная зона отделена от всего остального района тектоническим контактом и по существу не связана с ним какими-либо общими элементами геологического строения. Она принадлежит к расположенной западнее так называемой «зеленокаменной полосе» восточного склона Урала, протягивающейся вдоль всего

хребта. В настоящей работе эта полоса интересна нам лишь с точки зрения определения характера ее сочленения с комплексом верхнепалеозойской сланцевой свиты.

Наиболее характерной чертой геологии первой зоны является ее веерообразная структура. Начинаясь на севере, на широте гор. Миасса, узкой полосой в несколько километров, она резко расширяется в южном направлении, и на широте с. Фоминского (около южной границы описываемого района) достигает ширины в 40 км. Повидимому, такое строение связано с резким пережимом складок восточного склона Урала на широте оз. Тургояк (несколько севернее гор. Миасса), где проявилось задерживающее влияние гипотетического подземного препятствия, расположенного в области Уфимского плато. В направлении к югу, где это влияние постепенно ослабевало вплоть до полного исчезновения, степень сжатия складок уменьшается и полоса вулканических пород оказывается развернутой во всю свою ширину.

Главными образующими элементами второй зоны, расположенной восточнее, являются вулканические породы, в большей своей части метаморфизованные в различного рода зеленые и серицитовые сланцы; наряду с ними значительно развиты змеевики, образующие своеобразные факолитоподобные залежи и сопровождающиеся обычно не большими интрузиями габбро-диоритового состава; углисто-кварцевые сланцы, залегающие в виде останцов сланцевого покрова, разбитого интенсивной складчатостью и затем денудированного, и, наконец, мощные гранитные поля Чашковского и Уйского массивов, расположенные на севере и на юге зоны и соединенные между собой прерывистой цепочкой небольших гранитных интрузий. Вся эта зона представляет широкое антиклинальное поднятие, несколько прогнутое наподобие седла в средней части и, наоборот, дополнительно приподнятое в северном и южном краях в связи с внедрением чашковских и уйских гранитов. Общая антиклинальная структура зоны чрезвычайно усложнена интенсивной складчатостью второго порядка, многочисленными разрывами и небольшими надвигами, придающими ей характер чешуйчатого строения.

Третья зона, в противоположность предыдущей, имеет весьма простое строение, представляя собой широкую, вытянутую в меридиональном направлении синклиналию область, лишь осложненную пологими складками, параллельными общему направлению структуры. Эта зона является районом почти сплошного развития сланцев верхнепалеозойской осадочной толщи. Лишь в восточной части сланцевый покров оказывается прорванным и приподнятым в виде куполов гранитами Камбулатовского и Ключевского массивов. Кроме того в северной части зоны, наряду с кремнисто-углистыми сланцами, в образовании складок принимают участие змеевики, появляющиеся на дневной поверхности или в виде «окон» в промытой

эродированной сланцевой кровле, или залегающие в виде размытого основания всей структуры. Наконец, в южном продолжении зоны углисто-кварцитовые сланцы оказываются вмещающими для габбро-диоритовой интрузии Большаковского массива. Во всех остальных случаях сланцы третьей зоны образуют широкий покров, занимающий площадь в несколько сот квадратных километров.

Четвертая и последняя, самая восточная зона весьма разнообразна по своему литологическому составу и довольно сложна по структуре. Она представляет собой антиклинальное поднятие, образованное среднепалеозойскими эффузивными породами и змеевиками. Антиклинальная структура ее подчеркивается тем, что к ней приурочены крупные гранитные массивы—Кочкарский и Ключевский. В генетической связи с последними находятся также и граниты Челябинского массива, расположенные севернее. Наконец, в отличие от трех первых зон четвертая характеризуется довольно значительным распространением третичных осадков; последние впрочем обнаруживаются в настоящее время лишь в депрессионных участках размытого палеозойского основания.

При общем рассмотрении тектоника среднепалеозойских (силуродевонских) образований описываемого района сводится в основном к нормальным пликативным дислокациям, сопровождающимся обычно крутонаклонными или вертикальными разрывами. Породы сложены в изоклинальные, обычно опрокинутые на запад складки, с разрывами вдоль западных крыльев.

Не останавливаясь на рассмотрении тектонических линий, которыми изобилует описываемый район, отметим лишь одну из них, имеющую принципиальное значение для характеристики сланцевого покрова.

Такой линией является тот тектонический контакт, который отделяет западную вулканогенную зону от второй, расположенной восточнее и образованной в главной своей части кремнисто-углистыми сланцами, змеевиками и гранитами. Эта линия проходит по западному краю змеевиковых массивов, принадлежащих второй зоне, — от самых южных широт района до его северных границ около гор. Миасса. К северу от города продолжение ее уходит в долину р. Миасс, где затем соединяется с тектонической линией, ограничивающей с запада Ильменский гранито-гнейсовый щелочный комплекс. На всем протяжении (свыше 60 км) эта линия сопровождается сильным смятием змеевиков по краевой части их массивов и превращением их в тальково-хлоритовые сланцы и листвениты и сильнейшей рассланцованностью и интенсивной хлоритизацией и серицитизацией порфиритов и альбитофинов, прилегающих к ней с запада. Самым важным, определяющим значимость этой тектонической линии, является то обстоятельство, что она оказывается границей

распространения верхнепалеозойского сланцевого покрова на запад. Ни в одном случае западнее этой линии выходов черных кремнисто-углистых сланцев не встречено. Кроме того к западу от нее совершенно отсутствуют змеевики; они появляются вновь лишь вдоль центральной оси западной зеленокаменной полосы, в области восточных предгорий водораздельной зоны Уральского хребта.

Таким образом, региональное значение этой линии очевидно; амплитуда нарушения весьма значительна и измеряется, вероятно, цифрой порядка в 1—1.5 км. Следует обратить внимание на то



Фиг. 1. Структура южной части Миасского района

обстоятельство, что эта линия вытянута в строго меридиональном направлении и образует угол в 30—35° с северо-восточным направлением западной вулканогенной полосы. Очевидно, это тектоническое направление является одной из главных ветвей того веерообразного пучка разломов, который исходит как из центра от максимального пережима вулканической зоны, расположенного на широте оз. Тургояк (фиг. 1). На этой широте складки восточного склона Урала испытывали максимальное сжатие, в связи со встреченным ими подземным препятствием в области Уфимского плато. Кроме того на параллели Тургояка они оказались дополнительно сжатыми ильменскими гранито-гнейсами, с одной стороны, и Тургоякским массивом гранитов — с другой. Южнее, где кончается сфера влияния уфимского подземного горста и где уральские складки могли свободно продвигаться на запад, вулканогенная зона стала широкой и образовала раскрытый веер, обращенный широкой частью к югу.

Восточным краем этого тектонического веера является описанная линия. По своему характеру она аналогична тектоническому направлению, проходящему вдоль контакта кристаллических сланцев

свиты *М* и зеленокаменной полосы. И как в том случае, где кристаллические сланцы выдвинуты из-под зеленокаменного комплекса (или последний надвинут на сланцы) в направлении с востока на запад, так и здесь вулканогенная полоса выдвинута из-под области эмеевиков и верхнепалеозойской осадочной толщи (или последние надвинуты на вулканогенную зону).

К сказанному следует добавить, что к этой тектонической линии приурочена зона интенсивной рудной минерализации, сопровождающаяся золотоносностью. Именно с этим направлением связаны такие месторождения золота, как Алтын-Ташское, урочища Толстуха, 6-й версты и др. Это еще больше подчеркивает значение описанной линии в геологическом строении и геологической истории исследованного района.

Таким образом, распространение сланцевого покрова на запад точно ограничивается тектонической линией, за пределами которой в области зеленокаменной полосы он отсутствует совершенно. Исключение представляют лишь обрывочные выходы черных кремнисто-углистых сланцев к югу и к северу от оз. Тургояк. Кроме того, быть может, следует параллелизовать с покровом сланцев описываемого района осадочные филлитоподобные породы, сравнительно широко развитые к западу от гор. Миасса (в окрестностях Б. Атыянского болота), возраст которых определяется залеганием их среди фаунистически охарактеризованных нижнекаменноугольных известняков.

### III

Пространства, занятые на восточном склоне Урала углисто-кварцитовыми сланцами, обозначенные на уральской карте серой краской «ближе не определенного палеозоя», измеряются цифрой порядка 10 000 км<sup>2</sup>. Покров этих сланцев простирается от широт Уфалейского завода на севере до параллели Верхнеуральска на юге.

В орографическом отношении площадь его распространения представляет в большей своей части слегка волнистую почти равнину, полого понижающуюся на восток. Лишь вдоль западной границы покрова встречаются довольно крупные возвышенности, которые к востоку сменяются равниной. Происхождение ее связано с интенсивным размывом в эпоху мезозоя и абразионной деятельностью трансгрессировавшего третичного моря.

При взгляде на карту Урала отчетливо вырисовывается положение описываемого осадочного комплекса среди прочих геологических элементов восточного склона. Западной границей его распространения служат ильменская зона гранито-гнейсов и зеленокаменная полоса. На востоке развитие его ограничено полосой зауральских

эффузивов и гигантских гранитных массивов Челябинска и Кочкаря. На юге сланцы протягиваются почти до самых южных широт восточного склона. Наконец, к северу и отчасти к востоку они скрываются под третичными осадками.

Рассматривая геологическую карту, следует обратить внимание на то обстоятельство, что весь комплекс этих пород находится в почти сплошном окружении гранитных интрузий. С запада к нему примыкают ильменские гранито-гнейсы, на севере сланцы прорваны гранитами Каслинской дачи (в окрестностях с. Караболки), на востоке — Челябинским массивом гранитов, на юге — Кочкарским, Уйским и Ахуновским массивами. Наконец, в центральной части сланцевого поля имеется ряд более мелких, хотя иногда значительных интрузий (в нашем районе, например, граниты Ключевского и Камбулатовского массивов), и т. д. Отсюда легко объяснима довольно высокая степень метаморфизма, свойственная этому комплексу пород. Она обусловлена, несомненно, тепловым влиянием и непосредственным контактовым воздействием кольца мощных гранитных интрузий.

Литологический состав сланцевой толщи весьма однообразен и колебания его зависят не столько от первоначального состава осадков, сколько от степени интенсивности позднейших метаморфических процессов.

В общем случае породы этого комплекса представлены плитчатыми сланцами, плотными или с едва заметной зернистостью, черного цвета, состоящими из кремнистого и углистого материала, количественное соотношение и степень перекристаллизации которых определяют встречающиеся разновидности. От сланцев, почти нацело состоящих из углистого вещества, черных, жирных на ощупь и мягких, наблюдаются постепенные переходы через кремнисто-углистые и углисто-кварцитовые сланцы до светлосерых или белых кварцитов. Количество кремнистого материала в сланцах определяется в свою очередь степенью силификации их, вызванной гидротермальной деятельностью гранитных интрузий. Как правило, имеет место следующая закономерность: с приближением к полям гранитных массивов количество кварцевого материала в сланцах резко повышается. Наоборот, с удалением от них встречаются породы, состоящие почти нацело из углистого и отчасти первичного кремнисто-глинистого вещества.

Особенно сильный тепловой метаморфизм претерпевают кремнисто-углистые сланцы, находящиеся в непосредственном контакте с гранитными массивами. В этом отношении типичным примером могут служить контактовые ореолы вокруг ларинских и кундравинских гранитов (юго-восточная часть Миасского района). С приближением к гранитному массиву прежде всего повышается количество

кремнистого материала в породах и вместо углистых или кремнисто-углистых сланцев, обычных для толщи, мы встречаемся с черными углисто-кварцевыми сланцами и углистыми кварцитами. Одновременно появляется на плоскостях сланцеватости серицит, источником которого служило глинистое вещество, почти всегда, в том или ином количестве, присутствующее в сланцах. Кроме того, характерным становится перекристаллизация пород, выражающаяся в появлении отчетливой кристалличности или зернистости их вместо первоначальной совершенно плотной текстуры.

В зонах, непосредственно окружающих граниты, метаморфизм проявляется еще в более высокой степени. Перекристаллизация приводит к образованию типичных кристаллических сланцев. Глинистое вещество преобразуется в целую серию минералов группы алюмосиликатов. В связи с этим появляются слюдяные, слюдяно-гранатовые, гранат-ставролитовые и тому подобные сланцы. Фельдшпатизация и пневматолитовый привнос ведут к образованию гнейсов, кварцево- и мусковит-полевошпатовых сланцев и т. д.

Таким образом появление кристаллических сланцев на месте кремнисто-углистой осадочной толщи, является результатом лишь контактового метаморфизма; процесс этот безусловно локальный и связан не с агентами регионального метаморфизма, а только с каустическим воздействием гранитных интрузий. О «региональном» характере метаморфизма этих сланцев можно говорить только в отношении их силификации, которая, действительно, имеет всеобщее распространение для всей толщи. Но и этот процесс обязан своим проявлением интрузиям гранитов.

Аналогичный характер метаморфизма сланцев наблюдается во всех других пунктах района. Так, зона углисто-кварцевых сланцев и белых типичных кварцитов окаймляет с запада Кочкарский гранитный массив. Появление кварцитов здесь также, несомненно, связано с контактовым воздействием гранитной интрузии.

Во всех остальных случаях, где сланцы образуют широкие покровы, породы представлены лишь отчасти метаморфизованными нормальными осадочными образованиями углисто-кремнистого, углисто-глинисто-кремнистого или глинисто-углистого состава.

Под микроскопом, обычные кремнисто-углистые сланцы представляют однородную массу черного неполяризующего вещества, в которой обнаруживаются тончайшие зерна кварца и чешуйки серицита. В слоистых разностях кварц локализуется в тонкие прослойки, где с ним всегда связан серицит.

В метаморфизованных разновидностях сланцев наблюдается агрегат более крупных кварцевых зерен, содержащий углистое вещество. При дальнейшей перекристаллизации образуется типичный кварцит с мостовой структурой, с серицитом между зернами

кварца. Угlistое вещество сохраняется в небольшом количестве только по краям зерен кварца.

Сланцы из контактовых ореолов вокруг гранитов представлены чрезвычайно многочисленными разновидностями. К ним относятся грубозернистые кварциты с хлоритом, актинолитом и эпидотом; иногда к ним прибавляются биотит и мусковит, кристаллы граната и турмалина. Особенно широко распространены биотитовые сланцы, в которых биотитовые чешуйки располагаются между зернами кварца, сохраняя ориентировку по сланцеватости. Крупные листочки биотита обычно разбиты трещинами, по которым выделяется гидротермальный кварц. Собственно биотитовые сланцы сопровождаются в контактах биотит-гранатовыми и ставролитовыми разновидностями. От биотитовых они отличаются своей узловатостью; узлы образованы додекаэдрами граната (альмандина), вокруг которых биотит выгибается соответственно форме граната. Ставролитовые сланцы представлены черными со стекляннм блеском породами, крупнозернистыми, составленными преимущественно шестоватыми кристаллами ставролита (до 1,5 см длиной), образующими часто характерные крестовидные двойники. Кроме ставролита, в сланцах присутствуют кварц, угlistое вещество, иногда биотит и гранат.

Встречающиеся среди толщи кремнисто-углистых сланцев глинистые и филлитоподобные разновидности представлены буроватыми и светлокориичневыми тонколистоватыми породами. По плоскостям сланцеватости в них обычно развивается серицит. Под микроскопом глинистые сланцы состоят из бурого неполяризующего вещества, тончайших чешуек серицита и мелких зерен кварца. Филлиты — это тонкорассланцованные породы, часто спloенные, — от серебристо-серой до зелено-черной окраски, с шелковистым блеском на плоскостях сланцеватости, обусловленным развитием серицита и хлорита. Под микроскопом, филлиты состоят из кварца, серицита, биотита, хлорита. Кварц присутствует в мелких зернах, остальные компоненты — в виде тонких чешуек, ориентированных по сланцеватости.

На всей площади своего распространения сланцевая толща образует своеобразную геологическую структуру, приближающуюся к складчатому покрову, абрадированному, как и прочие складчатые сооружения Урала, в постпалеозойские эпохи. Поэтому в настоящее время уже нельзя наблюдать сплошного покрова; лишь широкие поля сланцев, занимающие иногда сотни квадратных километров, свидетельствуют о существовании здесь обширного осадочного покрова. При этом оказывается, что такие поля с наибольшей концентрацией кремнисто-углистых сланцев представляют синклинальные области. Наоборот, в антиклинальных зонах, где сланцевый покров совершенно абрадирован или сохранился только в виде отдельных разрозненных останцов, на дневной поверхности обна-

жаются порфириты, диабазы, альбитофиры, различного рода зеленые сланцы, змеевики и т. д., т. е. породы, служащие основанием для сланцев.

Чрезвычайно характерным для описываемого покрова является строгая приуроченность образующих его кремнисто-углистых сланцев к положительным элементам рельефа. Ими сложены значительные хребты (Темирский, Игиш, Уштаганский и др.), многочисленные увалы с пологими склонами и прочие возвышенности, обычно всегда вытянутые в меридиональном направлении. При беглом осмотре района может показаться, что все эти увалы и хребты представляют антиклинали, тогда как в действительности они являются синклиналями, сохранившимися в виде реликтов складчатого покрова в наиболее повышенных участках местности.

Причины уничтожения антиклинальных зон и сохранения синклинальных объясняются тем, что кремнисто-углистые сланцы представляют наиболее молодой горизонт из всех прочих, участвовавших в складчатых дислокациях района. В первую очередь подвергались денудации антиклинальные своды складок, как самые высокие точки всей складчатой структуры и как направления, максимально изогнутые и поэтому интенсивно раздробленные. Здесь создались наиболее благоприятные условия для возникновения первых продольных долин. В дальнейшем, в связи с тем, что под верхней толщей углисто-кварцитовых сланцев оказывались обычно породы механически менее устойчивые (змеевики, рассланцованные эффузивы и т. п.), углубление долин происходило особенно интенсивно, а затем оно обгоняло образование долин в синклинальных областях, приуроченных к жестким и менее деформированным кремнистым сланцам. Постепенно, видимо, долины синклинальных областей теряли свою самостоятельность, подчинялись быстро углублявшимся долинам антиклиналей и сливались с ними, когда базис эрозии оказывался ниже их уровня.

В результате теперь во всех современных логах и долинах обнаруживаются породы более древние, чем кремнисто-углистые сланцы, лежащие на возвышенностях. Иначе говоря, в долинах представляется возможным видеть внутренние части (ядра) антиклиналей, а на возвышенностях, наоборот, сохранившиеся синклинали.

Таким образом возникает обратный рельеф («извращенный»); получается своеобразное негативное изображение современной топографией первоначальной складчатой структуры. Схематично это можно представить в виде двух перекрещивающихся синусоид, как это сделано на приведенном рисунке (фиг. 2). Сплошная линия показывает современный рельеф, прерывистая — первоначальную складчатость; черными жирными линиями обозначены остатки сланцевого покрова.

Примером описанного рельефа могут служить Темирский хребет (с его южным продолжением хр. Сувалты), с одной стороны, и Уштаганский (южное окончание которого находится у с. Соколовского) — с другой. Абсолютные отметки обоих колеблются в пределах 450—480 м. Оба хребта сложены черными кремнисто-углистыми сланцами; между ними протягивается широкая долина р. Увельки, по склонам которой обнажаются серицит-карбонатные породы, образовавшиеся из кислых эффузивов.

При относительно пологом залегании сланцев (углы падения их не превышают 20—45°) серицит-карбонатные породы сильно рассланцованы и имеют обычно вертикальные падения. Наконец, направле-



Фиг. 2. Соотношение складчатого сланцевого покрова с современным рельефом

ние падения сланцев на западном склоне Уштаганского хребта восточное, а на восточном склоне Темирского и Сувалты — западное. Таким образом очевидно, что сланцы образуют синклинали (притом, судя по очертаниям хребтов, — брахисинклинали), между тем как породы долины р. Увельки — это обнажившееся ядро антиклинали.

Не менее показательный пример такого сочетания рельефа со складчатостью можно наблюдать к юго-востоку от с. Большаковского, где в долине р. Кара-су обнажаются рассланцованные пироксеновые порфириты и сопровождающие их туфы, а по обоим берегам реки, на возвышенностях, лежат с пологими падениями сланцы и т. д.

Следует подчеркнуть, что инверсионный рельеф, свойственный всей области развития сланцевой толщи, является следствием не только какого-то своеобразного ее отношения к процессам денудации, но обусловлен ее принадлежностью к самым верхним горизонтам восточно-уральской палеозойской серии.

Приуроченные к возвышенностям сланцевые синклинали представляют лишь более или менее значительные останцы существовавшего широкого покрова. В одних случаях это — только обособленные, отделенные один от другого, небольшие увалы, вытянутые обычно меридионально, в других — широкие сплошные поля, площадью до 150—200 км<sup>2</sup>. Примерами таких крупных останцов могут служить Приданниковские горы, пространство между с. Беловским и р. Кумляк и др.

В первом случае, в окрестностях с. Приданниковского, сланцы образуют широкую синклиналичную структуру. Судя по тому, что здесь совершенно не встречается иных пород, а сланцевая толща представлена своими верхними углистыми горизонтами, эта синкли-

наль должна обладать значительной глубиной. Синклиналь опрокинута на запад, западное крыло ее полого падает на восток. В восточной части, где под синклиналь (около с. Тюхметьевского) уходят альбитофиры долины р. Увельки, восточное крыло ее имеет вертикальное или крутое западное падение. Вся западная половина синклинали



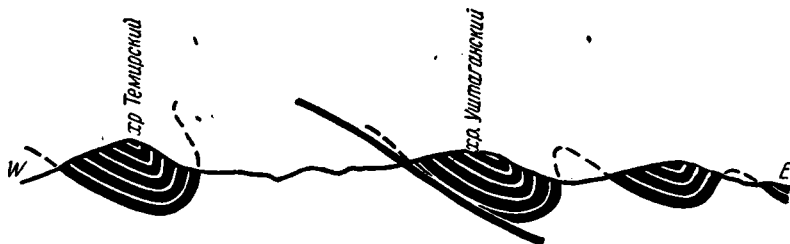
Фиг. 3. Синклинальная структура сланцев Приданниковских гор



Фиг. 4. Структура сланцевого покрова в горах Токмасской и Кумлякской

лежит на змеевиковом основании. Следует заметить, что синклиналь осложнена второстепенной складчатостью. В схеме она изображена на фиг. 3.

Несколько иную форму покров сланцев имеет во втором случае — в окрестностях с. Токмасского. Мощность его здесь очень невелика. В средней части сланцевого поля она минимальна; здесь выходят на дневную поверхность змеевики, габбро, известняки и т. п. В краевых — восточной и западной — частях поля мощность толщи увеличивается (на западе гора Токмасская, на востоке Кумлякские



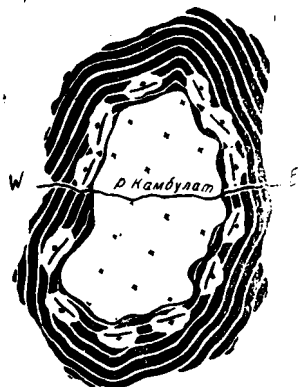
Фиг. 5. Синклинали Темирского и Уштаганского хребтов

горы). Получается структура с антиклинальной выпуклостью в средней части и синклинальными вогнутостями по краям. Схематично она изображена на фиг. 4.

Наиболее типичным примером складчатой структуры сланцевой свиты могут служить образованные ею синклинали Темирского и Уштаганского хребтов (фиг. 5). Как темирская, так и уштаганская синклинали опрокинуты на запад. Падение сланцев на Темирском хребте довольно близко совпадает с падением альбитофиров и порфиритов долины р. Увельки, разделяющей Темирские и Уштаганские горы. Альбитофиры и порфириты падают на восток под углом  $65-80^\circ$ , а сланцы Темирских гор — под углом  $50-65^\circ$ . Углы падения сланцев уштаганской синклинали не превышают  $30-40^\circ$ . Таким обра-

зом здесь наблюдается трансгрессивный характер налегания сланцев уштаганской синклинали на эффузивную толщу. Следует только учитывать, что это трансгрессивное налегание и покровная структура сланцев понимаются здесь главным образом в тектоническом смысле и менее — в стратиграфическом.

Небезынтересна структура сланцевой свиты около Камбулатовского гранитного массива (фиг. 6, 7), залегающего в виде своеобразного межформационного лакколита, интродуцированного по границе змеевикового основания и сланцевого покрова. Граниты приподняли сланцевую кровлю, образовав в связи с этим приблизительно изометричный купол; вскоре, однако, последний был



Фиг. 6. Сланцевый купол вокруг Камбулатовского гранитного лакколита

эродирован и на пенепленизированной поверхности обнажились граниты. Быстрое и почти полное уничтожение сланцев над гранитами обязано, повидимому, тому обстоятельству, что деформации в виде разломов и многочисленных трещин достигали в этой части



Фиг. 7. Соотношение сланцевого покрова с Камбулатовским гранитным лакколитом

сланцевого покрова особенной силы. Под влиянием высокой температуры интрузии сланцы испытали расширение, а затем при наступившем охлаждении они покрылись густой сетью трещин различных направлений. С другой стороны, не исключена возможность, что горизонтально-пластовая отдельность гранитов в Камбулатовском массиве связана с охлаждением гранитной магмы под налегавшей над ней почти горизонтально толщей сланцев. Повидимому, плоскости гранитных плит Камбулатовского массива приблизительно параллельны первоначальной поверхности контакта гранитной интрузии с породами вмещающей кровли (сланцами).

Аналогичное взаимодействие между гранитами и сланцевой кровлей наблюдается в Ключевском массиве.

Несколько своеобразно строение сланцевой толщи на хр. Игиш, где она раздвинута южным окончанием массива чашковских гранитов (фиг. 8). При этом раздвигании меньшая, восточная часть игишской синклинали (восточное ее крыло) была отодвинута к востоку; простирания сланцев колеблются здесь в пределах

50—70° СВ. Большая, западная часть синклинали оказалась отодвинутой на запад (среднее простирание в ней 300—310° СЗ), причем синклинальный характер этой части складки отчасти еще сохранился. Таким образом получается своеобразная структура расходящейся к северу виргации, в которой сланцы как бы обволакивают южное окончание гранитов Чашковского массива.

Далее можно отметить часто встречающееся сочетание сланцевой кровли с змеевиковыми массивами. Примером этого может служить массив змеевиков горы Лиственной (фиг. 9). Змеевики горы Лиственной образуют ядро антиклинали, ориентированной (в связи с интрузией чашковских гранитов) в направлении СЗ 315°. С востока и запада змеевики перекрыты черными кремнисто-углистыми сланцами, причем сланцы, прилегающие с востока, принадлежат западному крылу игишской синклинали.

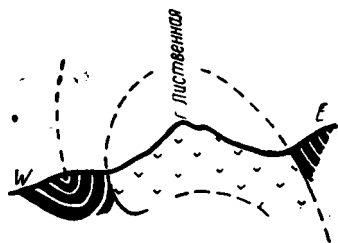
Падение змеевикового массива восточное, под углом около 70°. Падение сланцев, прилегающих с востока, более пологое — до 50°.

Сланцы, ограничивающие змеевики г. Лиственной с запада, падают вертикально или под крутым углом на запад. В данном случае, как и во всех других, когда змеевики оказываются в непосредственном соприкосновении со сланцами, имеет место лишь механический контакт, обязанный тектоническим усилиям, поднявшим змеевиковое ядро до уровня сланцевого покрова. Первоначальная кровля (вероятно эффузивная), в которую были интродуцированы в свое время змеевики, была или отчасти эродирована уже к моменту образования кремнисто-углистой толщи, или была сдернута при выжимании змеевикового факолита вверх в момент складкообразования.

Рассмотрение данных по тектонике сланцевого покрова позволяет предположить, что складчатость его приближается по своему характеру к постумному типу. При этом несогласие между сравнительно молодыми и древними свитами выражается не в разных азимутах падения крыльев складок, а только в разных углах их, меньших у молодых, больших у древних. Действительно, как правило, в складках кремнисто-углистых сланцев и относительно более древних пород наблюдается именно такое соотношение. Азимут



Фиг. 8. Структура сланцевого покрова хр. Игиш около южного окончания Чашковской гранитной интрузии



Фиг. 9. Факолит змеевиков горы Лиственной в антиклинальной зоне сланцевого покрова

падения крыльев складок тех и других всегда один и тот же, между тем углы падения достигают в среднем  $30-50^\circ$  у сланцев и  $60-80^\circ$  у более древних пород.

Далее, чрезвычайно характерной для такого типа сложной складчатости является форма залегания сохранившихся вышележащих горизонтов, — в данном случае кремнисто-углистых сланцев, — на подстилающих их относительно древних породах. Почти все массивы сланцевой толщи имеют форму брахискладок, именно брахисинклиналей, лежащих в виде «останцов» покрова на частично размытой поверхности нижележащих пород. Описанный выше инверсионный рельеф также лишь подчеркивает разницу в характере складчатости сланцевого покрова и пород, его подстилающих.

Несомненный факт различной интенсивности складок в толще кремнисто-углистых сланцев и нижележащих, преимущественно эффузивных пород представляет прежде всего возможность для решения вопроса об относительных возрастных соотношениях между теми и другими. Это различие, повидимому, может быть связано только с тем обстоятельством, что ниже- и среднедевонские породы, кроме варисцийской складчатости, пережили девонскую, сопровождавшуюся интрузией ультраосновных и основных пород (перидотитов и габбро). Между тем складчатость свиты кремнисто-углистых сланцев, являющейся более молодой, очевидно обязана только главному моменту складкообразования — верхнекарбонному.

С другой стороны, некоторое ослабление складчатости в молодых наиболее высоких горизонтах может быть объяснено известным фактом уменьшения силы стресса в верхних частях сминающейся толщи и, наоборот, увеличения ее на глубине (до некоторого предела). Это положение, известное в природных условиях, было проверено опытным путем в работах Уиллис (Willis). Кроме того следует учитывать, что мощность толщи кремнисто-углистых сланцев, однообразной по составу, была значительно больше мощности отдельных свит нижележащих горизонтов, к тому же состоящих из пород различных по твердости. Оба эти момента, повидимому, также имели значение в характере складкообразования, так как очевидно, что мощные, тем более однородные слои сминались в простые, почти гармоничные складки (без флексурных утоньшений крыльев), а горизонты малой мощности, состоящие из пород неодинаковой твердости и в большей своей части гибкие, образовали негармоничные пloyчатые складки, с флексурами и разрывами по крыльям. С этим же обстоятельством связано неодинаковое проявление кливажа, характер которого зависит от литологического состава слоев. В углисто-кремнистых сланцах и углистых кварцитах кливаж проявляется преимущественно в виде отдельности, перпендикулярной поверхности напластования. Наоборот, в нижележащих породах,

главным образом эффузивных, кливаж выражен перекрещивающейся системой косых диагональных трещин.

В заключение характеристики структуры сланцевой кровли необходимо остановиться на вопросе самого процесса осадкообразования, с которым связано появление сланцевой толщи. Образование ее могло происходить или до складчатости, на спокойной горизонтальной поверхности, ниже лежащих пород, или осадкообразование происходило в тот период, когда складчатые процессы проявлялись уже в значительной мере.

Выше было указано, что причина сохранения синклинальных зон складчатой структуры покрова и уничтожение антиклинальных частей состоит главным образом в том, что ослабленные разломами антиклинальные зоны легче поддавались эродирующим процессам, чем механически устойчивые синклинали. Однако здесь следует отметить еще одно обстоятельство.

Представляется совершенно несомненным, что первые складкообразовательные движения на восточном склоне Урала начали проявляться еще в девоне. Также поэтому несомненно то обстоятельство, что образование кремнисто-углистой осадочной свиты происходило не на горизонтальной поверхности девонских пород, а на поверхности, уже частично сложенной в пологие складки и отчасти размытой в верхнедевонское время. Отсюда следует предположить, что осадкообразование происходило на всей площади неравномерно; в мульдах оно было максимальным, в антиклинальных зонах меньшим или иногда совсем прекращалось, когда антиклинали оказывались выше уровня нижнекаменноугольного бассейна.

Одновременно с происходившим осадкообразованием продолжались и складчатые процессы. Прогибание мульд увеличивалось, одновременно увеличивалась мощность осадков в них, причем осадки с уже существовавших антиклиналей могли передвигаться («сползать») в пониженные области мульд. Таким образом совершенно очевидно, что уже в самую первую стадию образования сланцевой толщи мощность осадков в ее синклинальных частях в несколько раз, вероятно, превышала мощность отложившегося материала в антиклинальных зонах.

Между прочим следует отметить, что именно такие явления увеличения мощности синклиналей за счет деградации антиклиналей были указаны Н. С. Шатским в его докладе о фазах складкообразования для Бакинского, Керченского и других районов<sup>1</sup>.

Следовательно, то обстоятельство, что в настоящее время мы находим преимущественно синклинальные части складчатого покрова,

---

<sup>1</sup> Доклад был сделан 19 февраля 1936 г. в Академии Наук СССР в числе цикла лекций Геологической ассоциации.

свидетельствует не только о наибольшей деформации антиклиналей и их быстром уничтожении процессами эрозии, но также и о том, что уже в момент первоначального образования сланцевой толщи на волнистой поверхности девонского основания мощность осадков в синклиналях в несколько раз превышала мощность осадков в антиклинальных частях. Это обстоятельство кроме того свидетельствует также о том, что осадкообразование происходило одновременно со складчатостью, причем развитие синклиналей шло за счет деградации сводовых частей структуры.

#### IV

Несмотря на чрезвычайно пространственно-широкое развитие осадочной сланцевой толщи на восточном склоне Урала, во всех пунктах она является немой, лишенной всяких палеонтологических остатков, в связи с чем главным образом толщу этих пород относили в уральской литературе к так называемому «палеозою ближе не определенного возраста».

Теперь, после трех лет работы в области развития этого комплекса, нам представляется возможным несколько уточнить его возраст, сузив интервал до промежутка верхний девон — нижний карбон. Конечно, это определение в известной степени условно, так как базируется не на палеонтологических данных, а на геологических, лишь косвенно относящихся к вопросу его возраста. Но сумма этих данных настолько значительна, что с достаточной долей вероятности может служить доказательством высказанного предположения.

В предыдущем изложении уже приводились некоторые обоснования, касающиеся вопроса о сравнительно молодом возрасте свиты кремнисто-углистых сланцев. Прежде всего на мысль об относительной «молодости» этих сланцев наводит характер их залегания и тектоники по сравнению с залеганием и тектоникой всех остальных эффузивно-осадочных образований палеозойской толщи. В то время как эти последние имеют вертикальные или близкие к ним падения, сильно рассланцованы и образуют крутые со сближенными крыльями, осложненные сплюснутостью и разорванные складки, сланцевая толща в противоположность им сложена в складки крупные и простые с полого падающими крыльями. Падения сланцев не превышают  $30^{\circ}$ — $50^{\circ}$ , оставаясь в большей части в пределах  $15^{\circ}$ — $30^{\circ}$ . Естественно допустить, что небольшое сравнительно смятие произошло в самых верхних и молодых горизонтах дислоцировавшейся толщи, чем наоборот.

Далее, при геоморфологической характеристике сланцевого покрова, было показано взаимоотношение с современным рельефом.

Приуроченность останцов покрова именно к возвышенным участкам и образование в связи с этим негативного рельефа можно объяснить лишь относительно молодым возрастом сланцев по сравнению с прочими породами, обнажающимися в долинах и представляющими антиклинальные части складок.

Наблюдения над непосредственными взаимоотношениями толщи сланцев с другими палеозойскими породами приводят нас к аналогичным выводам. Так, во всех случаях, когда удавалось видеть в непосредственной близости выходы кремнисто-углистых сланцев с породами эффузивной свиты (предположительно девонского возраста), можно было видеть, что эффузивы всегда падают под сланцы. Это видно, например, вдоль полосы альбитофиров долины р. Увельки, где последние падают на восток под толщу сланцев, которой сложен находящийся восточнее Уштаганский хребет. На западном его склоне падение сланцев восточное, на восточном — западное. Повидимому, здесь имеется синклиналь сланцев, под которую падает свита альбитофиров и порфиритов. Схематично это изображено на фиг. 10.



Фиг. 10: Соотношение сланцевого покрова Уштаганского хребта с нижележащими эффузивами

Здесь же, на линии сочленения альбитофировой свиты р. Увельки и сланцев, были обнаружены конгломераты, цемент которых имеет состав, аналогичный составу кремнисто-углистых сланцев, а обломки представлены плагиоклазовыми порфиритами и альбитофирами.

При рассмотрении сланцев в связи с интрузивными породами возрастные границы их вырисовываются яснее. Оказывается прежде всего, что взаимоотношения их с верхнепалеозойскими интрузиями совершенно отличны от тех, которые наблюдаются при сочленении их со среднепалеозойскими интрузиями. На контакте с гранитами интрузиями верхнепалеозойского возраста (средний или верхний карбон) сланцы интенсивно метаморфизованы, и очертания границ их покрова целиком подчиняются контурам гранитного массива. Очевидно, что сланцы образовались до интрузии гранитов.

Иная картина наблюдается при рассмотрении сланцев в связи с змеевиками и габбро-диоритами — породами среднепалеозойского интрузивного цикла. Почти во всех пунктах района, где обнажаются сланцы, они залегают близко от змеевиков; однако нам нигде не удалось видеть хотя бы ничтожные признаки изменения сланцев на контакте со змеевиками. Контакты эти, как правило, всегда оказываются механическими. Поэтому нельзя согласиться с теми авторами, которые считают, что кремнисто-углистые сланцы рвутся змеевиками. Наоборот, последние обнажаются лишь в промытых участках сланцевой кровли или там, где она отсутствует совершенно.

Об этом свидетельствуют подчиненные сланцевым контурам очертания змеевиковых тел. Естественные разрезы, в которых отчетливо видно непосредственное пологое налегание сланцев на змеевики (например по р. Кулахты), также убеждают в том, что сланцы отлагались уже на размытой поверхности змеевиков.

Так же решается вопрос и в отношении интрузий габбро. Ни в одном случае мы не встречали сланцев, которые пересекались бы габбро. Дейк габбро среди сланцев не встречено совершенно, между тем дейки габбро среди змеевиков встречаются очень часто. В редких случаях непосредственного контакта сланцев и габбро никаких изменений в сланцах не наблюдается. Контакт их, несомненно, также механический. Таким образом и в сравнении с интрузиями габбро возраст сланцев оказывается более молодым.

Почти так же обстоит дело при рассмотрении соотношения сланцев с интрузиями диоритов, следовавшими вскоре за интрузиями габбро. И здесь дейк диоритов среди сланцев мы совершенно не встречали. Это обстоятельство выделяется особенно резко при одновременно чрезвычайно широком распространении дейк габбро-диоритового состава в нижне- и среднедевонских эффузивах и змеевиках.

Совершенно особое исключение с точки зрения взаимоотношений со сланцами представляет массив габбро окрестностей с. Большаковского (в 60 км к юго-востоку от гор. Миасса). На контакте сланцев с габбро здесь были констатированы некоторые явления гидротермального характера, проявляющиеся главным образом в виде интенсивного вторичного окремнения углистых сланцев. Повидимому, интрузия габбро этого массива происходила в то время, когда сланцевая толща была уже сформирована, и, следовательно, возрастные соотношения сланцев и габбро Большаковского массива иные, чем те, которые были констатированы для сланцев и габбро других выходов.

При детальном петрографическом исследовании оказалось, что габбро Большаковского массива резко отличается от пород габбро-диоритовой группы всех остальных пунктов, известных в районе. Кроме нормального по составу, в этом массиве широкое распространение имеет кварцево-микроклиновое габбро характера монцонитов. Кроме того породы этой интрузии отличаются значительно меньшей степенью метаморфизма в сравнении с габбро других выходов. Повидимому, интрузия Большаковского габбро и сопровождающих их монцонитов принадлежит другому, при этом более позднему моменту магматического цикла. И если время образования пород габбро-диоритовой группы других пунктов района относится к среднему девону, то момент вторжения большаковской интрузии должен быть отнесен к послеверхнедевонскому времени, вероятно к началу среднего карбона. Не исключена возможность, что интрузия этого квар-

цево-микроклинового габбро является уже началом наступившего в карбоне нового мощного варисцийского интрузивного цикла, закончившегося появлением гранитов.

Таким образом образование сланцевого покрова происходило после главных моментов интрузии ультраосновных пород (змеевиков) и пород габбро-диоритовой группы, время появления которых относится к среднему девону<sup>1</sup>. Интрузия кварцево-микроклинового габбро Большаковского массива в свою очередь произошла уже после формирования сланцевого покрова.

Этим положением определяется нижняя граница того интервала времени, в который происходило образование сланцев.

Значительно проще решается вопрос о верхней его границе. Прежде всего верхнепалеозойские интрузии (средне-верхнекарбонного возраста) гранитов пререзают толщу сланцев. Кроме того известно, что сланцы залегают непосредственно под нижнекаменноугольными известняками с продуктидами [Н. К. Высоцкий (4), Д. С. Белянкин (5)]. Наконец, как указывает А. Н. Заварицкий (6), описываемые кремнисто-углистые сланцы совершенно аналогичны известным ему нижнекаменноугольным сланцам из Бредов и других более южных районов восточного склона Урала, где они принадлежат продуктивному горизонту  $C_1^h$  нижнего карбона.

Учитывая таким образом всю сумму приведенных данных, возраст сланцев можно определить как верхнедевонский—нижнекаменноугольный. Мы придаем им индекс  $C_1^h$ , как толще, параллельной в большей своей части продуктивному горизонту нижнекаменноугольного периода.

Не лишено интереса следующее обстоятельство. Если рассматривать толщу кремнисто-углистых сланцев (не метаморфизованных или минимально измененных гранитами) в вертикальном сечении, то окажется, что в составе ее нижних горизонтов преобладает кремнистый материал при небольшом количестве углистого. Кверху, наоборот, количество углистого материала резко повышается с одновременным уменьшением кремнистого. Этим как раз и объясняется тот факт, что в пунктах максимального развития сланцев, где имеется возможность наблюдать всю их толщу, вплоть до самых верхних горизонтов, мы встречаемся с мягкими, почти нацело углистыми сланцами. В тех же местах, где значительная часть сланцевой толщи смыта и остались лишь нижние ее горизонты, едва прикрывающие нижнепалеозойские породы, сланцы представлены, как правило, крем-

<sup>1</sup> Данные о возрасте интрузивных пород приводятся здесь по материалам Южно-Уральской экспедиции В. С. Колтева-Дворникова 1933 г., в работах которой принимал участие автор.

нистыми разностями с ничтожным количеством углистого вещества.

В связи с этим можно полагать, что свита кремнисто-углистых сланцев была образована приблизительно на границе верхнего девона и нижнего карбона. В конце верхнего девона отлагались преимущественно кремнистые осадки, источником которых служил кремнезем многочисленных вулканических излияний того времени. С началом карбона интенсивность вулканической деятельности уменьшилась; одновременно уменьшилось количество кремнистых осадков. Начало каменноугольной эпохи сопровождалось широкой и повсеместной концентрацией углистого (органического) вещества, сначала смешавшегося с кремнистым, а затем вытеснившего его почти совершенно.

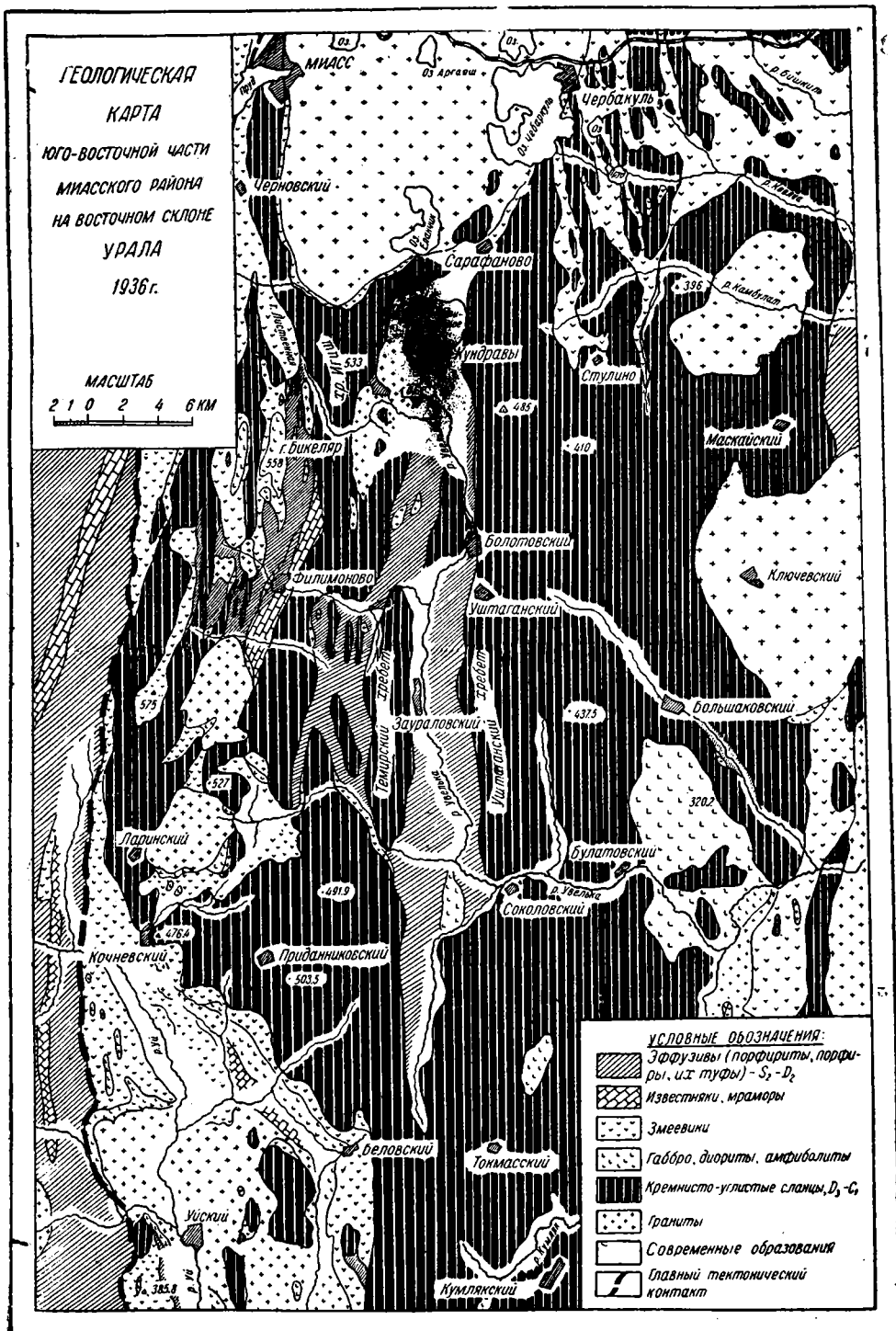
В заключение рассмотрения вопроса о возрасте свиты кремнисто-углистых осадков следует остановиться на термине «кристаллические сланцы», который нередко применяют к этим породам. Перекристаллизация и интенсивный метаморфизм, наблюдаемые в них на контакте с гранитами или недалеко от последних, действительно позволяют называть эти породы «кристаллическими сланцами». Однако, как это указывалось уже выше, явления перекристаллизации и метаморфизм в этих породах имеют локальный характер и обусловлены лишь контактовыми воздействиями гранитных интрузий. Поэтому это название должно пониматься только в петрографическом смысле. Между тем называя эти породы «кристаллическими сланцами», многие авторы придают этому термину и возрастное содержание, что, конечно, неверно. Нельзя сравнивать эти метаморфические породы, представляющие лишь измененные контактовым метаморфизмом нормальные осадки, с кристаллическими сланцами, например, Уральского хребта, возраст которых считается докембрийским и образование которых связано с иными причинами. В этих породах наблюдается лишь внешнее сходство, но отнюдь не возрастное и не генетическое.

В связи с этим, может быть, целесообразно называть метаморфические породы верхнепалеозойской осадочной свиты восточного склона Урала «эпикристаллическими сланцами» в отличие от собственно кристаллических докембрийских сланцев центральной зоны Уральского хребта. Этот термин, отражая петрографический характер пород, вместе с тем указывает на более позднее время их метаморфизма, чем время образования древних кристаллических сланцев.

---

Резюмируя изложенное в настоящей статье, следует выделить следующие главные положения:

1. Возраст широко развитой на восточном склоне Урала осадочной сланцевой толщи, образованной в главной своей части черными кремнисто-углистыми сланцами, должен быть определен как ниже-



Фиг. 11

каменноугольный или во всяком случае как остающийся в пределах от верхнего девона до нижнего карбона.

2. Отложение сланцев происходило на размытой поверхности отчасти уже сложенного в складки ниже- и среднепалеозойского основания; об этом свидетельствуют конгломераты базального облика, констатированные в нижних горизонтах сланцевой толщи, а также ее «безразличное», почти трангрессивное налегание на подстилающих породах (эффузивы, змеевики и пр.).

3. Констатированная разница в интенсивности складчатости в ниже- и среднепалеозойских образованиях, с одной стороны, и в нижнекаменноугольной сланцевой толще, с другой, может, повидимому, быть объяснена лишь существованием доверхнедевонского орогенического цикла (каледонского), сопровождающегося мощными интрузиями ультраосновной и габбро-диоритовой магмы. После поднятия и интенсивного размыва в середине верхнего девона и затухания вулканической деятельности к началу карбона снова наступает погружение страны под уровень моря. Одновременно развивается варисцийская орогеническая фаза, а вместе с ней вновь начинаются вулканическая деятельность и мощный гранитный интрузивный цикл.

В заключение небезынтересно отметить, что если на восточном склоне Урала сравнительно пологие складчатые структуры начинаются лишь в верхнедевонских или даже только в нижнекарбонных образованиях; то в соседней палеозойской стране — в Восточном Казахстане — пологие складки известны уже для среднедевонских эффузивных покровов. Наоборот, в западном направлении эта граница между интенсивной складчатостью первой половины палеозоя и сравнительно пологими структурами верхней его части повышается. Так, уже на западном склоне Урала сравнительно пологие складки известны лишь для пермских отложений. На такую последовательность в поднятии этой границы в направлении с востока на запад указывал А. Д. Архангельский.

Геологический институт.  
Академия Наук СССР.

#### ЛИТЕРАТУРА

- <sup>1</sup> Белянкин Д. С., Отчет начальника Каслинской геологической партии о летних полевых работах 1929 г. (Рукопись, фонд. отд. Уральского ГРТ.)
- <sup>2</sup> Бородаевский Н. И., Отчет о работе в Аргаяшском районе. (Рукопись, 1935, Геол.-разв. отд. Миассзолото.)
- <sup>3</sup> Высоцкий Н. К., Месторождения золота Кочкарской системы в Южном Урале, Тр. Геол. ком., XIII, № 3, 1900.
- <sup>4</sup> Высоцкий Н. К., Метаморфические сланцы и ближе не определенный палеозой. Объяснительная записка к геологической карте Урала масштаба 1 : 1 000 000, ГГРУ, 1931.
- <sup>5</sup> Дервиз В. М., Геологическая съемка северо-восточной части 139-го листа, Изв. Геол. ком., XXXVIII, № 1, 1923.

- <sup>6</sup> Заварицкий А. Н., Объяснительная записка к геологической карте, представляемой Карабашскому комбинату Уралмеди.
- <sup>7</sup> Кротов Б. П., Петрографическое исследование южной части Миасской дачи, Тр. Об-ва естествоиспытателей Казанского ун-та, 1915.
- <sup>8</sup> Ленных И. В., Отчет об исследованиях в Кочкарском районе. (Рукопись, 1932, Геол.-разв. отд. Миассзолото.)
- <sup>9</sup> Мушкетов И., Материалы для изучения геостратиграфического строения и рудных богатств Златоустовского горного округа на Южном Урале, Горный журн., ч. III, 1877.
- <sup>10</sup> Разумная Е. Г. и Мирлин Г. А., Отчет о геологическом картировании юго-восточной части Миасского района. (Рукопись, 1933, Геол.-разв. отд. Миассзолото.)
- <sup>11</sup> Чернышев Ф. Н., Общая геологическая карта России. Лист 139-й, Тр. Геол. ком., III, № 4, 1889.

**G. A. MIRLIN. ON THE SO-CALLED «MORE ACCURATELY UNDEFINED  
PALEOZOIC» OF THE EASTERN SLOPE OF THE URALS!**

SUMMARY

On the one-millionth geological map of the Urals of 1931 among other assumed indices there was index  $P_z$ , denoting the so-called «more accurately undefined Palaeozoic». This term, used up to the present time in almost all the geological works, concerning the Urals, corresponds to a complex of sedimentary rocks metamorphosed in their greater part and rendering a difficulty for the definition of their age, owing to the absence of fauna.

Some of the Ural geologists considered the metamorphic rocks of the eastern slope of Urals as the exposition to the surface of the crystalline foundation analogous to the pre-Cambrian foundations of the watershed range of the Urals; the others, on the contrary, assumed these rocks for relatively younger deposits and referred them to the middle Palaeozoic.

During 1933—1936 the author undertook special investigations in that region, since this question was of principal importance for the geological history and tectonics of the eastern slope of the Urals, and then represented a considerable practical interest. That or other stratigraphical position of this sedimentary series in the section of the eastern slope of the range, would solve differently the question of presence in it of useful deposits (including gold).

Now, after three years of work in the region of the chief development of this complex (the south—eastern part of the Miass region) it is possible to state its age more accurately reducing the limits to the interval: Upper Devonian—Lower Carboniferous. This definition is, of course, somewhat providential, since it is based not upon the paleontological but on the structural data giving only indirect indication concerning the age of this series. But the sum of these data is so consi-

derable, that it may serve as a proof of the above—said statement with a fair amount of certainty.

The coal-quartzitic schists of this series occupy about 10 000 km<sup>2</sup> in the eastern slope of the Urals. The cover of schists stretches from the latitude of the Ufaley plant in the north to the parallel of Verkhne—Uralsk in the south.

The lithological composition of the sedimentary-schistose series is quite uniform and its variations depend not so much on the primary composition of sediments as on the intensity of the posterior metamorphic processes, caused by the granitic intrusions. In majority of cases the rocks of this series are represented by tabular black siliceous-coaly schists. They are connected by gradual transitions with coaly quartzites. In the latter the quantity of siliceous material and the degree of recrystallization depend on their silification caused by the hydrothermal activity of the granitic intrusions. The siliceous-coaly schists in the contact with granites undergo a particularly intense thermal metamorphism. Here we observe the appearance of different kinds of micaceous, mica-garnet, garnet-staurolitic etc. schists. The feldspathization and pneumatolitic addition of material cause the formation of granitized paragneisses and micaceous quartzites.

On the whole area of its development the schistose series forms a structure of the folded cover type abraded during the post-Palaeozoic epochs the same as the other folded structures of the Urals.

The strict association of the siliceous-coaly schists forming this cover with the positive elements of the relief is particularly characteristic. All the elevated parts formed by schists represent synclines, on the contrary the anticlinal parts of folds are situated in the depression zones, in the valleys, the underlying schistose effusives and serpentines being exposed to the surface. Therefore we observe a typical inversion relief.

Considering the structural geology of the schistose cover we see an unconformity in the bedding of the composing it schists and underlying effusives and serpentines. While the first ones form the folds with a slopy dips of wings (15—30°), the second ones are intensely schistose and have the dips up to 70—80° and sometimes even to 90°. The different intensity of fold and their unconformity, apparently, prove that the lower- and middle-Devonian rocks, except the Variscian folding, underwent the Devonian folding accompanied by the intrusion of ultrabasic and basic rocks (peridotites and gabbro). The formation of the siliceous-coaly sedimentary series was apparently occurring not on the horizontal surface of the Devonian rocks, but on the surface partly already formed into the slopy folds and partly eroded during the Devonian time. The sedimentation was going on together with the folding, which continued and increased during the lower-Carboniferous time.

The siliceous-coaly series was formed during the interval Upper Devonian—Lower Carboniferous. In the end of the Upper Devonian there were deposited chiefly the siliceous sediments, the silica being supplied by numerous volcanic effusions of that time. In the beginning of the Carboniferous the intensity of the volcanic activity decreased. The quantity of the siliceous sediments decreased at the same time. The beginning of the Carboniferous epoch was accompanied by the broad and universal concentration of the coaly substance which first was mixing with the siliceous substance and then supplanted the latter almost entirely.

**В. А. ПЕТРУШЕВСКИЙ****О ВОЗРАСТЕ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ТРЕТИЧНОЙ ТОЛЩИ  
КАРАКУМОВ**

В статье разбирается вопрос о возрасте континентальной надсарматской толщи Каракумов, которую автор относит к верхнему плиоцену. Попутно затрагивается вопрос о возрасте каракумских песков, которые автор считает наиболее древними из четвертичных пород этой области; возможно, что они относятся еще к плиоцену.

Возраст континентальной надсарматской толщи Каракумов до настоящего времени окончательно не установлен и различными исследователями определяется в очень широких пределах: от верхнемелового [для юго-восточных районов, С. Ю. Геллер<sup>(3)</sup>] до верхнеплиоценового [В. А. Обручев<sup>(13)</sup>, И. В. Мушкетов<sup>(10)</sup>]. Некоторые авторы [А. Д. Архангельский<sup>(1)</sup>, А. Ф. Соседко<sup>(15)</sup>] полагают, что эти породы отвечают и плиоцену и миоцену (во всяком случае частично); другие, как П. С. Макеев<sup>(8)</sup>, считают их только миоценовыми. Наконец, в ряде работ<sup>(11, 12)</sup> они отнесены к плиоцену без особых доказательств правильности этой точки зрения.

В литературе эти отложения известны под различными названиями: чаще всего их зовут заунгузской толщей, но также хивинскими слоями (на севере), каракумской свитой и т. д.

Эта неопределенность стратиграфического положения рассматриваемых отложений обусловлена как отсутствием в них фауны, так и тем, что в громадном большинстве районов они скрывают подстилающие их породы, зная возраст которых можно было бы пытаться определить и возраст вышележащих.

Прежде чем рассматривать работы предыдущих исследователей, охарактеризуем вкратце заунгузскую толщу и приведем данные, полученные нами при работах 1935 г., которые позволяют судить о возрасте ее определеннее, чем это делалось ранее.

Заунгузскими породами в основном сложены районы высоких Каракумов, так называемое Заунгузское плато, располагающееся непосредственно к северу от Унгуза. На запад эти породы распро-

страняются приблизительно до меридиана  $57^{\circ}15'$ ; на севере они протягиваются до юго-восточной окраины Сарыкамышской котловины и до Хивинского оазиса, слагая здесь обрывы Аму-дарьи и переходя на ее правый берег, уже в Кизилкумы. Вдоль Аму-дарьи они прослежены на юг до Чарджуя, где, по словам А. Д. Архангельского, «сливаются с песчано-глинистыми осадками, слагающими равнинные части Бухары».

О распространении этих пород в юго-восточных Каракумах данных еще мало. Морской миоцен здесь отсутствует, а лежащую на палеогенé толщу континентальных песчаников В. Н. Огнев (<sup>14</sup>), исследовавший Бадхызский район, относит к плиоцену. Вопросы о соотношении их с заунгузскими породами центральных Каракумов мы коснемся ниже.

Несмотря на большую фациальную невыдержанность как в вертикальном, так и в горизонтальном направлениях, частое выклинивание отдельных прослоев и т. д., заунгузская толща в общем представлена весьма сходными породами на всей площади своего развития; повсеместно она выражена многократно чередующимися прослоями песчаников, песков и глин, нередко гипсоносных; довольно часто встречаются также маломощные пропластки и линзы мергелей. Конгломераты (из мергелистых галек, реже — из глин), залегающие обычно короткими линзами, не являются типичными. Весьма характерна диагональная слоистость пород.

Для верхних горизонтов заунгузской толщи чрезвычайно характерны своеобразные известняково-песчанистые стяжения типа журавчиков, розовато-буроватого цвета, размером до 0.05—0.08 м; при денудации включающих их слоев они часто образуют на вершине останца и по его склонам обильные россыпи.

Находки фауны в заунгузских породах были сделаны лишь трижды: И. В. Мушкетов (<sup>10</sup>) обнаружил на правом берегу Аму-дарьи между Чарджуем и Дарганата ядра гастроподы *Valvata*; П. С. Макеев также нашел в заунгузской свите ядра каких-то гастропод, ближе не определенных; в двух останцах заунгузской толщи к югу от впадин Эшек-анкрен-кыр мы нашли остракод, обнаруженных в обоих случаях в прослое песков. А. В. Швеер, любезно согласившийся определить остракод, относит их к виду *Cytheridea torosa littoralis* Brady. Этот вид, по указанию А. В. Швеера, весьма обыкновенный в верхнем плиоцене и в постплиоцене, встречается также и в нижнем плиоцене и характеризуется собой сильно опресненные бассейны.

Таким образом, если ядра *Valvata* являются нейтральными для определения возраста, то *Cytheridea torosa littoralis* Brady дает в этом отношении вполне конкретные указания, хорошо согласующиеся, как мы увидим ниже, с остальными данными о возрасте заунгузских пород.

Можно еще отметить, что в останце вблизи Гяур-кала, по дороге из Пишке в Ильялы, вместе с вышеописанными известково-песчанистыми стяжениями мы нашли обильные обломки такого же петрографического состава с отпечатками однодольных растений, ближе не определимых.

Общий цвет заунгузских пород красновато-коричнево-серый, в выветрелом состоянии — красно-бурый; нередко также желтые, оранжевые и белые прослойки.

Видимая мощность толщи повсеместно выдерживается в пределах нескольких десятков (3—8) метров; истинная мощность в ряде мест, вероятно, превышает 100 м.

Относительно генезиса заунгузских пород различные исследователи высказываются довольно единодушно, считая их континентальными озерно-болотными и дельтовыми осадками (частью, может быть, и эоловыми), связанными с деятельностью некогда текших с юга, из Средней Азии, рек. Этой же точки зрения придерживаются Б. А. Федорович и А. С. Запорожцева<sup>(17)</sup><sup>1</sup>, проделавшие большую сравнительно-литологическую работу по каракумским пескам и основывающиеся в данном случае на разительном минералогическом сходстве коренных заунгузских пород, каракумских песков и современного аллювия Аму-дарьи (слюдистость, обилие полевых шпатов, притом хорошей сохранности, обилие и разнообразие тяжелых минералов и т. д.).

Мы уже говорили, что почти повсеместно заунгузская толща скрывает собой более древние отложения, обнажающиеся из-под нее всего в нескольких пунктах Каракумов. На Унгузе, в районе Серного завода, она лежит на нижнесарматских породах, отделяясь от них границей размыва; из описаний А. Ф. Соседко<sup>(15)</sup> следует, что этот размыв заметен не везде, что, по видимому, в значительной степени обусловлено неясностью контактов. Так, именно этим можно объяснить то, что А. Д. Нацкий<sup>(11)</sup> говорит о слабо абрадированной поверхности сарматских пород в районе Серного завода, а А. В. Данов<sup>(4)</sup> указывает для тех же мест, что «не обнаружено следов перерыва или размывания на границе» сарматской и заунгузской толщ, хотя литологический характер их довольно резко различен. «Возможные следы перерывов» А. В. Данов полагает для нижней части заунгузской свиты. А. Коншин<sup>(5)</sup> указывает по Узбою и Сарыкамьшской котловине «темнокрасные материковые глины», относимые им к плиоцену, лежащие на сарматских породах или во впадинах, окруженных сарматскими и палеогеновыми отложениями. Однако А. Д. Архангельский<sup>(1)</sup> замечает, что красные глины Сарыкамьш-

<sup>1</sup> Пользуемся случаем поблагодарить Б. А. Федоровича за любезное предоставление своих, еще не опубликованных работ по Каракумам.

ской котловины «представляют осадки древнего озерного бассейна начала послетретичного периода» и что для параллелизации красных глин Узбоя «породам, развитым в северо-восточных Каракумах (т. е. заунгузским слоям. Б. П.), никаких оснований не имеется». Повидимому, лишь в районе Хетыба А. Коншин наблюдал действительно заунгузскую толщу, лежащую здесь, вероятно, уже не на сарматских, а на конкских породах.

Далее А. Д. Архангельский указывает, что в берегах Аму-дарьи между Уч-учаком и Ильчиком заунгузская толща лежит местами на олигоценовых глинах, появление которых, «повидимому, всегда связано с дислокациями».

Наконец, важное указание об условиях залегания заунгузской толщи мы находим в неопубликованной работе Б. А. Федоровича<sup>(18)</sup> по его совместным с А. С. Кесь исследованиям в 1934 г. Он указывает, что в долине Узбоя, вблизи колодцев Игды, акчагыльские отложения прислоняются к заунгузским; непосредственного прислонения не видно, и Б. А. Федорович аргументирует тем, что акчагыл обнажается в русле Узбоя, а заунгузская толща слагает высоты, расположенные в немногих километрах отсюда.

Вот по существу все данные, которыми мы располагали к 1935 г., об условиях залегания заунгузской толщи на более древних отложениях. Можно еще указать, что континентальные неогеновые песчаники юго-восточных Каракумов лежат, по В. Н. Огневу<sup>(14)</sup>, несогласно на палеогене, а в одном пункте срезают его целиком и ложатся непосредственно на датские породы. Об аналогичном, повидимому, явлении говорит для района Керков В. Н. Кунин<sup>(6)</sup>.

Исключительный интерес представляют условия залегания заунгузской толщи в районе впадин Эшек-анкрен-кыра, обследованном нами с Л. Е. Родиным в 1935 г. К западу и юго-западу от впадин останцы заунгузских пород расположены на равнине, сложенной сарматскими мергелями и известняками, высотные отметки которой колеблются в пределах 90—120 м (абс. высота). К востоку и северо-востоку от впадин заунгузские породы спускаются на более древние, до олигоценовых (верхних или даже средних их частей) включительно, залегая здесь на высоте 60—70 м<sup>1</sup>. Тем самым совершенно определенно устанавливается длительный эрозионный перерыв между концом отложения сарматских пород и началом образования заунгузских, хотя непосредственно по разрезам размыв нигде не виден; в большинстве случаев неясны контакты, но и там, где они отчетливы, к границе двух разновозрастных свит не приурочены конгломераты каких-либо пород, нет мелкой волнистости залегания,

<sup>1</sup> Здесь и далее высотные отметки приведены по барометрической нивелировке Э. М. Мурзаева<sup>(9)</sup>.

сарматские мергели вверх по разрезу не делаются песчанистыми и т. д. Мы отмечаем это для того, чтобы подчеркнуть, насколько легко здесь впасть в ошибку и принять все слои лежащими не только согласно, но едва ли не с постепенными переходами друг от друга, как это и сделали для некоторых мест района Серного завода А. Ф. Соседко <sup>(15)</sup> и А. В. Данов <sup>(4)</sup>.

Вполне очевидно, что залегание заунгузских пород на олигоценых можно объяснить лишь наличием здесь глубокой дозаунгузской депрессии в рельефе. Эта депрессия, ограниченная с запада и юга высотами миоценовых пород, открыта к востоку и к северо-востоку, где миоцен почти полностью уничтожен, т. е. в сторону Сарыкамышской котловины, расположенной отсюда в нескольких десятках километров. Совершенно естественно, что и в дозаунгузское время описываемая депрессия должна была сообщаться с каким-то еще более пониженным районом, в котором собирались воды, стекавшие с высокой третичной равнины. Видеть в этом районе что-либо иное, кроме Сарыкамышской котловины, не представляется возможным. Отсюда, конечно, еще не следует, что она имела в эту эпоху свои современные очертания; для нас важно то, что она уже существовала до начала отложения здесь заунгузских пород, т. е. что последние являются более молодыми по сравнению с временем образования котловины, возникновение которой и А. Д. Архангельский <sup>(1)</sup> и Л. С. Берг <sup>(2)</sup>, исходя из целого ряда общих соображений, относят к плиоцену, к предакчагыльскому веку. Напомним, что выработку основных элементов рельефа северо-западной части Туранской низменности многие исследователи также относят к началу плиоценового или концу миоценового времени.

При рассмотрении взглядов различных авторов о возрасте заунгузской толщи необходимо указать, что в целом ряде работ аргументация в пользу защищаемой точки зрения крайне слаба. Так, И. В. Мушкетов <sup>(10)</sup> отнес заунгузские породы к верхнему плиоцену на основании находки в них ядер *Valvata*; А. Д. Архангельский замечает по этому поводу, что «рыхлые песчаные ядра гастропод, при современных требованиях стратиграфии, отнюдь, конечно, не могут служить для определения возраста». Тем не менее взгляды И. В. Мушкетова долгое время не подвергались никакой критике позднейшими исследователями. В. А. Обручев <sup>(13)</sup>, например, также относит заунгузские породы к верхнему плиоцену, ссылаясь на приведенное выше мнение И. В. Мушкетова.

А. Коншин <sup>(5)</sup> доказывает плиоценовый возраст заунгузских слоев залеганием их на сармате. Одного этого, конечно, мало, тем более, что в большинстве мест (как указано выше) А. Коншин наблюдал, по видимому, не заунгузские, а более молодые породы.

Из позднейших авторов можно упомянуть А. Д. Нацкого <sup>(11)</sup>,

отнесшего вслед за В. А. Обручевым и А. Коншиным рассматриваемую толщу к плиоцену, а также И. И. Никшича, А. В. Данова и П. М. Васильевского<sup>(12)</sup>, высказывающих ту же точку зрения без каких-либо доказательств ее правильности. А. В. Дацов<sup>(4)</sup> уклоняется от определения возраста надсарматских пород Серного завода, называя их континентальным неогеном. Мы опускаем здесь целый ряд мелких работ, где возраст заунгузской толщи определяется строго согласно высказываниям того или иного предшественника автора.

Остается, таким образом, очень немного работ, в которых интересующий нас вопрос разбирается более или менее подробно. Работы эти далеко не равноценны. Вряд ли нужно особенно доказывать, что понижение возраста заунгузских пород (для юго-восточных Каракумов) до верхнемелового или палеогенового, как это делает С. Ю. Геллер<sup>(3)</sup>, лишено всяких оснований, если не считать за основание приводимую аналогию с Северной Африкой, где нубийские песчаники, при одинаковом петрографическом составе, в разных местах имеют возраст от среднепалеозойского до мелового. С. Ю. Геллер исходит здесь из следующих положений: заунгузские породы являются континентальными осадками, образующимися позади береговой линии медленно регрессирующего моря, которое в меловое или палеогеновое время ушло из юго-восточных Каракумов, а в неогеновое — из центральных. Поэтому заунгузские породы, при образности состава, далеко не одновозрастны; в частности на юго-востоке Каракумов они являются палеогеновыми или даже меловыми. Совершенно, однако, непонятно, на основании каких данных С. Ю. Геллер делает вывод о меловой и палеогеновой регрессиях, так как в действительности в Средней Азии эти эпохи характеризуются широчайшими трансгрессиями, когда под уровень моря погружается не только Памир, но и почти вся южная часть Тянь-шаня. С. Ю. Геллер упускает из вида то обстоятельство, что в Памиро-Алае и мел и палеоген представлены аргиллитовыми и карбонатными осадками с морской фауной, хотя по его концепции именно этот район должен быть высоко приподнятым, чтобы поставлять грубообломочный материал на болотистую сушу юго-восточных Каракумов.

Что касается ссылки на В. Н. Кунина<sup>(6)</sup>, наблюдавшего у Керков континентальные третичные песчаники непосредственно на меловых известняках, то здесь, повидимому, имеет место срезание всех вышележащих пород, как это отмечает для Бадхызского района (г. Дынгли-тепе) В. Н. Огнев<sup>(14)</sup>. В. Н. Кунин указывает, что именно у Керков слои имеют нарушенное залегание; там же, где они лежат горизонтально, мел нигде не выходит. Укажем, наконец, что большой уверенности в принадлежности здешних континентальных третичных пород к заунгузскому комплексу — нет; возможно, что их надо параллелизовать уже с предгорным неогеном Памиро-Алая.

А. Ф. Соседко<sup>(15)</sup> считает возраст заунгузской толщи средне-верхнесарматским, может быть и акчагыльским. Он исходит из тех фактов, что в районе Серного завода нижнесарматские породы при движении на север, к плато, становятся более песчаными и в них возрастает роль гипса; эта близость к берегу чувствуется также (аналогичным образом) и при движении вверх по разрезу. Учитывая это, а также кое-где «согласное» (т. е. без видимого перерыва. Б. П.), а кое-где «несогласное» (с перерывом) залегание заунгузской и нижнесарматской толщ, А. Ф. Соседко говорит об отступании на юго-запад нижнесарматского моря, уступившего «свое место прибрежным лагунам, озерам, которые дали толщу непостоянных выклинивающихся пород», образовывавшихся в течение средне-верхнесарматского, а, может быть, и акчагыльского времени.

Эту точку зрения удобнее рассмотреть совместно со взглядами П. С. Макеева, так как между ними довольно много общего.

П. С. Макеев<sup>(8)</sup>, ссылаясь на мнение А. Ф. Соседко, что заунгузские породы начали отлагаться непосредственно после нижнесарматской регрессии, сравнивает далее их мощность на Унгузе (порядка 50 м) с мощностью средне- и верхнесарматских и надсарматских пород Копет-дага (суммарно минимум около 1000 м) и приходит к выводу, что «это дает нам некоторое основание говорить, что в заунгузской части Каракумов, видимо, нет не только акчагыльских отложений, как думает А. Ф. Соседко, но, вероятно, нет и отложений верхнего сармата, а вся немая толща в заунгузских Каракумах представлена лагунно-озерными отложениями лишь среднего сармата (может быть, даже только отложениями конца нижнего сармата)».

Немые третичные толщи предгорных районов (Копет-даг, Паропамиз и др.) в силу их большой мощности П. С. Макеев считает возможным относить не только к нижнему и среднему сармату, но также и к верхнему. Одновременно он предположительно устанавливает, что граница нижнесарматского моря проходила по линии Султануиз-даг — Нура-тау — предгорья Паропамиза — Копет-даг, исходя из того высотного уровня, которое это море должно было иметь, принимая для этого, что мощности нижнесарматских пород в Копет-даге (155 м) и на Унгузе можно считать одинаковыми, а абсолютные высоты неизменными с сарматского времени. Мы приводим эти высказывания, хотя полная их произвольность вряд ли нуждается в пояснениях, так как П. С. Макеев рассматривает заунгузские породы берегов Аму-дарьи как «преимущественно лагунно-озерные отложения прибрежной части сарматского моря», идя и в данном случае вразрез с мнением остальных авторов о континентальном, дельтово-болотном происхождении заунгузской толщи.

Нет нужды также доказывать, что простым сравнением мощно-

стей осадков двух удаленных друг от друга районов, из которых один является горным, а другой — равнинным, стратиграфию, конечно, установить невозможно.

Остается, таким образом, только залегание заунгузской толщи на нижнем сармате, как свидетельство в пользу ее среднесарматского (хотя бы частью) возраста. Для определения возраста немых пород подобные соотношения никоим образом не могут являться решающими. Правда, А. Ф. Соседко, а за ним и П. С. Макеев считают, что переход на Унгузе от нижнесарматских отложений к заунгузским, во всяком случае частично, происходит постепенно («согласно»).

Рассмотрим этот вопрос подробнее. Прежде всего здесь бросается в глаза чрезвычайно резкое отличие петрографического состава и характера напластования сарматских пород, с одной, и заунгузских — с другой стороны. Это два совершенно различных осадочных комплекса, из которых верхний сохраняет повсеместно свои особенности независимо от изменений, претерпеваемых нижним. И в тех пунктах Унгуза, где сарматские породы указывают на близость берега, и там, где они представлены осадками более открытого моря, и на Эшек-анкрен-кыре, где они выражены известняками и мергелями, заунгузская толща везде остается в общем одинаковой.

Это резкое отличие состава сарматских и заунгузских пород само по себе не может быть удовлетворительно объяснено одной только регрессией. Подобная смена одних пород другими заставляет искать резко возросшие источники сноса, притом иные, чем в предшествовавшую эпоху, когда отлагался материал существенно иного состава. Такие процессы (особенно недавние, детали которых поддаются расшифровке) не совершаются внезапно, и обычно в ниже лежащих по разрезу слоях можно весьма отчетливо наблюдать постепенное возрастание роли обломочного материала (мы подчеркиваем, что речь идет о двух непосредственно рядом расположенных отрезках времени). Есть ли что-либо похожее в нижнем сармате Каракумов? А. Ф. Соседко указывает правда, что кое-где по Унгузу к верхам сармата происходят некоторые изменения, «появляются волноприбойные знаки, местные перерывы в отложениях», но это может говорить только о нижнесарматской регрессии, регрессии довольно спокойной, не сопровождающейся резким усилением приноса обломочного материала, притом из иной области сноса (если вообще волноприбойные знаки и даже местные перерывы в отложениях в мелководном замкнутом сарматском море южных Каракумов могут рассматриваться как следы регрессии). В других же пунктах Унгуза нет и этих изменений; на Эшек-анкрен-кыре заунгузскую толщу подстилают сарматские мергели; роль песчаников здесь весьма незначительна.

Таким образом у нас нет фактического материала не только о том, что сарматская регрессия сопровождалась интенсивными поднятиями соседних областей, но и о времени самой регрессии мы не можем судить вполне определенно, — произошла ли она в нижнем сармате, как думают П. С. Макеев и А. Ф. Соседко, или в среднем или даже в верхнем, сказать можно, основываясь не столько на каракумском материале, сколько на данных окружающих районов.

Мало, однако, того, что нельзя объяснять отличия сарматского и заунгузского комплексов одной регрессией; мы указывали, что изменения в сарматской толще никак не отражаются на характере заунгузских пород, наглядным подтверждением чему является только что приведенный пример их соотношений на Эшек-анкрен-кыре. Это явление можно понять лишь в том случае, если считать заунгузскую толщу значительно более молодой, чем самые верхние подстилающие ее породы, т. е. в нашем случае — нижнесарматские.

С этой точки зрения особенно странным представляется то, что несомненный перерыв между нижнесарматскими и заунгузскими породами, отмеченный в числе других исследователей и А. Ф. Соседко, не привлек должного внимания ни его самого, ни позднейших каракумских работников. Этот перерыв прекрасно подтверждает приведенные выше доводы, которые в значительной степени остаются в силе, даже если откинуть новые данные о залегании заунгузских пород на мергелях нижнего сармата в районе Эшек-анкрен-кыра, что не было известно ни А. Ф. Соседко, ни П. С. Макееву.

Наконец, вполне очевидно, что влияние процессов, повлекших за собой образование мощной заунгузской обломочной толщи, должно было сказываться на весьма широких площадях (что мы и наблюдаем в действительности). Однако средний сармат на Узбое, по данным Б. А. Федоровича (18), на Эшек-анкрен-кыре и вблизи колодца Еды-хауз в Сарыкамышской котловине (устное сообщение С. Ю. Геллера) представлен почти исключительно мергелями и известняками, без всякой примеси обломочного материала, характерного для заунгузской толщи. С точки зрения А. Ф. Соседко и П. С. Макеева это явление не может быть объяснено.

Таким образом совокупность фактов заставляет признать, что возраст заунгузских пород значительно моложе среднесарматского.

Переходим к взглядам А. Д. Архангельского (1). К интересующему вопросу он подошел осторожно и весьма убедительно — для своего времени — обосновал свою точку зрения. Не обнаружив в районе развития третичных останцов Зенге-баба, Эсаиз-хан (Яныджа-кыр) и др., по юго-восточной окраине Сарыкамышской котловины, заунгузских (хивинских) пород, широко распространенных в приамударьинской полосе, и не найдя здесь в свою очередь морского миоцена, А. Д. Архангельский делает вывод о частичном горизон-

тальном переходе одних пород в другие, т. е. о верхнемиоценовом возрасте нижних горизонтов заунгузской толщи. В частности он указывает, что восточнее меридиана крепости Шах-сенем морской миоцен не распространяется.

В действительности сармат заходит дальше к востоку; в 1935 г. С. Ю. Геллер (устное сообщение) обнаружил выход нижнесарматских известняков с обычной фауной вблизи развалин Кизилча-кала, в 120—140 км по прямой от Аму-дарьи. Как здесь, так и юго-западнее, в районе Эшек-анкрен-кыра, миоценовые породы не обнаруживают никаких изменений, не делаются более песчаными, как этого надо было бы ожидать согласно взглядам А. Д. Архангельского о горизонтальном переходе морского сармата в континентальные заунгузские породы. Последние в свою очередь не претерпевают никаких изменений при движении с востока на запад, в них не появляются морские прослойки; разрезы останцов к западу от Эшек-анкрен-кыра ничем не отличаются от разрезов вблизи Шах-сенема.

Отсутствие сармата по берегам Аму-дарьи у Питняка и в других местах не является, как считает А. Д. Архангельский, одним из аргументов в пользу фациального замещения сармата заунгузскими породами. Подстилающих последние отложений в разрезах обычно не видно; там же, где они лежат на олигоцене, А. Д. Архангельский отмечает наличие дислокаций. Раз это так, то отсутствие здесь сармата может объясняться позднейшим его уничтожением в верхнесарматское, меотическое или понтическое время (если, конечно, эти районы были затоплены сарматским морем). Это объяснение вполне увязывается с характером сарматских пород, даже вблизи Аму-дарьи лишенных обломочного материала.

Наконец, еще одно обстоятельство, противоречащее взгляду А. Д. Архангельского: заунгузская толща на Эшек-анкрен-кыре ложится не только на сарматские, но и на конкские и на олигоценые отложения. Это, конечно, отнюдь не свидетельство в пользу фациального ее замещения морским миоценом.

Из изложенного вытекает, что, несмотря на свою кажущуюся стройность, концепция А. Д. Архангельского о миоцено-плиоценовом возрасте заунгузской толщи также не вполне верна.

Из более поздних исследователей надо отметить Б. А. Федоровича<sup>(16)</sup>, первоначально придерживавшегося взглядов А. Д. Архангельского, но с несколько иным толкованием для восточных районов Заунгузья. Б. А. Федорович считает, что если на западе заунгузская толща отвечает части миоцена и всему плиоцену, то восточнее, где «залегание слоев указывает на сравнительно быстрое снижение сарматских пластов по направлению к востоку, есть основание считать, что обнажается исключительно верхняя, т. е. плиоценовая часть этой свиты».

В позднейшей, еще не опубликованной работе (18) Б. А. Федорович приходит к выводу о плиоценовом возрасте заунгузской толщи, исходя из прислонения к ней на Узбое акчагыльских отложений, о чем мы говорили выше, хотя указывает здесь же, что она может обнимать собой и верхи миоцена (меотис).

Подтверждение своей точки зрения Б. А. Федорович видит в следующем: подакчагыльские (надсарматские) континентальные отложения западного Копет-дага и подакчагыльская продуктивная толща Нефтедага и Челекена по своему минералогическому составу являются принадлежащими к той же петрографической Каракумской провинции, что и заунгузская толща. Залегание указанных двух свит ниже акчагыла хорошо увязывается с предположением о прислонении его к заунгузским породам на Узбое. «Все это указывает, что мы имеем на территории Туркмении единую толщу, в которой в подгорных зонах развита фация пролювиальная, а в равнинах—фация аллювиальная, нанесенная в течение длительного континентального периода единым речным потоком».

Этот взгляд далеко не является бесспорным. В самом деле, если рассматривать Каракумскую петрографическую провинцию как область накопления сносимого с Памира реками обломочного материала, то присоединять сюда подакчагыльские отложения Копет-дага не представляется возможным. Выделяя их в «пролювиальную фацию», приуроченную к предгорным районам, Б. А. Федорович сам подчеркивает иной генезис этих пород, нежели равнинной заунгузской толщи. Они обязаны своим происхождением в первую очередь местным потокам и связаны с движениями, разыгравшимися в Копет-даге в послесарматское время, но отнюдь не принесены с Памира. Это совершенно очевидно следует из петрографического состава толщи, включающей многочисленные прослойки конгломератов и т. д.

Б. А. Федорович упирает на то обстоятельство, что минералогический состав пород Каракумской провинции свидетельствует о разрушении изверженных и метаморфических свит, которые отсутствуют в Копет-даге. Однако пролювиальные копетдагские подакчагыльские осадки являются местными породами и тем не менее принадлежат Каракумской провинции. Нам кажется, что это явление может быть объяснено сносом из более южных частей той складчатой системы, которую Копет-даг обрамляет с севера. Здесь есть выходы изверженных и метаморфических пород, хотя (если верить старым и очень поверхностным исследованиям этих районов) не очень значительные. Далее, возможен снос из еще более удаленных к югу областей, из тех горных цепей, которые могли существовать на месте теперешних иранских пустынь Дешт-и-Луфт и др. (Medianmass английских геологов). Так или иначе, но подакчагыльские пролювиальные грубообломочные породы Копет-дага (которые, есте-

ственно, не могли переноситься за тысячи километров) оказываются принадлежащими Каракумской провинции.

Отсюда не только отпадает возможность говорить о «единой толще» континентальных осадков Туркмении, но возникает вопрос, к какой из областей питания принадлежат крайние западные районы развития пород Каракумской провинции, являющиеся, несмотря на очень большое минералогическое сходство с заунгузскими породами, более древними, чем они. В частности это относится к Нефтедагу, Челекену и др. Если пролювиальными водами западного Паропамиза были отложены подакчагыльские слои Копет-дага, то реками из этого же района могла быть образована продуктивная толща приморской равнины. Искать в западном Паропамизе вторую область питания для осадков Каракумской провинции тем более целесообразно, что, как выясняется в последние годы, история развития Памира и Паропамиза во многом оказывается весьма сходной, начиная уже с палеозоя.

Таким образом параллелизовать заунгузскую толщу с подакчагыльской свитой Копет-дага и другими совершенно не представляется необходимым.

Как мы указывали, Б. А. Федорович видит их единство также и в более молодом (во всех трех случаях), чем акчагыльский, возрасте. Однако последнее для заунгузской толщи не доказано. Б. А. Федорович говорит: «надо думать, что отложения акчагыла заходят под песками Каракумов сравнительно далеко на восток», и далее: «очевидно, южнее и восточнее Узбоя мощность его (акчагыла. Б. П.) сразу же возрастает». Если это так, то не в праве ли мы предположить, что акчагыл, появляющийся здесь в наиболее пониженных местах, по руслу Узбоя, уходит под заунгузские породы, слагающие высоты вблизи от Узбоя. Это объяснение лучше увязывается с приведенными данными о распространении акчагыла, тогда как увеличение его мощности впритык к берегу (при крайней мелководности всего бассейна в целом) является весьма малопонятным. Далее, акчагыльские отложения везде здесь явно дислоцированы, чего Б. А. Федорович не указывает для заунгузской толщи (в одном случае говорится о наклоне в  $7^\circ$ ); это, конечно, необъяснимо, если считать ее древнее акчагыла, тем более, что послеакчагыльским движениям автор приписывает весьма широко региональное значение. Наконец, по петрографическому составу акчагыльские отложения являются чуждыми породам той суши, в которой, по Б. А. Федоровичу, акчагыльское море образовывало длинный, мелкий и довольно узкий залив. Здесь, как и на Красноводском плато, т. е. в удалении от заунгузского берега, акчагыл представлен внизу глинисто-мергелистыми, а сверху — известковыми породами. Учитывая замкнутость и мелководность бассейна, трудно объяснить сохранение в нем тех же фациальных

условий, что и вдали от берега, и отсутствие осадков с легко разрушавшейся песчано-глинистой равнины, окружавшей залив.

Все это вместе взятое позволяет достаточно уверенно считать, что мы имеем здесь не прислонение акчагыла к заунгузской толще, а нормальный разрез, в котором акчагыл занимает более низкое стратиграфическое положение.

Мы приводили выше доказательства о значительно более молодом, чем среднесарматский, возрасте заунгузской толщи. Этот взгляд хорошо увязывается с данными об условиях ее залегания на Эшек-анкрен-кыре, где она ложится местами даже на олигоценовые отложения, выходящие в понижение, связанном с Сарыкамышской котловиной. Совершенно очевидно, что этим самым для северных районов Каракумов, для полосы, пограничной с Сарыкамышской котловиной, вопрос о возрасте заунгузских пород решается вполне определенно. Заунгузская толща ложилась здесь на готовый рельеф, разработанный настолько, что уже в том или ином виде существовала Сарыкамышская котловина, возникновение которой относят к плиоценовому, доакчагыльскому времени. Следовательно, заунгузские породы получают тогда плиоценовый, точнее, повидимому, верхнеплиоценовый возраст. Этот вывод прекрасно согласуется с приуроченностью остракоды *Cytheridea torosa littoralis* Brady из останцов на Эшек-анкрен-кыре главным образом к верхнему плиоцену и постплиоцену.

Еще более очевиден верхнеплиоценовый возраст заунгузских пород в среднем Узбое, где они залегают на акчагыльских отложениях. Мы упоминаем этот район во вторую очередь, так как здесь в разрезах не видно налегания, и судить о нем приходится по ряду косвенных доказательств, приведенных выше, притом опровергая высказывания непосредственного исследователя этой области<sup>1</sup>.

<sup>1</sup> Когда настоящая статья была уже написана, С. Ю. Геллер сообщил мне, что между Эшек-анкрен-кыром и Кизилча-кала он наблюдал в небольшом останце ниже сарматского мергеля, обнажающегося на протяжении нескольких метров, какие-то пески, минералогический анализ которых показал их большое сходство с заунгузской толщей. На этом основании С. Ю. Геллер делает вывод о миоценовом возрасте заунгузских пород.

К сожалению, мне не удалось познакомиться ни с описанием обнажения, ни с данными анализа, и я не знаю, какова мощность в этом разрезе подсарматских песков, их внешний облик (похожи ли они, например, на сарматские пески Эшек-анкрен-кыра), соотношение с сарматскими мергелями и т. д. Допуская, что анализ произведен верно, необходимо подчеркнуть, что минералогическое сходство пород, выведенное на основании одного анализа одного образца, отнюдь еще не может считаться установленным и тем более служить возрастным доказательством. Выше было указано, что разновозрастные заунгузские и копетдагские подакчагыльские отложения минералогически очень близки.

Таким образом это единичное указание несколько не может опровергнуть всех тех многочисленных фактов о плиоценовом возрасте заунгузской толщи, которые были приведены выше.

Можно ли, однако, исходя из этого, считать заунгузские породы других районов Каракумов также верхнеплиоценовыми? Иными словами, можно ли проводить возрастную параллелизацию заунгузских пород юга и севера, востока и запада Каракумов? Нам представляется, что можно.

Весьма важным подтверждением этого взгляда является неоднократно уже отмеченное выше общее постоянство состава заунгузской толщи в целом; несмотря на частую смену одних пород другими и в вертикальном и в горизонтальном направлениях, общий облик свиты хорошо выдержан на всей площади ее развития. Это постоянство состава указывает на специфичность условий отложения пород,— специфичность, позволяющую выделять заунгузскую толщу и пески Каракумов в особую петрографическую провинцию, отличную, при большом внешнем сходстве по своему минералогическому составу, например, от песков соседних Кизилкумов<sup>(17)</sup>. Если это так, то невольно возникает вопрос, можно ли считать, что на территории Каракумов (территории, с геологической точки зрения небольшой) одинаковые породы единой петрографической провинции отлагались в различные периоды,— на севере и западе в плиоценовое, а на юге в миоценовое время? Подобное допущение явилось бы несомненной натяжкой.

Вряд ли здесь будет существенным возражение, что юго-восточнее, в предгорьях Тянь-шаня и Памиро-Алая, весь неоген бесспорно континентален, что, следовательно, должен быть где-то переход от этих континентальных фаций к морским миоценовым западных районов. Характер этих предгорных неогеновых толщ является весьма отличным от характера заунгузских пород. Видеть в одних аналоги других и пытаться сопоставлять их — задача, вряд ли разрешимая в настоящий момент, тем более, что стратиграфия среднеазиатского неогена почти еще не установлена, и мы определенно даже не знаем, какому отрезку времени отвечают предгорные неогеновые свиты, достигающие кое-где колоссальной мощности в 4—5 км.

Это не исключает, однако, возможности некоторых колебаний возрастных пределов заунгузской толщи; в частности на юго-востоке она, может быть, отвечает несколько большему промежутку времени, чем, например, у Хивы. Можно, повидимому, полагать, что развитые в Бадзыхском районе континентальные неогеновые породы в общем соответствуют заунгузской толще; показательно, что и здесь в значительном количестве присутствуют известняково-песчанистые стяжения типа журавчиков, образующие кое-где обильные россыпи, как и на Заунгузском плато (напомним, что в неогене Памиро-Алая и Тянь-шаня эти стяжения нигде неизвестны).

Тем более важно, что В. Н. Огнев относит континентальные третичные породы Бадхыза к плиоцену. Указав, что неоген лежит

на палеогене с угловым несогласием, он пишет далее: «в системе Копет-дага в подобном резком несогласии с палеогеном залегают осадки плиоцена. Правда, там имеются перерывы в отложениях между палеогеном и миоценом, и выше — в самой миоценовой толще, но все эти перерывы обозначаются только вертикальным изменением фаций. Ставя предгорья Паропамиза в одну копетдаг-гиндукушскую складчатую систему, следует приписать неогену Бадхыза возраст не ниже акчагыльского. Аналогов же миоцена здесь нет».

Таким образом и неоген Бадхыза, о соответствии которого заунгузским породам Каракумов можно говорить лишь предположительно, так как развиты они в значительном удалении друг от друга, также получает верхнеплиоценовый возраст. Здесь важно оттенить, что к этим выводам В. Н. Огнев пришел от совершенно иных предпосылок, чем мы для заунгузской толщи Каракумов.

Все приведенные выше факты — резкое отличие состава сарматских и заунгузских пород, длительный перерыв между эпохами их отложения, отсутствие в верхах нижнего сармата и в среднем сармате следов от интенсивных рядом происходивших поднятий, выдержанность заунгузской толщи во всех районах ее распространения, независимо от изменений, претерпеваемых подстилающими породами, и независимо от близости к горным хребтам или удаленности от них на юго-востоке страны, где развит нерасчлененный континентальный неоген, — все эти факты позволяют говорить об одновременности отложения заунгузской толщи в Каракумах.

Если прибавить, что неогенные породы Бадхыза — самого окраинного из рассматриваемых районов — можно сопоставлять с заунгузскими не только по петрографическому сходству, но и в возрастном отношении, то отпадают последние сомнения в одновозрастности заунгузской толщи и на остальной площади Каракумов. Ее необходимо рассматривать как единый литологический комплекс, повсеместно отложившийся в одну эпоху, а не образовывавшийся в различных районах от верхнего миоцена и до четвертичного времени.

Поскольку в северных Каракумах установлено, что заунгузские породы моложе времени образования Сарыкамышской котловины, а в западных, очевидно, налегают на акчагыл, т. е. являются верхнеплиоценовыми, тем самым устанавливается их возраст и для остальной территории Каракумов.

У нас есть еще одна возможность косвенным путем подтвердить правильность высказываемых предположений, а именно — попытаться решить вопрос о возрасте каракумских песков, хотя имеющийся материал, к сожалению, еще недостаточен для окончательных суждений по этому поводу.

Согласно известной схеме А. Д. Архангельского (1), изменения климата рассматриваемой области в четвертичное время совершались

следующим образом: после влажной эпохи отложения сарыкамышских слоев наступил аридный цикл, когда были развеяны и образованы основные массы песков; его сменила новая увлажненная эпоха (век *Cardium edule*), за которой последовал новый аридный цикл — современный. Таким образом, с этой точки зрения превращение Каракумов в песчаную пустыню произошло после сарыкамышской эпохи.

Однако вряд ли есть достаточно оснований считать аридный цикл послесарыкамышского времени решающим для образования основной массы каракумских песков. Сарыкамышские слои известны лишь по северной и северо-западной окраинам Каракумов, но условия их залегания в районе колодца Пишке позволяют подойти к вопросу их стратиграфического соотношения с каракумскими песками.

Непосредственные окрестности колодца Пишке представляют собой небольшую, довольно глубокую котловину, выполненную светлыми, почти белыми песками с обильной фауной *Neritina liturata* Eichw. и др. (сарыкамышские слои А. Д. Архангельского). Пески собраны в небольшие, но очень отчетливые гряды. С юга от котловины на бóльших высотах (75—80 м абс. высоты против 50—60 у Пишке) располагается значительный массив желто-красноватых грядовых песков без фауны; по западной окраине котловины от них отходит на север неширокая полоса, загибающаяся далее к востоку и охватывающая котловину как бы высоким — до 20—25 м — барьером с запада и севера. По внешнему краю этого барьера развиты опять светлые пески с *Neritina* и другой фауной. Таким образом, котловина колодца Пишке полукольцом — с юга, запада и севера — окружена желтыми песками, залегающими на бóльших высотах, представляя собой залив, открытый к востоку.

Немного северо-восточнее, по западному склону перешейка между останцом Эсаиз-хан и Эшек-анкрен-кыром, протягивается несколько валов из окатанных галек миоценовых пород; здесь же лежат светлые пески с *Neritina*. Эти валы располагаются на высоте 62—64 м; выше нет уже ни галек, ни песков с фауной.

Рассматривать эти валы иначе, как следы деятельности сарыкамышского бассейна, вряд ли, конечно, возможно. Тем самым достаточно твердо устанавливается (в данном районе) максимальный уровень этого бассейна, который мы примем за 70 м. Так как высоты желтых песков около Пишке достигают больших величин (75—80 м), то мы в праве считать их незалитыми водами сарыкамышского бассейна.

Отсюда следует, что светлые пески с *Neritina* у Пишке отлагались в заливе среди желтых, лишь отчасти затопленных песков, т. е. являются более молодыми, чем они. Нельзя, конечно, думать, что желтые пески впоследствии, в период аридного цикла, были нагромождены на светлые, более древние; навевание не происходит

так причудливо, чтобы образовался высокий почти замкнутый узкий барьер вокруг пониженной котловины, тогда как она сама осталась бы совершенно не заполненной.

Далее, образование большого массива перевеваемых песков требует энергичной деятельности ветра. Но в таком случае необъяснима очень малая нарушенность светлых песков с *Neritina*, которые также должны были бы подвергнуться интенсивной переработке. Между тем целый ряд фактов свидетельствует об очень малой их подвижности со времени отложения, наилучшим подтверждением чего является прекрасная сохранность громадного большинства хрупких раковин *Limnaeus* и *Dreissensia*, тогда как ломаные экземпляры попадаются сравнительно редко. Весьма показательны здесь также условия залегания фауны, отмеченные уже давно А. Д. Архангельским; именно: в верхней части гряд главную роль играют мелкие *Dreissensia*, ниже преобладают крупные *Dreissensia*, а в межрядовых понижениях наибольшее значение имеют различные гастроподы. Видеть в этом высотном распределении фауны результаты ветровой сортировки не представляется, конечно, возможным. Наконец, при интенсивной дефляции в послесарыкамышское время желтые пески целиком заполнили бы котловину Пишке.

Следовательно, надо считать установленным, что светлые пески с *Neritina* моложе желтых. Можно ли, однако, полагать их более молодыми, чем основные массы песков Каракумов, так как желтые пески Пишке образуют хотя и большой, но изолированный массив? Ведь именно относительно этих последних, так же как и относительно всей песчаной полосы (коридора) между Устюртом и Заунгузским плато, Б. А. Федорович и А. С. Запорожцева<sup>(17)</sup> полагают, что они являются продуктами длительного развеивания в отличие от аллювиальных, относительно мало перевеянных песков остальных районов Каракумов. Тем не менее представляется весьма неправдоподобным относить время наиболее интенсивной дефляции в Каракумах к послесарыкамышской эпохе, поскольку сами сарыкамышские отложения по окраинам этой области лежат вполне спокойно. Ведь совершенно очевидно, что это спокойствие явится необъяснимым, если принять, что на остальной (несравненно большей) площади Каракумов господствовало интенсивное раздувание и происходило образование песчаных гряд.

Поэтому приходится признать, что основной аридный цикл имел место в досарыкамышскую эпоху и что каракумские пески являются более древними, чем сарыкамышские отложения. А. Д. Архангельский считает последние наиболее древними из четвертичных пород нашей области. Следовательно, возраст песков падает на самое начало четвертичного периода, на его границу с плиоценом или даже на конец плиоцена.

Этот вывод идет вразрез с достаточно единодушным мнением — за исключением, кажется, одного Б. А. Федоровича — остальных каракумских работников о возрасте песков. Здесь возможны возражения, что подобные заключения можно делать лишь на основе анализа материала по всем Каракумам. Но ни в низменных Каракумах, ни в Заунгузьи нет четвертичных пород, стратиграфическое положение которых является ясным. Важны в этом отношении лишь краевые, пограничные с Сарыкамышской котловиной зоны, нуждающиеся, конечно, в дальнейших исследованиях для окончательного решения поднимаемого вопроса.

Древность песков подтверждается еще некоторыми данными. Мы уже указывали, что Б. А. Федорович и А. С. Запорожцева подчеркивают чрезвычайно большое минералогическое сходство коренных песков заунгузской (верхнеплиоценовой) толщи и каракумских аллювиальных. Авторы вполне справедливо объясняют это тем, что в обоих случаях был одинаков источник сноса. Отсюда напрашивается еще один вывод, недостаточно оттененный в указанной работе. Если заунгузские породы являются континентальными осадками верхнеплиоценовой дельты пра-Аму-дарьи, Теджена, Мургаба и др. и если каракумские пески оказываются также отложениями этой же дельты, то не естественно ли сблизить во времени эпохи образования тех и других? Мы же надолго отрываем их друг от друга, считая, что заунгузские породы — это осадки плиоценовой (если не верхнемиоценовой) дельты, а пески — осадки столь же обширной дельты, располагающейся строго на месте плиоценовой, но только четвертичного, и чуть ли не верхнечетвертичного времени. О весьма большом совпадении этих дельт говорит очень интересный факт совпадения площадей распространения песков и заунгузских пород. Оно наблюдается, конечно, не везде и не всегда, пески развиты и там, где нет плиоценовых отложений, но обычно с появлением последних появляются и пески. Нам кажется, что все это позволяет значительно сблизить во времени эпохи существования этих дельт.

Но если это так, если все приведенные факты заставляют понизить возраст каракумских песков до самых верхов плиоцена или до его границы с четвертичным временем, то мы получаем еще одно косвенное доказательство верхнеплиоценового возраста заунгузской толщи, с которой пески связаны теснейшим образом не только по своему составу, но и по условиям и даже району отложения. Получается любопытное положение, при котором древность песков с одной стороны подтверждает, а с другой подтверждается верхнеплиоценовым возрастом заунгузских пород.

Из всего изложенного следует еще один интересный вывод, не касающийся темы настоящей статьи. В свете приведенных данных Каракумы представляются древней пустыней начала четвертичного

периода или конца плиоценового. И вряд ли тому может служить помехой, как думает Б. Л. Личков (?), наличие в четвертичное время по окраине этой пустыни сарыкамышского бассейна или реки Узбой, как сейчас не служат помехами ни Каракумам, ни Кизилкумам близкие Каспийское и Аральское моря или многоводные Аму- и Сыр-дарья, сотни километров текущие вдоль этих пустынь.

Геологический институт.  
Академия Наук СССР.

#### ЛИТЕРАТУРА

- <sup>1</sup> Архангельский А. Д., Геологические исследования в низовьях Аму-дарьи, Тр. ГГРУ, вып. 12, 1931.
- <sup>2</sup> Берг Л., Аральское море. Научные результаты Аральской экспедиции, вып. 9, Изв. Турк. отд. Русск. геогр. об-ва, 5, 1908.
- <sup>3</sup> Геллер С. Ю., Западный Унгуз и Заунгузское плато, Тр. СОПС АН, «Каракумы», 4, 1934.
- <sup>4</sup> Данов А. В., Геологические исследования в районе Каракумского серного месторождения, Тр. ГГРУ, вып. 36, 1931.
- <sup>5</sup> Коншин А., Разъяснение вопроса о древнем течении Аму-дарьи по современным геологическим и физико-географическим данным, Зап. Русск. геогр. об-ва по общей географии, 33, № 1, 1897.
- <sup>6</sup> Кунин В. Н., Гидрогеологический очерк юго-восточных Каракумов, Тр. СОПС АН, «Каракумы», 4, 1934.
- <sup>7</sup> Личков Б. Л., Загадка Каракумов. Сб. «Каракумы». Матер. Ком. экспед. исслед. АН., вып. 29, 1930.
- <sup>8</sup> Макеев П. С., Очерк рельефа северо-восточных Каракумов, Тр. СОПС АН Сб. «Северо-восточные Каракумы», 1932.
- <sup>9</sup> Мурзаев Э. М., Материалы по гипсометрии туркменских Каракумов. (Рукопись, Ин-т физич. геогр. АН, 1936.)
- <sup>10</sup> Мушкетов И., Туркестан, 1, СПб, 1896.
- <sup>11</sup> Нацкий А. Д., Материалы к познанию Каракумского серного месторождения. Матер. по общей и прикладной геологии, вып. 35, 1926.
- <sup>12</sup> Никшич И. И., Данов А. В. и Васильевский П. М., Геологический очерк Туркмении. Сб. «Туркмения», 2, изд. Акад. Наук, 1929.
- <sup>13</sup> Обручев В. А., Закаспийская низменность, Зап. Русск. геогр. об-ва по общей географии, 20, № 3, 1890.
- <sup>14</sup> Огнев В. Н. Геологический очерк Бадкыза, Тр. ВГРО, вып. 266, 1932.
- <sup>15</sup> Соседко А. Ф., Экскурсии по Заунгузскому плато. Сб. «Каракумы». Матер. Ком. экспед. исслед. АН, вып. 29, 1930.
- <sup>16</sup> Федорович Б. А., Геоморфология Унгуза, Тр. СОПС АН. Сб. «Каракумы», 4, 1934.
- <sup>17</sup> Федорович Б. А. и Запорожцева А. С., О составе каракумских песков. (Рукопись, 1936, Ин-т физич. геогр. АН.)
- <sup>18</sup> Федорович Б. А., Приузбойская часть Каракумов. (Рукопись, 1936, Ин-т физич. геогр. АН.)

**B. A. PETRUSHEVSKY. ON THE AGE OF THE CONTINENTAL TERTIARY SERIES OF KARA-KUMS****SUMMARY**

In his article the author considers the age of continental series covering the Sarmatian in Kara-Kums. It is often mentioned in literature as the Zaunguzian series. The predecessors of the author define its age to be between the Upper Cretaceous and Upper Pliocene.

The series formed by many times alternating sandstones, clays and sands with unsteady strike and void of fauna, nevertheless preserves its general appearance and mineralogical peculiarities on the whole area of its development. It chiefly composes the Zaunguzsky plateau of Kara-Kums but is also known in the east-western Kara-Kums. This series covers the Sarmatian deposits but in the Eshek-Ankren-Kyr region it descends to the Oligocene ones which here come to the surface in a lowered place directly connected with the Sarakamysh depression.

Having discussed the works of the previous investigators and their errors the author comes to a conclusion that the time of the formation of Zaunguzian rocks was separated from the Sarmatian epoch with a considerable interval, corresponding to the end of the Miocene and the beginning of the Pliocene. The Sarakamysh depression, into the southeastern part of which the Zaunguzian rocks descend, takes its origin in the beginning of the Pliocene. Therefore, their age here must be apparently stated as the Upper-Pliocene one. In the middle Uzboy the Zaunguzian series lies upon the Akchagyl deposits; this also supports its Upper-Pliocene age.

Then the author gives data allowing to consider the Zaunguzian series on the whole area of its development as a formation of the same age and a unit lithological complex and states it to belong to the Upper-Pliocene all over the Kara-Kums.

After this he discusses a question concerning the age of the Kara-Kum sands and reports data proving that they must be more ancient than the Sarakamysh sediments—the most ancient Quaternary rocks in this district. This conclusion agrees well with the opinion that these sands are the sediments of the same gigantic ancient delta of the Amu-Dariah in which the Zaunguzian rocks were formed (by their mineralogical composition both are very similar to each other). This indirectly supports the Upper-Pliocene age of the Zaunguzian series.

In conclusion the author indicates that if the Kara-Kum sands are the sediments of the end of the Pliocene or beginning of the Quaternary time, the age of the Kara-Kum desert may be considered as a rather ancient one.

---

А. В. ЦЕЙВЕ

## О ГРАНИЦЕ СЕВЕРНОГО И ЮЖНОГО ТЯН-ШАНЯ

В статье разбирается вопрос о фациальном и тектоническом соотношениях северного и южного Тянь-шаня. Автор приводит новые наблюдения, устанавливающие переходные фации девона и карбона между северным и южным типом разрезов Тянь-шаня. Это вместе с новыми данными по тектонике переходной полосы приводит автора к отрицанию структурного значения так называемой «важнейшей структурной линии Тянь-шаня», установленной В. А. Николаевым.

За последние годы в литературе установилось представление о делении Тянь-шаня на две части: северный и южный Тянь-шань, или северные и центральные дуги Средней Азии. Основано оно на географическом принципе подразделения разновозрастных складчатостей и отложений резко различающихся между собою фаций. Однако вопрос о положении и характере этой границы оказался спорным. Происходит это оттого, что крайне трудно учитывать абсолютное количество и интенсивность движений разного возраста в разных областях, из чего вытекает и невозможность в ряде случаев проведения сколько-нибудь действительно существующих границ между разновозрастными складчатостями. Это видно хотя бы из того, что довольно детальными работами последних лет, преимущественно Таджикско-Памирской экспедиции, так и не удалось установить определенной границы между южными и центральными дугами.

В таком же положении находится вопрос и о границе северного и южного Тянь-шаня, что особенно отчетливо видно для его западных цепей. Д. В. Наливкин<sup>(3)</sup>, впервые отчетливо обосновавший деление Средней Азии на крупные тектонические единицы, границу между северным и южным Тянь-шанем провел таким образом, что, например, Чаткальско-Атойнакский складчатый комплекс оказался отнесенным к северному Тянь-шаню, в то время как по возрасту складчатости, характеру тектонических форм, осадкам и магматической деятельности эта область больше тяготеет к южному Тянь-шаню.

Этой неопределенности пытался избежать В. А. Николаев<sup>(4-6)</sup>, который видит границу между северным и южным Тянь-шанем

в крупном, протягивающемся на сотни километров разломе, названном им «важнейшей структурной линией Тянь-шаня».

В недавно вышедшей работе В. Г. Мухин (1) в категорической форме отрицает наличие этой «важнейшей структурной линии». Считая доводы В. Г. Мухина мало убедительными и основанными на явно ошибочных заключениях об отсутствии в северном Тянь-шане каледонской складчатости, я счел необходимым изложить некоторые свои новые наблюдения, касающиеся вопроса о границе северного и южного Тянь-шаня.

Работа В. Г. Мухина уже подверглась суровой, но справедливой критике В. А. Николаева (6), к которой я полностью присоединяюсь, за исключением вопроса о наличии «важнейшей структурной линии». Из изложенного ниже материала будет видно, что идея о ее существовании должна быть оставлена; в этом отношении я прихожу к тем же выводам, что В. Г. Мухин, хотя и от совершенно иных доказательств.

Взгляды В. Г. Мухина, касающиеся вопроса о делении Средней Азии на тектонические зоны, показывают, что автор находится здесь на неправильном пути. Учитывая все более укрепляющееся мнение об отсутствии типичной складчатости альпийского возраста на Памире и отрицая превалирующее значение каледонской складчатости в северном Тянь-шане, В. Г. Мухин указывает [(1), стр. 388], что если принять во внимание последние данные, то все деление можно привести к мезоазии, т. е. считать, что вся Средняя Азия есть варисцийское сооружение, характеризующееся к тому же одним самостоятельным типом тектоники, названном Штиле «яксартским».

Нам кажется без особых доказательств ясным, что для столь огромной, тектонически сложной и разнообразной области, как Средняя Азия, такое деление не может представлять никакой практической, ни теоретической ценности, и выводы В. Г. Мухина в этом вопросе, несомненно, являются шагом назад. Не останавливаясь на этом подробнее, нужно отметить, что изученность Средней Азии за последнее десятилетие настолько подвинулась вперед, что мы подошли к необходимости и возможности более дробного и совершенного ее деления на ряд тектонических единиц и зон. При этом в основу такого деления должны быть положены не один, а несколько признаков, которыми в первую очередь являются: 1) возраст складчатости, 2) характер тектонических форм и 3) особенности литогенезиса и вулканизма.

Идеи В. А. Николаева о границе северного и южного Тянь-шаня, высказанные им впервые в 1928 г. (4) и в окончательном виде в 1933 г. (5), заключаются в следующем: на основании анализа фаций, главным образом девона и карбона Тянь-шаня В. А. Николаев пришел к выводу, что так называемые северные фации, распростра-

ненные в восточном Кара-тау, Киргизском хребте, Заилийском и Терской-Алатау, в хребтах Джумгола и Сусамыра, представленные красноцветными аркозовыми, конгломератовыми и песчаниковыми толщами преимущественно континентального происхождения, на огромном протяжении находятся в ненормальном тектоническом контакте с резко отличными отложениями центрального типа. Эти последние располагаются непосредственно к югу от линии «большого разлома» и представлены непрерывной серией морских пород, в девоне и нижнем карбоне состоящих почти исключительно из известняков. Кроме районов, непосредственно примыкающих к «большому разлому», центральный тип фаций распространяется далеко к югу и наиболее типично выражен в Алайском и Туркестанском хребтах. Рассматривая южную границу развития аркозово-конгломератовой фации, В. А. Николаев указывает<sup>(5)</sup> на поразительную резкость этой границы, когда при движении на юг мы сталкиваемся без всяких переходных отложений с разрезами центрального типа. Он говорит [(5), стр. 353], что «о тектонической границе фаций среднего палеозоя можно говорить с уверенностью для всего Тянь-шаня и можно утверждать, что переходных разрезов мы не знаем, и вероятнее всего эти разрезы перекрыты надвиганием южных фаций на северные (или поддвигом северных под южные)».

По В. А. Николаеву, эта граница проходит от Кара-тау, разделяя восточный и западный Кара-тау, затем по Таласскому хребту до верховий р. Чаткала и далее по долине р. Атойнак (Узун-ахмат), по правому склону Нарына на озеро Сон-куль и далее на восток через Хан-тенгри.

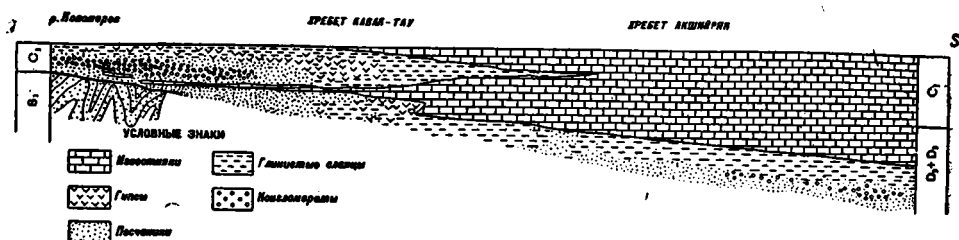
К концепции В. А. Николаева примкнул Д. И. Мушкетов<sup>(2)</sup>, который, придавая «структурной линии» исключительно большое значение в тектонике Средней Азии, связывает в общую цепь явлений так называемый Синтаксис Гималаев, кульминации Памира, ферганскую Сигмонду и, наконец, огромный разлом Тянь-шаня, установленный В. А. Николаевым. Д. И. Мушкетов видит в этом единство плана, вызванное единством причины, именно: реакцией на давление северного выступа Гондваны — Джеламского клина.

Величину горизонтального перемещения Д. И. Мушкетов считает весьма значительной, хотя сам В. А. Николаев об этом высказывается в осторожной форме.

Первое серьезное противоречие в построениях В. А. Николаева было внесено работой В. Н. Огнева<sup>(7)</sup>, исследовавшего Северную Фергану. Изучив продолжение «структурной линии» на восток от Узун-ахмата, В. Н. Огнев указывает, что она проходит не вдоль правого склона Нарына, как думает В. А. Николаев; а, поднимаясь по долине р. Кара-су, уходит в Кокийрим-тау, может быть доходя до хребта Акшийряк. В. Н. Огнев [(7), стр. 238] указывает, «что

важнейшая структурная линия Тянь-шаня получила свое определенное назначение в западных цепях Тянь-шаня» и «что эта линия, может быть, и не идет дальше Кокийрим-тау или Акшийряка, и, возможно, те надвиги, которые приводит Николаев из Кавак-тау и Сон-куля, имеют самостоятельное значение».

Структурная линия, проведенная таким образом, режет фации под большим углом к их простиранию вдоль Тянь-шаня и своим юго-восточным ко́нцом уходит далеко в глубь распространения центральных фаций. Однако В. А. Николаев, которому были известны неопубликованные материалы В. Н. Огнева, думает, что эта линия не идет на юго-восток к Акшийряку, а заворачивает, может быть



Фиг. 1. Схематический фаціальний профіль девона і нижнього карбона через хребти Акшийряк і Кавак-тау в центральному Тянь-шані (рельєф снят)

в область низовьев р. Кокомерен у западного окончания Кавак-тау. Как увидим ниже, это предположение не подтверждается фактическими данными.

По мнению В. А. Николаева, вероятность тектонического сближения фаций наиболее резко выступает в Кавак-тау, к западу от озера Сон-куль. Нам как раз удалось пересечь этот район рядом маршрутов от Сон-куля на востоке до Узун-ахмата (Атойнака) на западе, на протяжении около 200 км вдоль «линии» В. А. Николаева.

Факты, которые нам удалось получить, опровергают наличие «важнейшей структурной линии» в районе, где ее существование казалось наиболее бесспорным. Не имеет здесь места и тектоническое сближение фаций центрального и северного типов с перекрытием переходных отложений.

Действительно, если мы изучим фаціальний профіль с юга на север от хребта Акшийряк через южный Кавак-тау, то увидим совершенно нормальные переходы от южных фаций к северным (фиг. 1).

В горах Акшийряк нижний карбон и, вероятно, самые верхние горизонты девона представлены обычными южного типа известняковыми толщами, слагающими гребень гор и их южный склон. Ниже палеонтологически охарактеризованных известняков лежит согласно мощная серия пород, состоящая из темных сланцев, красных песча-

ников, грубых красных конгломератов и эффузивов. Эта толща обнажается по северному крутому склону хребта Акшийряк в его центральной части (восточнее перевала Каргалык), где хребет испытывает максимальные поднятия. По стратиграфическому положению ее следует отнести к верхнему и, вероятно, частично к среднему девону. Более древние отложения здесь не обнажаются. Таким образом уже в хребте Акшийряк вместо обычных мощных известняков среднего и верхнего девона развиты обломочные осадки, среди которых имеются даже красные песчаники и конгломераты.

Продвигаясь далее на север в хребет Кавак-тау, мы попадаем в интереснейшую область пестрых фациальных взаимоотношений и переходов в отложениях верхнего девона и нижнего карбона. При подъеме от Нарына на южный склон Кавак-тау по р. Чеманды обнажается в хороших разрезах, прослеженных шаг за шагом, серия известняков с отдельными пачками темных глинистых сланцев. В известняках местами встречена типичная визейская и турнейская фауна, а в одном месте, близ перевала Чеманды, Н. М. Прокопенко<sup>(8)</sup> указывает также и верхнедевонскую фауну. Эти известняки с пачками сланцев слагают весь южный склон Кавак-тау вплоть до гребня гор. Следуя по водоразделу Кавак-тау на восток к перевалу Донгус, мы видим, что в только что описанной известняково-сланцевой толще нижнего карбона начинают появляться прослои красноцветных аргиллитов и глинистых красно-бурых известняков. На север от перевала Донгус слои, отвечающие визею и частично верхним горизонтам турнея, на некотором расстоянии размыты, и только в низовьях рр. Кызыл-суек, Донгруме и др. мы встречаемся опять с визеем, который здесь представлен уже типичными отложениями северной фации. Для турнея и частично выходящего на дневную поверхность верхнего девона, слагающих ядро большой кавактауской антиклинали, намечаются совершенно отчетливые фациальные переходы при движении с юга на север. По рр. Туюк-су и Кызыл-суек на северном склоне Кавак-тау ниже визея нами встречена мощная серия гипсов, гипсоносных аргиллитов с прослоями известняков и голубовато-серых песчаников с гипсовым цементом. По р. Донгруме на месте этой толщи залегает не менее мощная серия серых слоистых кварцевых песчаников с неясными растительными остатками. Эта толща кварцевых песчаников по р. Донгруме была отмечена и ранее нас—В. А. Николаевым<sup>(4)</sup> и Н. М. Прокопенко<sup>(8)</sup>. Первый считал, что она подстилает известняки нижнего карбона «центрального» типа, а второй думал, что она, повидимому, связана с этими известняками. И то и другое нам кажется близко отвечающим действительности,—по нашим наблюдениям она залегает под визеем и фациально замещает собою турней и верхние горизонты девона.

Севернее этих прибрежных «паралитических» фаций турнея и верхнего девона, как было указано, мы попадаем в полосу развития визея северной фации. Наиболее полные и отчетливые разрезы этих отложений наблюдались нами по рр. Донгруме и Ак-куль, где они легко могут быть разделены на четыре свиты.

Внизу развиты белые гравийные конгломераты, залегающие с резким несогласием на сильно дислоцированных и метаморфизованных породах нижнего силура [по В. А. Николаеву (4)]. В 10—15 м выше этого контакта имеются прослои серых глинистых известняков, присутствующие по всему северному склону Кавак-тау и имеющие общую мощность 8—10 м. Фауна в этих известняках встречается не везде, но местами весьма обильна. Например, на р. Ак-куль выше озера имеются прослои, нацело состоящие из хорошо сохранившихся раковин разнообразных *Gigantella* ex gr. *rectestria*. Описанные слои отличаются своим светлым цветом и могут быть выделены в нижнюю свиту. Вторая свита состоит из вишнево-красных, грубых, косослоистых конгломератов, мощностью около 200 м; третья — из песчаников и аргиллитов такого же цвета, мощностью 150 м, и четвертая — из кирпично-красных аргиллитов с корочками и желваками гипса, мощностью 180—200 м.

На основании указанной фауны, найденной почти в основании красноцветной серии, надо полагать, что возраст серии не древнее визея (вероятно, она целиком относится именно к визею).

Таким образом описанный фациальный профиль через Акшийряк и Кавак-тау показывает совершенно постепенное и закономерное изменение фаций девона и нижнего карбона с юга на север по направлению к каледонской суше Сусамыры и Джумгола.

Известняки среднего и верхнего девона Алайского хребта в Акшийряке почти полностью замещаются сланцами, песчаниками и частично конгломератами, а в Кавак-тау переходят в лагунно-прибрежные гипсовые отложения. Также изменяется нижний карбон, но здесь переход фаций от «центральных» к «северным» более быстрый и отчетливый. Известняки турнея сменяются в одних местах гипсами, гипсоносными аргиллитами и песчаниками, а в других — кварцевыми песчаниками с растительными остатками. Дальше всего к северу проникают известняки визея. Они, мало изменяясь и лишь заключая в себе прослои темных глинистых сланцев, доходят до осевой части Кавак-тау, где постепенно, но быстро переходят в красноцветные глинистые отложения. Ширина зоны собственно переходных фаций нижнего карбона при распрямлении складок и обычных, круто падающих надвигов — около 40 км.

Вышеприведенный материал показывает, что в пределах Кавак-тау не наблюдается резкого тектонического сближения фаций с перекрытием переходных отложений. Главный аргумент В. А. Николаева,

позволяющий ему рисовать большой разлом Тянь-шаня, оказывается, таким образом, основанным на недостаточных наблюдениях.

Кавак-тау в этом отношении не является исключением. Значительно западнее, при слиянии рр. Нарына и Кокомерена, развиты визейские отложения в прибрежно-лагунных фациях (так же как турней в Кавак-тау), являясь связующим звеном между типичной северной аркозово-конгломератовой фацией визея (Кавак-тау) и южной — известняковой. Нижняя часть толщи слагается здесь красными и светлыми песчаниками с прослоями аргиллитов; выше лежит мощная серия пестрых по окраске гипсов, аргиллитов, глин и песчаников с прослоями серых известняков. Гипсоносной толщиной слагается устье Кавюк-су и левый берег Кокомерена выше устья Кавюк-су. Покрывается эта толща темными слоистыми известняками с прослоями аргиллитов.

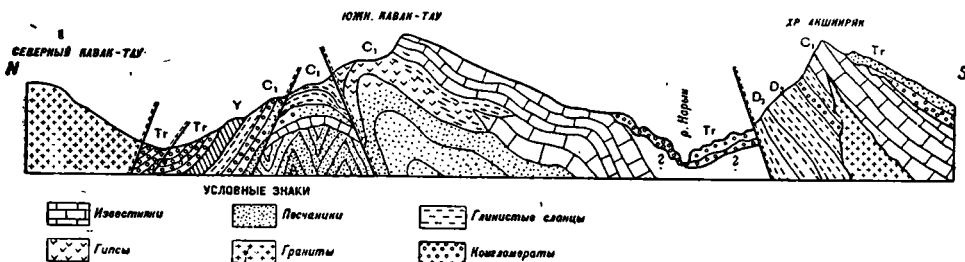
Аналогичный разрез наблюдался еще западнее по р. Турук — левому притоку. Нарына. Здесь с резким несогласием на древней (нижнесилурийской?) метаморфической толще залегают визейские отложения, которые в основном разделяются на те же три толщи, что и в устье Кокомерена. Нижнюю часть слагают слоистые красные, местами пудинговые песчаники с прослоями красных аргиллитов и белых кварцевых гравийных песчаников с фауной *Gigantella* ex gr. *rectestria* хорошей сохранности. Мощность этой толщи не менее 250 м. Выше лежит пестрая гипсоносная серия, перекрывающаяся пачкой известняков с фауной нижнего карбона. При сравнении этого разреза визея с типичным разрезом «северной» фации Кавак-тау бросается в глаза отсутствие мощных грубых красных конгломератов и наличие гипсоносной толщи, перекрытой известняками. Нижнюю толщу турукского разреза с *Gigantella* ex gr. *rectestria* можно сравнивать с нижней частью разреза Кавак-тау, где имеется эта же фауна. В таком случае гипсоносная толща и известняки турукского и кокомеренского разрезов будут отвечать верхней части разреза Кавак-тау, представленной там красно-бурыми песчаниками и гипсоносными аргиллитами, относясь по возрасту к верхам нижнего карбона. Описанный разрез визея является переходным от «центральной» фации к типичной «северной», которая развита значительно севернее по правым притокам Нарына.

Таким образом на большом расстоянии от восточного Кавак-тау почти вплоть до Кетмень-тюбинской впадины на западе наблюдаются переходные фации между центральным и северным типом разрезов. Для районов на восток от Кавак-тау по интересующему нас вопросу имеется материал в работе С. С. Шульца (°), прошедшего в 1934 г. большим маршрутом вдоль Тянь-шаня. С. С. Шульц, изучая разрез карбона с юга на север от Нарына до оз. Сон-куль [(°), стр. 44], установил смену известняковых фаций, распространенных на юге

по долине р. Эдель-ункур, известково-песчано-глинистыми отложениями, развитыми севернее, по р. Сулу-куртка. Эти последние еще севернее, за перевалом Сулу-куртка, сменяются аркозово-конгломератовой фацией северного типа визея. Указанные соотношения С. С. Шульц совершенно отчетливо изображает на схематической геологической карте [(<sup>9</sup>), стр. 45]. Такая же картина наблюдалась им и значительно восточнее, в системе Терской-Алатау, в горах Капкатас [(<sup>9</sup>), стр. 63].

Приведенный материал с очевидностью показывает, что в пределах центрального Тянь-шаня наблюдаются совершенно нормальные, постепенные и закономерные переходы между северным и южным типом разрезов.

Не может ли, однако, наряду с наличием переходных фаций,—возможно оставшихся от перекрытия,—существовать тем не менее



Фиг. 2. Схематический разрез через хребты Акшийряк и Кавак-тау в центральном Тянь-шане

и надвиг или большой разлом, проводимый В. А. Николаевым? Факты, которые нам удалось получить, и здесь говорят против его построений. Для решения этого вопроса обратимся к рассмотрению тектонического материала. Изучая тектонический профиль (фиг. 2) по линии рассмотренного выше фациального профиля, необходимо отметить следующие основные его особенности. Хребт Акшийряк представляет собой моноклиальный гребень с пологим южным склоном и крутым, обрывающимся к Нарынской котловине,—северным. Тектонически он является антиклиналью, разорванной почти по замку, с приподнятым южным крылом и глубоко опущенным северным. По круто падающей к югу плоскости разрыва Акшийряк слабо надвигнут на третичные соленосные отложения Нарына, которые местами уходят под надвинутый палеозой, а местами вздернуты кверху. Этот типичный для Тянь-шаня круто падающий надвиг альпийского возраста прослеживается на большое расстояние вдоль всего Акшийряка и затухает в оба конца вместе с хребтом.

На относительно полого падающий к югу карбон Акшийряка налегают мощные третичные континентальные отложения Алабугинской

мульды. Ближе к подошве южного склона Акшийряка третичные конгломераты, падая, так же как и палеозой, к югу, имеют углы падения почти такие же, как и в палеозое, но там, где они залегают на гребне Акшийряка, наблюдается резкое несогласие в углах падения. Это обстоятельство между прочим показывает, что акшийрякская антиклиналь сформировалась постепенно. После варисцийских движений здесь образовалась широкая спокойная антиклиналь, свод которой оказался в дальнейшем более глубоко размытым. Альпийские напряжения значительно увеличили углы падения, вызвали разлом и надвиг и приподняли хребет кверху.

К югу от широкой сильно изрезанной Алабугинской мульды почти широтно протягивается палеозойский хребет Джаман-даван, также надвинутый к северу на третичные толщи Алабуги. К северу от Акшийряка расположена довольно широкая полоса дислоцированных соленосных третичных отложений Нарына, которые, срезая карбон, поднимаются на южный склон Кавак-тау.

Если опустить многочисленные, усложняющие картину детали, то Кавак-тау по нашему профилю представляет собою большую, неправильную, широтно простирающуюся, антиклинальную структуру, опрокинутую и надвинутую к северу. В южном крыле ее наблюдаются флексуобразные изгибы с разрывами сплошности слоев, не показанные на фиг. 2. С этими явлениями между прочим связано образование интересной сухой продольной долины Дюдумель на южном склоне Кавак-тау.

Строение северного склона Кавак-тау, т. е. пространства от гребня гор до р. Минкуш, более сложно и представляет большой интерес для разбираемого вопроса. Спускаясь вниз по долине Донгруме, мы выходим из области развития известняков верхнего девона — нижнего карбона и попадаем в зону переходных фаций, которые слагают ядро опрокинутой к северу кавактауской антиклинали. Здесь имеются многочисленные мелкие осложнения и нарушения, не меняющие, однако, общего плана структуры. Эти переходные отложения, представленные гипсами, известняками, аргиллитами, гипсоносными песчаниками и кварцевыми песчаниками, были описаны выше. Продвигаясь еще севернее вкост простирающихся переходных отложений, близ устья оврага Шабакты, впадающего в Донгруме, мы встречаем первый довольно крупный надвиг, по которому переходные фации соприкасаются с типичными северными фациями визея. Надвигание происходит по плоскости, падающей к югу под  $\angle 45^\circ - 50^\circ$ , и имеет незначительную вертикальную и горизонтальную составляющие, что видно из разреза. Этот надвиг прослежен нами на значительном расстоянии от перевала Донгус в верховьях р. Минкуш до устья р. Кокомерен.

Другой крупный надвиг, простирающийся примерно параллельно

описанному, местами сближаясь с ним, местами отдаляясь, проходит также от перевала Донгус на запад у подножья северного (Эмельского) Кавак-тау. В устье р. Минкуш он пересекает Кокомерен и уходит вдоль Сусамыр-тау к Сарыкамышу. На всем протяжении плоскость этого надвига круто падает к северу; граниты северного Кавак-тау надвинуты к югу на полосу мощных третичных конгломератов рр. Кокомерена и Минкуша. Между этими двумя сравнительно крупными надвигами расположена область развития визей северной фации, юры и третичных отложений. Здесь имеется ряд мелких надвигов, направленных к югу и простирающихся широко, в результате чего визей, например по р. Донгруме, сложен в три чешуи, между которыми на Кызыл-суеке заклинивается юра.

Ни одному из указанных надвигов в пределах Кавак-тау, взятых в отдельности, или даже всей зоне в целом нельзя придавать того значения, какое придает им В. А. Николаев, а особенно Д. И. Мушкетов. Прежде всего совершенно очевидно, что величина горизонтального смещения в результате надвигов весьма незначительна; несмотря на крутой наклон плоскостей, в надвигах контактируют близкие по возрасту горизонты. Оценивая величину горизонтального смещения всех надвигов взятых вместе, можно полагать, что она не превышает 5 км. В надвигах Кавак-тау, в зоне переходных фаций, при всем желании трудно найти что-либо специфическое, отличающее эти надвиги от других, им подобных, являющихся вообще весьма характерными и типичными для тектоники Тянь-шаня и встречающихся, как известно, всюду на севере и на юге. В Тянь-шане известны надвиги, имеющие более крупное значение в его структуре, чем кавактауские. Один из таких надвигов мы укажем в дальнейшем.

Считая надвиги Кавак-тау обычным явлением для тектоники Тянь-шаня, было бы тем не менее неправильным отрицать всякое, хотя бы небольшое, как в данном случае, сближение фаций. Это вполне понятно, если учесть, что надвиги расположены в весьма узкой зоне переходных фаций и падают друг другу навстречу. Подобное сближение совершенно естественно, но здесь оно получило ошибочное истолкование.

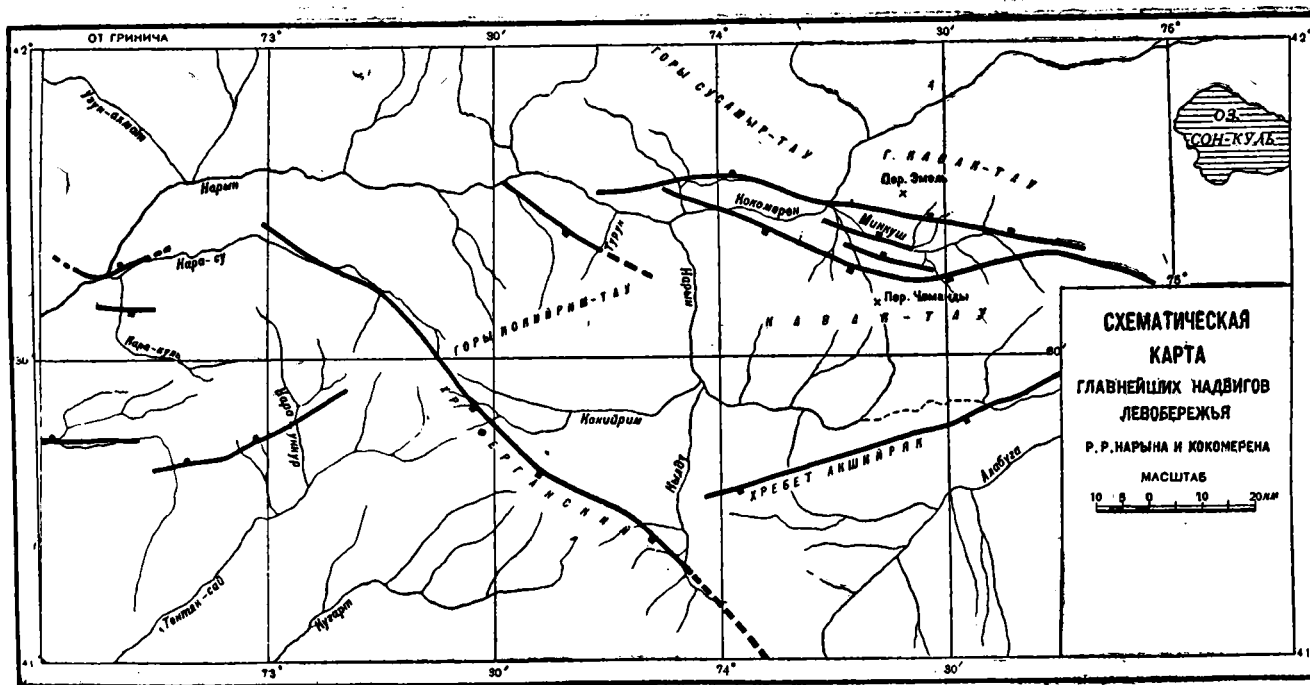
Описанные надвиги, в отличие от многих других, более крупных надвигов Тянь-шаня, возникли, несомненно, в альпийское время и, вероятно, продолжают и поныне. Доказательством этого является то, что смещение по одному и тому же надвигу, прорезающему карбон, юру и третичные отложения, имеет одинаковую амплитуду в каждом из горизонтов. Можно даже сказать больше; вся структура Кавак-тау является, вероятно, результатом главным образом альпийских движений и в меньшей степени более древних (не считая каледонских). Следует это из того любопытного, отмеченного

уже ранее (4) факта, что весь комплекс — карбон, юра и третичные отложения лежат здесь без заметных угловых несогласий, дислоцированы довольно интенсивно и однородно.

Необходимо также обратить внимание на то, что в пределах изученного нами отрезка предполагаемой «структурной линии», не только не представляется возможным проследить ее, но нельзя даже наметить какую-либо определенную узкую зону нарушений.

Ниже слияния Нарына с Кокомереном вдоль реки имеются относительно мелкие надвиги, простирающиеся широтно. В турукском разрезе хорошо виден надвиг силура на спокойную антиклиналь визея, сложенного переходными фациями. Направление движения здесь с юго-запада на северо-восток; плоскость надвига крутая и простирается на северо-запад. На востоке надвиг затухает там, где силур погружается под карбон; на северо-запад он протягивается почти вплоть до восточного конца урочища Кампар-ата. Западнее Турука, по северному склону Кокийрим-тау, имеется еще несколько мелких надвигов, протягивающихся в северо-западном направлении. Надвиги северного склона Кокийрим-тау и Кавак-тау не соединяются ни между собою в одну линию, или зону нарушений, ни с «линией» В. А. Николаева, спускающейся по р. Узун-ахмат и протягивающейся, как показал В. Н. Огнев, далеко на юго-восток к верховьям Кара-су. Нет также никаких надвигов, идущих в северо-восточном направлении от Кара-су через Кокийрим-тау к устью Кокомерена, как предполагал В. А. Николаев, пытаясь соединить надвиг Кара-су с надвигами Кавак-тау. Наоборот, нам удалось проследить надвиг, намеченный В. Н. Огневом (?), далеко на юго-восток, вплоть до верховьев р. Кылду. Может быть, он прослеживается еще далее вдоль северо-восточного склона Ферганского хребта. Этот надвиг весьма своеобразен и имеет, несомненно, большое значение в структуре Тянь-шаня. На большом протяжении, от верховьев Кара-су до р. Кылду, плоскость его круто падает на юго-запад и проходит в зоне контакта гранитов и силурийских сланцев. Несомненная связь этого надвига с варисцийскими гранитами, рвущими осадочные толщи под большим углом к их простиранию, говорит о варисцийском возрасте разлома. Своеобразие этого надвига заключается в том, что он, так же как граниты, на значительном расстоянии режет под большим углом простирания слоев. Важное его структурное значение я вижу в том, что, образовавшись в результате варисцийских движений и продолжая интенсивно развиваться в третичное и четвертичное время, он обусловил возникновение Ферганского хребта, имеющего благодаря этому поперечное обычному тянь-шанскому орографическое простирание.

Значительные молодые подвижки хорошо доказываются тем, что по рр: Северному Кугарту, Кылду и другим весьма нарушены тре-



Фиг. 3

тичные и древнеаллювиальные конгломераты, притыкающиеся к плоскости надвига. Ферганский хребет в результате этих молодых поднятий сохранил свою асимметричность, выражающуюся в том, что юго-западный его склон, постепенно соединяющийся через область предгорий с ферганской депрессией, является длинным и пологим, а северо-восточный склон, обрывающийся в бассейн Нарына, — крутым и коротким, как бы обрезанным надвигом. Этот надвиг, таким образом, по-новому объясняет смущавшее исследователей странное, поперечное положение Ферганского хребта. Простирающиеся слои режут простирающиеся слои хребта, как, например, в районе перевала Урумбаш, под углом  $50^{\circ}$ — $70^{\circ}$ .

Приведенный материал о фациальных взаимоотношениях северного и южного Тянь-шаня, а также новые данные по тектонике переходной полосы заставляют нас решительно отрицать идею «важнейшей структурной линии Тянь-шаня» на значительном, известном нам пространстве. Не имея приписываемого ей структурного значения, эта линия интересна в том отношении, что удачно схватывает границу весьма различающихся фаций юга и севера, являясь, таким образом, только чисто палеогеографической линией. Каким образом должен решаться вопрос о границе северного и южного Тянь-шаня, видно из того, что было сказано в начале статьи. Справедливо замечает Д. И. Мушкетов<sup>(2)</sup>, что резких границ между отдельными тектоническими единицами искать, конечно, нельзя, но в то же время ошибается В. Г. Мухин, практически отказывающийся от более или менее дробного деления Средней Азии на тектонические зоны. Эта большая и важная работа является ближайшей задачей всех интересующихся тектоникой Средней Азии.

Геологический институт.  
Академия Наук СССР.  
Москва.

#### ЛИТЕРАТУРА

- <sup>1</sup> Мухин В. Г., К геологии центрального и западного Тянь-шаня, Проблемы сов. геологии, № 5, 1936.
- <sup>2</sup> Мушкетов Д. И., Региональная геотектоника, 1935.
- <sup>3</sup> Наливкин Д. В., Очерк геологии Туркестана, 1926.
- <sup>4</sup> Николаев В. А., К стратиграфии и тектонике северных цепей Тянь-шаня, Тр. III Всесоюз. съезда геологов, 1, 1930.
- <sup>5</sup> Николаев В. А., О важнейшей структурной линии Тянь-шаня, Зап. Всеросс. минерал. об-ва, № 2, 1933.
- <sup>6</sup> Николаев В. А., О каледонской складчатости и других вопросах геологии Тянь-шаня, Проблемы сов. геологии, № 1, 1937.
- <sup>7</sup> Огнев В. Н., Геология Северной Ферганы, Мат. по геологии и геохимии Тянь-шаня, ч. V, Тр. Киргизской экспедиции Акад. Наук, 2, 1935.

- \* Прокопенко Н. М., Свинцовые месторождения гор Кавак-тау, Мат. по геологии и геохимии Тянь-шаня, ч. V, 1935.
- \* Шульд С. С., Геологический маршрут-вдоль Тянь-шаня, Тр. Тадж.-Памирской экспедиции, вып. 38, 1936.

#### A. V. PEIVE. ON THE BOUNDARY BETWEEN THE NORTHERN AND SOUTHERN THIAN-SHAN

##### SUMMARY

The question of the boundary between the northern and southern Thian-Shan was discussed in literature from different points of view. Of late years, there was widely assumed a conception concerning the presence of a gigantic break passing along the whole Thian-Shan and separating it into two parts. This idea of a huge break or «chief structural line» was first put forth by V. A. Nikolaiev in 1928 and then it was offered by the same author in 1933 in a completed form. Then the importance of «the chief structural line» was extended by D. J. Mushketov, which had assumed this idea without any objections.

V. A. Nikolaiev, studying the facial features of the northern and southern Thian-Shan, comes to conclusion, that the northern facies of the Upper-Devonian and Lower-Carboniferous, represented by arcose-conglomerate, red-coloured, continental-lagoon rocks, make a contact without any transitive deposits with the central facies of the Devonian and Carboniferous, represented by limestones. Therefore V. A. Nikolaiev assumes a sharp tectonic approach of the facies to each other, the zone of the intermediate deposits being covered along the whole Thian-Shan.

In 1936 the author during his great routs in the Thian-Shan succeeded to obtain some data concerning the boundary between the northern and southern Thian-Shan. His facially-stratigraphical and tectonic data are inconsistent with V. A. Nikolaiev's conceptions. Therefore, the author cannot accept his idea concerning the tectonic boundary between the northern and the southern types of facies in the Thian-Shan and thinks the transitions between the latter to be perfectly gradual.

Studying the sections of the Devonian and the Carboniferous from the Naryn river northward towards the ancient Caledonian land of Jumgol and Susamyr (the northern Thian-Shan) the author has discovered perfectly normal and regular transitions between the northern and southern types of deposits. Already in the Akshiyriak range in the middle- and partly upper-Devonian, instead of the usual in the south limestones we observe the development of dark argillaceous schists, red argillites, sandstones and coarse red-brown conglomerates. The sections of the Carboniferous intermediate between the typically southern and northern facies were observed to the north from the Akshiyriak, in the Kavak-Tau mounts, westward near the Kokomeren river mouth and

down the Naryn river almost to the Ketmen-Tiubinsk depression. On the northern slope of the Kavak-Tau the Tournaisian and partly Devonian are represented by powerful bulk of gypsum with interlayers of limestones, sandstones, cemented with gypsum, and in some places of quartz sandstones with the vegetation remnants while down the southern slope of the Kavak-Tau the deposits of this age are represented by limestones. In the mouth of the Kokomeren river the author has observed the sections of the Viséan which render a connecting link between the limestones of the south and the arcose-conglomerate series of the north. The Viséan consists here of three series. The lower series is represented by coarse sandstones and argillites containing fauna *Gigantella rectestria*; these latter are covered by powerful differently colored deposits of gypsum, argillites and sandstones covered in their turn by the limestones of the Upper-Viséan. Northward from this place limestones disappear and the whole series is formed by coarsely fragmentary red-colored deposits. The insignificant interlayers of limestones with fauna *Gigantella rectestria* were discovered only in its very base.

Therefore in this part of the Thian-Shan we do not observe any sharp approach of the facies to each other with covering of the intermediate deposits.

It is also supported by tectonic data. In the zone of intermediate deposits we actually have a series of small steeply dipping thrusts having different strikes. Besides the fact that the thrusts of the Kavak-Tau do not represent a single «structural line», they do not make any specific part of the Thian-Shan tectonics. As it is known, the similar thrusts are broadly developed both south and north of the Kavak-Tau and are characteristic for the Thian-Shan. Some of these other thrusts are even of greater size, than the Kavak-Tau ones, and they actually are of an eminent importance in the structure of the Thian-Shan. One of such thrusts stretches along the north-eastern slope of the Fergana range. The recent uplifts in the region of this thrust formed the Fergana range, which displays many peculiar features and is directed across the principal orographic elements of the Thian-Shan. The direction of this range puzzled many investigators. The strike of both the range and the thrust cuts the strike of the strata at a great angle.

---

В. В. ГАЛИЦКИЙ

## НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО ТЕКТОНИКЕ ЦЕНТРАЛЬНОГО КАРА-ТАУ

В статье дано описание структурных форм части центрального Кара-тау между Турланским месторождением и Турланским перевалом. Особенно подробно описана акчечикская опрокинутая складка фаменских отложений. Автор считает ее шарьированной складкой волочения, сорванной смещениями вышележащих нижнекаменноугольных структур и видит в ее существовании подтверждение своих прежних выводов о наличии в Кара-тау типичных надвигов сдирания (strip-trusts) большой амплитуды.

Детальные геологические съемки центрального Кара-тау, начатые автором в 1934—1935 гг., были продолжены летом 1936 г. к северо-востоку от Турланского месторождения до Турланского перевала<sup>1</sup>. При этом был собран чрезвычайно интересный материал, существенно дополняющий наши представления о структуре всего центрального Кара-тау.

Район исследований 1936 г., описываемый в этой статье, в основном сложен породами фаменского яруса девона, ниже которых обнажаются только красные аркозовые песчаники  $D_5$  и аргиллиты  $D_4$ ; возраст их ближе, чем вообще девонский, не определен. Участок, изображенный на геологической карте (фиг. 5), является непосредственным продолжением области распространения турланской фации фаменского яруса, нормальные разрезы которой на участке рудник Кантаги — Турланское месторождение уже описаны в предшествующей статье (6). Подразделение турланской фации на горизонты основано на правильном чередовании известняковых и мергелистых пород, что позволяет выделить четыре известняковых и четыре мергелистых горизонта на участке рудник Кантаги — рудник Турлан.

Известняковые горизонты хорошо охарактеризованы фауной, среди которой преобладающее значение имеют брахиоподы: *Spirifer verneuli* Murch., *Sp. aguilinus* Röm., *Productus vlangalii* Röm., *Camarotoechia turlanica* Nal., *Cam. boloniensis* d'Orb., *Cam. pleurodon* Phill. В мергелистых горизонтах фауна встречается очень редко.

<sup>1</sup> Съемка велась по заданию и на средства Геолого-разведочного отдела Ачисайского полиметаллического комбината.

Последовательность горизонтов следующая: в основании разреза выделен 1) горизонт нижних комковатых известняков  $D_3^{fm-1}$ , 2) нижний горизонт мергелистых сланцев  $D_3^{fm-2}$ , 3) горизонт известняков перемежающейся ленточной и плитняковой текстуры  $D_3^{fm-3}$ , 4) горизонт мергелистых сланцев с редкими прослоями известняков  $D_3^{fm-4}$ , 5) горизонт мергелистых известняков комковатой и плитчатой текстуры  $D_3^{fm-5}$ , 6) горизонт известняков и мергелистых известняков плитчатой текстуры  $D_3^{fm-6}$ , 7) горизонт верхних комковатых известняков  $D_3^{fm-7}$ , 8) горизонт верхних ленточных известняков и мергелей  $D_3^{fm-8}$ .

Породы нижнего карбона в пределах описываемого участка представлены горизонтом базальных светлосерых известняков  $C_1^a$  (встречены только в виде обломков в надвиговой брекчии) и горизонтом этренских черных доломитизированных известняков  $C_1^b$  со *Spirifer (Gurichella) deflesus* A. Remer.

Основными опорными горизонтами восточнее Турланского месторождения являются горизонт нижних комковатых известняков  $D_3^{fm-1}$  и горизонт верхних комковатых известняков  $D_3^{fm-7}$ , куда они прослеживаются непрерывно из западного района. Идентичность этих горизонтов в различных участках признана и подтверждается целым рядом геологов (1, 4, 6, 7). Известняки  $D_3^{fm-5}$ , известные западнее Турланского месторождения, в нашем районе фациально изменены и представлены мергелями, почему здесь и приходится объединять три мергелистых горизонта  $D_3^{fm-4}$ ,  $D_3^{fm-5}$ ,  $D_3^{fm-6}$ . Горизонт  $D_3^{fm-3}$ , сложенный известняками перемежающейся ленточной и плитняковой текстуры, хорошо выраженный на западе, восточнее, в границах прилагаемой карты, претерпевает большие изменения. Текстура известняков становится более тонко слоистой, появляются многочисленные мергелистые прослои; нижняя и верхняя границы горизонта теряют свою резкость; мощность в различных складках подвергается значительным колебаниям, и, наконец, в восточном крыле кулебякской (VI)<sup>1</sup> антиклинали по простиранию с севера на юг установлен полный переход отложений горизонта из известняков в мергели. Южнее профиля А—В в долине р. Чилбыр между горизонтами  $D_3^{fm-1}$  и  $D_4^{fm-7}$  все отложения уже представлены мергелями.

Горизонт нижних комковатых известняков разделяется на три свиты за счет появления ниже толщи собственно нижних комковатых известняков [или шушаковского горизонта; по номенклатуре Л. Н. Балавинского (1) горизонта мергелей балачского, а еще ниже — горизонта известняков нижнего]. Мы не придаем им значения самостоятельных горизонтов и в дальнейшем изложении называем свитами. Подразделение это установлено детальными работами Л. Н. Ба-

<sup>1</sup> Римскими цифрами обозначены структуры на профилях (фиг. 5).

лавинского, О. С. Френкель и П. В. Родионова (1) в ближайших окрестностях Турланского месторождения в пределах уртандинских и иткрылганских складок (II, III, IV, V). Нормальный разрез, составленный этими авторами (1, 6, табл. 1) вполне характеризует юго-западную четверть карты, помещенной в данной статье. В пределах кулебякской складки, названной так по горе Кулебяка, расположенной между профилями  $C-D$  и  $E-F$ , по профилю  $C-D$  литологический облик шушаковской, балачской и нижней свит столь сходен, что разделение горизонта нижних комковатых известняков  $D_3^{im-1}$  представляется довольно искусственным, но южнее различия отчетливы. В нормальном крыле акчечикской шарьированной складки (см. ниже) выделены все три свиты горизонта  $D_3^{im-1}$ , а в опрокинутом сильно деформированном крыле это подразделение провести не удалось. В центральном Кара-тау балачская и нижняя свиты лучше всего выражены восточнее карабулакского выхода девонских красных песчаников (юго-восточнее участка нашей карты). Перечисленные изменения разреза фаменских отложений в сторону увеличения мергелистости по направлению с запада на восток подтверждают выводы, сделанные нами ранее [(6), стр. 352].

Район между Турланским месторождением<sup>1</sup> и Турланским перевалом слагают следующие структуры. По западной рамке карты внизу расположен восточный край бельмазарской брахисинклинали, сложенной породами нижнего карбона. Эта структура тектонически лежит на фаменских слоях, от которых отделена брекчиевой зоной, падающей под синклиналь с углами  $40^\circ-50^\circ$  севернее Турланского месторождения, а к югу от него до р. Курушкой-сай с все более и более пологими углами вплоть до горизонтального залегания. Юго-западнее Курушкой-сая (в пределах карты) углы падения вновь увеличиваются до  $20^\circ-30^\circ$ . Залегание нижних горизонтов известняков карбона почти везде параллельно тектонической зоне, но везде низы горизонта  $C_1^{1-a}$  брекчированы на 2—3 м (минимум).

В 1936 г. была пробурена скважина № 107, устье которой расположено примерно в 500 м к западу от значка рудника нашей карты и севернее турланского разлома. Этой скважиной была пройдена вся толща известняков карбона; остановили ее только после того, как убедились, что забой находится в типичных известняках девона. При просмотре керна, совместно с геологом рудника А. А. Вахний, мы установили, что известняки карбона отделены от девонских отложений брекчиевой зоной около 8 м мощностью. Сравнивая эти данные с наблюдениями над естественными обнажениями брекчиевой зоны около тропы от пос. Ачисай к Ивановской шахте, мы

<sup>1</sup> Кроме карты в настоящей статье, следует пользоваться картой, приложенной к нашей статье (6).

пришли к выводу, что брекчии в керне и на обнажении совершенно сходны.

Основные факты, доказывающие экзотическое залегание бельма-зарской синклинали на девонских отложениях, заключаются не в наличии брекчиевой зоны как таковой, а во взаимоотношении пород висячего и лежащего бока этой зоны. У самой рамки карты севернее месторождения под надвигом (тектонической зоной) показан узкий клочок известняков  $D_3^{fm-7}$ , падающих  $S 190^\circ \angle 40^\circ$ ; лежащие выше известняки  $C_1^{-a}$  падают  $SW 230^\circ \angle 50^\circ$ . Между этим клочком и основной полосой отложений горизонта  $D_3^{fm-7}$  установлено наличие типичных черных тонкослоистых мергелей горизонта  $D_3^{fm-8}$ .

Отсутствие всяких признаков значительных нарушений между мергелями  $D_3^{fm-8}$  и известняками горизонта  $D_3^{fm-7}$  — основной полосы их распространения, с одной стороны, и с другой — между мергелями  $D_3^{fm-8}$  и известняками  $D_3^{fm-7}$  меньшего клочка, заставляет нас признать на данном участке наличие маленькой опрокинутой синклинали, на опрокинутом крыле которой лежат отложения нижнего карбона. Южнее, до северо-восточной ветви большого турланского разлома, лежащий бок брекчиевой зоны слагают мергели  $D_3^{fm-8}$ , но как раз там, где брекчиевую зону пересекает главная тропа, идущая от пос. Ачисай к Ивановской шахте, опять повторяется совершенно аналогичная описанной картина. Разрез крыла уртандинской антиклинали (см. ниже) заканчивается мергелями горизонта  $D_3^{fm-8}$ , а между ними и известняками нижнего карбона виден небольшой выход типичных известняков  $D_3^{fm-7}$ . Этот выход также нельзя отделить от мергелей горизонта  $D_3^{fm-8}$  зоной нарушений, и мы считаем, что и тут нижний карбон лежит на опрокинутом крыле маленькой синклинали. Масштаб нашей карты не позволяет поместить на ней этот выход известняков  $D_3^{fm-7}$ . Немного южнее, между северо-восточной и главной ветвями большого турланского разлома, слои горизонтов  $D_3^{fm-8}$  и  $D_3^{fm-7}$  меняют простирание и целиком срезаются тектонической зоной. Каменноугольные породы на некотором протяжении лежат на мергелях горизонта  $D_3^{fm-6}$ .

Описание большого турланского разлома дано в предшествующей статье (6); карта и профиль  $C-D$  настоящей статьи достаточно иллюстрируют его как трещину, секущую отложения карбона и резко обрывающуюся тектонической зоной, проходящей между отложениями девона и карбона. От турланского разлома и до р. Курушкai-сай на многих участках наблюдается резкое несогласие в простирании известняков нижнего карбона и известняков горизонта  $D_3^{fm-7}$ . Метрах в 200 севернее профиля  $A-B$  значительная часть известняков  $D_3^{fm-7}$  срезана и пласты уходят под карбон. Известняки  $D_3^{fm-7}$  сорваны с подстилающих мергелей и срезают горизонты  $D_3^{fm-6, 5, 4}$   $D_3^{fm-3}$ , и частично  $D_3^{fm-2}$ . Около р. Курушкai-сай все го-

ризонты фаменских отложений срезаны брекчиевой зоной, лежащий бок которой слагают брекчированные, гидротермально измененные зеленые аргиллиты  $D_a$ . Юго-западнее р. Курушкай-сай в лежащем боку брекчиевой зоны вновь появляется горизонт  $D_3^{fm-7}$ .

В предыдущей статье (6) нами рассмотрены взаимоотношения бельмазарской брахисинклинали карбона с фаменскими отложениями по ее северной, восточной и южной границам и установлено ее смещение с запада на восток на расстояние минимум 3—4 км. Напомним, что длинная ось бельмазарской синклинали ориентирована почти широтно и что восточные концы всех крупных брахисинклиналей карбона в районе месторождений Кантаги и Турлан огибаются дугообразными складками фаменских отложений. В пределах карты такими дугообразными складками являются уртандинская антиклиналь (II), уртандинская синклинали (III); сюда же можно причислить иткрылганскую антиклиналь (IV) и синклинали (V).

Оси всех этих складок погружаются по направлению на северо-запад и вздымаются к югу. Складки изоклинали. В сечении профиля  $A-B$  осевые плоскости уртандинской антиклинали и синклинали наклонены на запад; в сечении профиля  $C-D$  плоскость уртандинской антиклинали можно трактовать как слабо наклоненную на северо-восток. Северо-западнее нашей карты в 2—3 км, в вершине р. Джузумдук, отчетливо видно, что осевые плоскости этих складок опрокинуты на север (падение плоскостей  $S 180^\circ-160^\circ \angle 45-55^\circ$ ).

На геологическом плане Турланского свинцово-цинкового месторождения, составленном Н. К. Брызгаловым на основании работ 1927 г. [(3), приложение II], параллельно нашему профилю  $C-D$ , но метров на 200 южнее, показана предполагаемая трещина, секущая вкрест простирания в юго-западном крыле уртандинской антиклинали породы горизонтов  $D_3^{fm-2}$ ,  $D_3^{fm-3}$ ,  $D_3^{fm-4}$ , 5, 6. Юго-западный конец трещины скрыт под тектоническим контактом каменноугольных и девонских пород. На картах отчетов Л. Н. Балавинского и И. И. Машкара (1, 7) на этом участке показан вертикальный разрыв, секущий всю уртандинскую антиклиналь и заканчивающийся на северо-востоке в ядре уртандинской синклинали. Судя по расположению выходов отложений различных горизонтов, северо-западное крыло по разрыву поднято относительно юго-восточного на большую высоту. Мы не отрицаем наличия трещины, указанной на плане Н. А. Брызгалова, но считаем ее не отвечающей масштабу нашей карты. В ядре уртандинской синклинали и юго-западном ее крыле известняки  $D_3^{fm-7}$  действительно разорваны, но никакого прямолинейного разрыва, соединяющего это нарушение с первой трещиной, мы не наблюдали. Отложения горизонта  $D_3^{fm-3}$  северо-восточного крыла уртандинской антиклинали по этому направлению не нарушены.

Иткрылганская синклиналь имеет незначительную длину — всего около 5 км. Вдоль ее северного крыла проходит разрыв, отделяющий все перечисленные складки фаменских отложений от следующей антиклинальной складки — кулебякской, у которой этот разрыв диагонально срезает западное крыло. Разрыв прослежен к северо-западу за пределы нашей карты на расстояние более 10 км; на всем этом протяжении он следует вдоль крыла складки, что позволяет считать его возникновение связанным с процессом складкообразования.

Сопоставляя карту с разрезами, мы видим, что в сечении профиля *A—B* по разрыву уничтожена целая синклиналь (минимум); от профиля *A—B* к профилю *E—F* минимальная амплитуда разрыва уменьшается до одного крыла складки, сложенного всеми горизонтами фаменского яруса. Падение сбрасывателя везде направлено на юго-запад с углами различной крутизны; северо-западнее карты, близ родника Табак-булак, он горизонтален.

Взаимоотношения фаменских отложений с подстилающими видны в долине р. Кок-кия, где из-под описанных, вздымающихся к югу складок выходят зеленые аргиллиты  $D_a$ . Они обнажены не повсеместно. Контакт фаменских пород и аргиллитов довольно часто закрыт делювием. Аллювиальные отложения широкой полосой в несколько десятков метров сопровождают русло р. Кок-кия, располагаясь в пойме и на террасах, но значительное количество больших и малых обнажений аргиллитов имеется на остальной площади, что позволяет составить правильное представление об их характере. Во всех осмотренных нами обнажениях они представляют собой брекчию, состоящую из развальцованных мелких и крупных обломков твердых глинистых пород, в большинстве случаев зеленого цвета, цементированных таким же более мелко раздробленным материалом. Цемент проникнут жилками кальцита и кварца неправильных очертаний и содержит большое количество мелких вкраплений железной слюдки.

Осмотр обнаженных контактов фаменских известняков и аргиллитов не оставляет никаких сомнений в тектоническом их характере. Известняки брекчированы и рассланцованы на расстоянии нескольких метров, а иногда и десятков метров в сторону от контакта. Отдельные глыбы известняков, иногда очень крупные, вмяты в брекчию аргиллитов, а последняя выжата в многочисленные трещины, секущие известняки. Непосредственного контакта аргиллитов и красных аркозовых песчаников  $D_s$  карабулакского «купола» (незначительная часть его захвачена нашей картой по южной рамке) мы не наблюдали, но имеющиеся на этом участке обнажения брекчии аргиллитов так близко от него расположены, что у нас нет никаких сомнений в его тектоническом характере.

Многочисленные замеры, сделанные в песчаниках, подтвердили резкое угловое несогласие между их простираем и простираем контакта, установленное еще Н. А. Брызгаловым [(4), стр. 11—12].

Наши выводы о несоответствии внутренней структуры карабулакского выхода песчаников понятию «купол» или брахиантиклиналь, сделанные на основании камерального просмотра аэроснимков [(6), стр. 353], полностью подтвердились полевыми наблюдениями. Они будут изложены в другой статье. Здесь мы скажем только, что стратиграфическое несогласие между аргиллитами и карабулакскими песчаниками можно считать установленным, так же как и то, что оно регионально осложнено последующими тектоническими нарушениями.

Вернемся к складчатым структурам фаменских отложений. Крупнейшей складкой между Турланским месторождением и перевалом является кулебякская. Западное ее крыло частично уничтожено по разрыву. Восточное крыло на юге лежит на аргиллитах по тектоническому контакту. Известняки  $D_3^{fm-1}$ , смятые по простираению в дополнительные короткие складки, расположенные перпендикулярно к простираению северного участка главной складки, как бы фестонами обрамляют северную окраину карабулакского выхода красных песчаников. Между профилями  $A-B$ ,  $C-D$  и  $E-F$  крыло складки опрокинута на всю свою мощность. От профиля  $E-F$  к северу складка представляет собой нормальную антиклиналь с пологими крыльями. От западного конца профиля  $G-H$  к северному профилю  $J-K$  простираение крыла из северо-северо-западного переходит в северо-восточное. Изменения простираений на юге и на севере позволяют рассматривать участок между ядром кулебякской антиклинали и Турланским перевалом и от долины р. Чилбыр до вершины р. Ит-крылган как большую брахисинклиналь с длинной осью, вытянутой с северо-запада на юго-восток. Верхние горизонты фаменских отложений, слагающих эту структуру, смяты внутри ее в две короткие брахиантиклинали, осложненные круто падающим меридиональным взбросом, по которому поднято западное крыло. Брахиантиклинали эти названы нами южной раватской и северной раватской. Ось южной брахиантиклинали вытянута с юго-запада на северо-восток, а осевая плоскость опрокинута на северо-запад. Ядро складки слагают мергелистые сланцы, хорошо обнаженные по оврагам. Незначительная обнаженная мощность позволяет думать, что эродированы мергели только шестого и пятого горизонтов.

Синклинальная зона между раватской брахиантиклиналью и кулебякской складкой сложена известняками горизонта  $D_3^{fm-7}$ . По восточной окраине раватского купола она сильно осложнена, будучи опрокинута почти на  $90^\circ$ . При образовании этой лежащей синклинали произошло выжимание мергелей горизонта  $D_3^{fm-8}$  (известняки ниж-

него карбона здесь не найдены даже в виде брекчий) и смещение опрокинутого крыла по нормальному. Профиль  $A-B$  проведен через клиппен опрокинутого крыла. Клиппен представляет собой отдельную скалистую вершину с хорошо обнаженными склонами. С северо-западной, южной и восточной сторон хорошо виден тектонический контакт клиппена с нормальным крылом. С севера контакт закрыт делювием. Между известняками  $D_3^{fm-7}$ , слагающими клиппен, и теми же известняками, подстилающими его, наблюдается резкое несогласие. Первые опрокинуты и падают  $S 195^\circ \angle 50^\circ$  и  $SE 110^\circ \angle 40^\circ$ ; а вторые лежат горизонтально и падают  $NE 20^\circ \angle 27^\circ$ ,  $NE 65^\circ \angle 15^\circ$ . Резкое вздымание сбрасывателя восточнее клиппена указано на профиле  $A-B$  вследствие того, что мергели горизонта  $D_3^{fm-8}$ , слагающие маленькую синклинали, в нормальном крыле (автохтонном) опрокинуты и падают под клиппен; это опрокидывание можно истолковать только как результат давления со стороны клиппена. Это же наблюдение окончательно убедило нас в том, что корнями клиппена нужно считать опрокинутое крыло складки известняков  $D_3^{fm-7}$ , расположенной к югу от него, а не другую структуру (акчечикскую складку; см. ниже).

Более сложной представляется структура синклинали зоны западнее южного раватского купола. Опрокидывание раватского купола на северо-запад сомнений не вызывает. Брекчии известняков нижнего карбона, найденные лежащими на известняках  $D_3^{fm-7}$  в первом овраге западнее вертикального взброса, доказывают, что вершина раватского купола опрокинута, а опрокинутое крыло растянуто.

Ось северной раватской брахиантиклинали вытянута с северо-запада на юго-восток. В денудированном куполе обнажены все горизонты фаменских отложений. Выделен горизонт  $D_3^{fm-3}$ , представленный тонкослоистыми известняками. В ядре обнажаются нижние комковатые известняки  $D_3^{fm-1}$ . Вся структура в целом представляет собой свод с пологими крыльями, только в юго-восточном конце крылья брахиантиклинали осложнены. Горизонт верхних комковатых известняков  $D_3^{fm-7}$  северо-восточного крыла к югу от сузакского тракта перекрыт другой структурой (опрокинутым крылом акчечикской складки; см. ниже). Вероятно, с надвиганием этой же структуры связано исчезновение горизонта  $D_3^{fm-7}$  в противоположном участке юго-западного крыла. Контакт горизонта  $D_3^{fm-7}$  с мергелями скрыт здесь под делювием, но полоса последнего так узка, что не могла бы закрыть полную мощность известняков этого горизонта. Это обстоятельство заставило нас показать контакт тектоническим. Ядро синклинали складки между раватскими куполами и кулебякской антиклиналью выполнено брекчией, состоящей из обломков светло-

серых известняков нижнего карбона, мергелей горизонта  $D_3^{fm-8}$  и реже известняков  $D_3^{fm-7}$ .

На отсутствие нормальных известняков нижнего карбона в ядрах синклиналей, сложенных фаменскими породами, мы указывали как на характерную особенность структур верхнего девона [(6), стр. 356]. Это подтверждается и в описываемом районе центрального Кара-тау.

Восточнее северной раватской брахиантиклинали и восточного крыла кулебякской антиклинали до Турланского перевала и долины р. Терс-ак-кан все пространство занимает акчечикская шарьированная опрокинутая антиклиналь, оторванная от своих корней. Лобовой участок этой складки располагается на водоразделе р. Кок-кия и Чилбыр. В 500 м впереди лобового края расположен клиппен, сложенный верхними комковатыми известняками  $D_3^{fm-7}$ . В тектонической зоне, кольцеобразно замыкающейся вокруг клиппена и отделяющей его от подстилающих известняков  $D_3^{fm-7}$ , местами встречена брекчия из мергелей горизонта  $D_3^{fm-8}$ . Залегание пород в клиппене и в подстилающих его слоях резко несогласное. Через клиппен проведен профиль  $J-K$  (X).

От лобового участка на северо-запад до тектонической линии, идущей от вершины р. Балач через долину р. Ак-чечик и далее, по меридиональному направлению простирается опрокинутое крыло складки, представляющее собой пологую, довольно широкую, ложную синклиналь, сложенную всеми горизонтами фаменских отложений, следующими в обратном порядке. Крылья слагают известняки  $D_3^{fm-7}$ , а ядро синклинали — известняки горизонта  $D_3^{fm-1}$ .

Благодаря тому, что в рельефе данного участка выражена инверсия — ядро синклинали обнажено в вершинах, — распознать строение опрокинутого крыла акчечикской складки довольно легко. Между профилями  $C-D$  и  $E-F$  это крыло осложнено надвигом (фиг. 1, 2). Надвиг, простирающийся меридионально, пересекает ложную синклиналь (опрокинутое крыло акчечикской складки) по диагонали. Западная часть синклинали надвинута на восточную и перекрывает известняки  $D_3^{fm-7}$  восточной части, сбрасыватель падает на запад с углами  $40^\circ-55^\circ$ .

Южнее профиля  $J-K$ , между западной и восточной частями ложной синклинали, из-под нее выступают брекчии известняков нижнего карбона, переходящие в брекчированные крупные глыбы известняков горизонта  $C_1^{t-a}$ . Тут же обнажены две крупные глыбы черных этренских известняков  $C_1^{t-b}$ . Падение пород в первой из них  $NW\ 345^\circ\ \angle\ 60^\circ$ , во второй — перпендикулярно первой  $W\ 265^\circ\ \angle\ 70^\circ$ . Масштаб геологической карты не позволяет изобразить эти глыбы, но на контактном отпечатке (в натуральном его масштабе 1:17500) они видны.

На фиг. 1 изображен описываемый участок. Первый рисунок представляет собой контактный отпечаток и характеризует основу, пользуясь которой мы производили геологическое картирование, второй рисунок — это геологическая карта, составленная по отпечатку в равном масштабе.

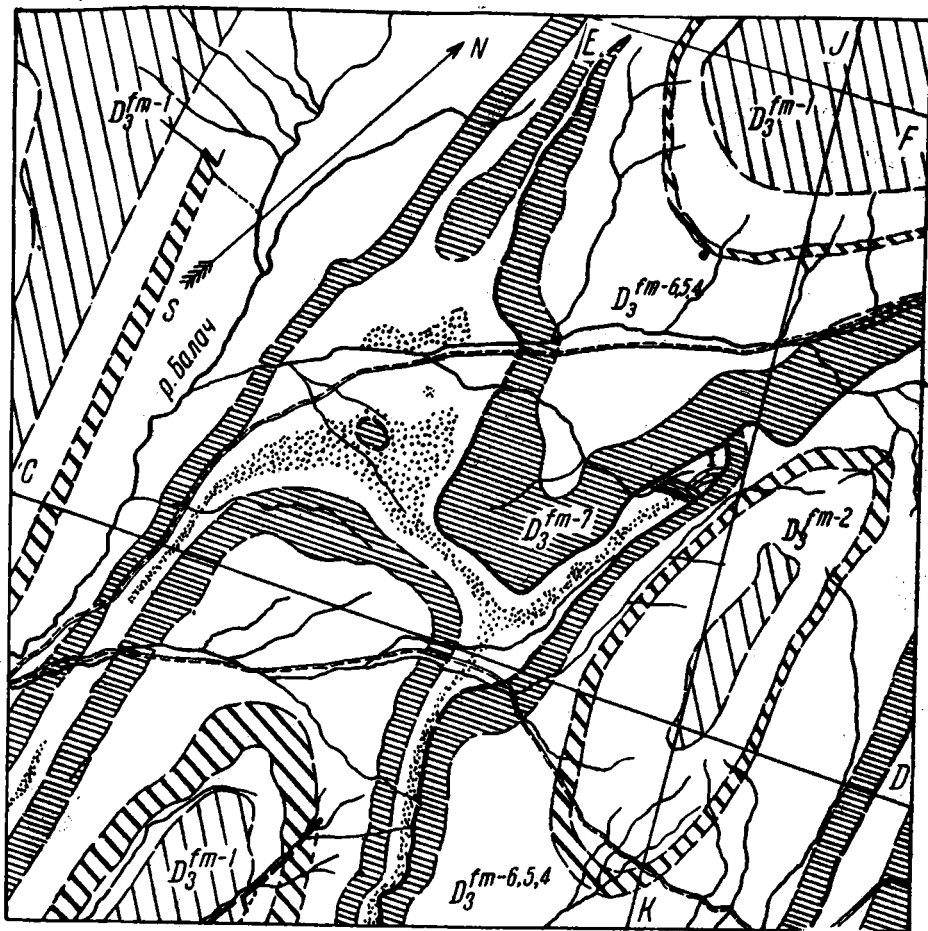
Описанная зона (фиг. 1, 2) представляет собой ложную антиклиналь. Образование этой зоны и надвига, которым она осложнена, мы связываем с последними подвижками шарьированной акчечикской складки и считаем их следствием различного сопротивления перемещению отдельных ее участков. Надвиговая зона, идущая от вершины р. Балач к северу и ограничивающая опрокинутое крыло акчечикской складки, отделяет его от нормального крыла. По надвиговой зоне от р. Балач до пересечения ею р. Ак-чечик и на 0.5 км дальше к северу многократно обнажены зеленые брекчированные аргиллиты.

В вершине р. Балач тектонический контакт нижних комковатых известняков  $D_3^{m-1}$  опрокинутого крыла и аргиллитов падает очень полого к юго-востоку, а контакт комковатых известняков нормального крыла и аргиллитов — к северо-западу  $310^\circ \angle 40^\circ$ , а на водоразделе рр. Балач — Ак-чечик падает к западу  $270^\circ \angle 30^\circ$ . В долине р. Ак-чечик, судя по расположению обнажений в рельефе, надвиг падает положе на северо-запад.

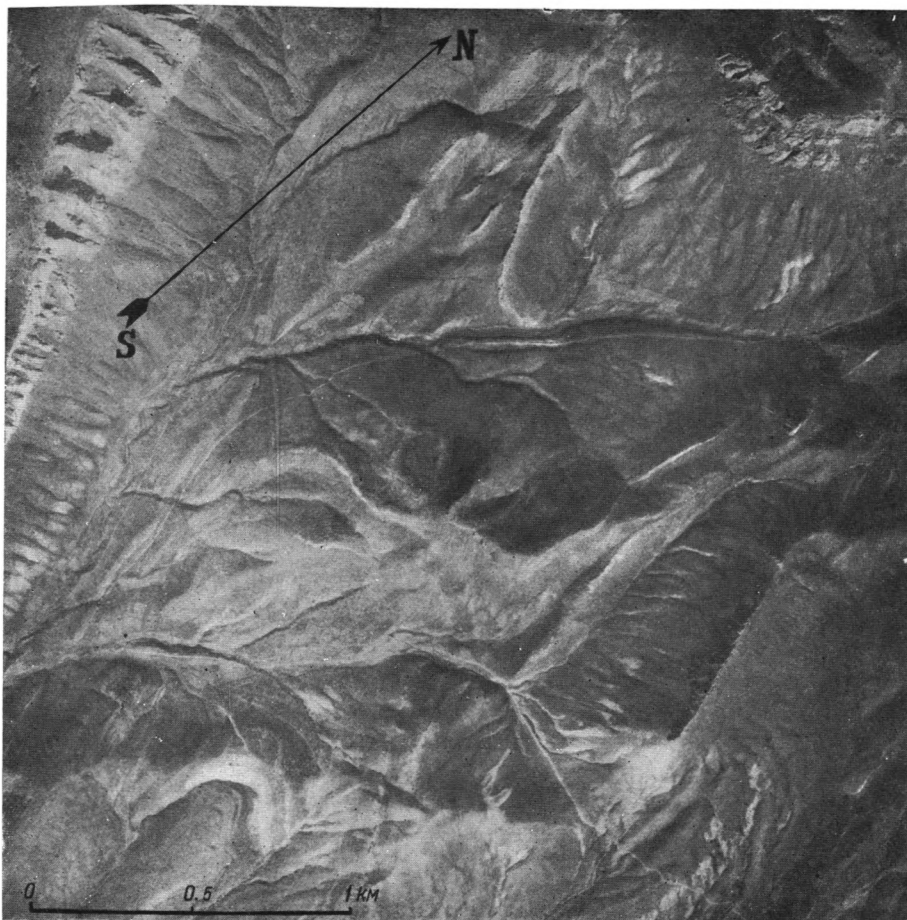
Севернее р. Ак-чечик, там, где надвиг вытянут меридионально, плоскость его стоит очень круто  $W 260^\circ \angle 80^\circ$ . На этом участке падение известняков  $D_3^{m-1}$  опрокинутого крыла близ надвига крутое  $SW 255^\circ \angle 50^\circ - 60^\circ$ ; они падают под надвиг (на глубине), а те же известняки нормального крыла лежат полого ( $10^\circ - 15^\circ$ ), падая на запад. Повидимому, нормальное крыло слегка надвинуто на опрокинутое.

Условия залегания отложений различных горизонтов опрокинутого крыла привели нас к заключению, что их корни севернее профиля  $E-F$  срезаны по зоне шарьирования, выполненной брекчиями аргиллитов и известняков нижнего карбона. Разумеется, в них должен находиться, и местами констатирован, материал других горизонтов фаменских пород. Весьма схематично это срезание изображено нами на участке профиля  $J-K$  севернее пересечения с профилем  $E-F$  и на профиле  $G-H$ .

Вдоль восточной границы опрокинутого крыла акчечикской складки, от профиля  $G-H$  и на километр южнее Турланского перевала, вытянута зона брекчий известняков нижнего карбона, отделяющая это крыло от автохтонных структур. Такие же брекчии вытянуты вдоль западных границ опрокинутого крыла акчечикской складки, но это не повсеместное явление. От р. Кок-кия к югу, вокруг лобового участка опрокинутого крыла, мощность брекчии в зоне



Фиг. 2. Геологическая карта участка, изображенного на контактном отпечатке (фиг. 1). Условные обозначения те же, что и на общей геологической карте



Фиг. 1. Контактный отпечаток аэрофотосъемки, изображающий часть акчечикской складки

шарьирования вообще уменьшается и в ней отсутствуют обломки известняков нижнего карбона. Это обстоятельство заставило нас на профилях (*C—D*, *J—K*) показать брекчию известняков карбона не по всей зоне шарьирования, а только по крыльям ложной синклинали. Под осевой частью этой синклинали вероятнее выжимание и истирание брекчий.

В основании нормального крыла акчечикской складки на аргиллитах лежат известняки нижней свиты (деление по Л. Н. Балавинскому) горизонта  $D_3^{fm-1}$ . Тектонический контакт между нижней свитой и брекчированными аргиллитами замкнут вокруг нормального крыла складки. Падение известняков на юго-восток и северо-восток чрезвычайно пологое и направлено под крыло, со стороны опрокинутого крыла оно указано выше (также под крыло). Так как срезание известняков нижней свиты можно предположить только в долине р. Ак-чечик, где они перекрыты делювием, а на остальных границах нормального крыла они почти везде обнажены, совершенно очевидно, что тектонический контакт падает параллельно им под центр пологой брахисинклинали, в которую, судя по всему вышеизложенному, изогнуто нормальное крыло акчечикской складки. Размер нормального крыла заканчивается собственно нижними комковатыми известняками  $D_3^{fm-1}$  (шушаковскими по Л. Н. Балавинскому). Их пологие ( $5^\circ—15^\circ$ ) падения к центру брахисинклинали подтверждают ее малую глубину и малую вогнутость зоны шарьирования, изображенную на профилях *J—K* и *G—H* под этой структурой.

Разумеется, несмотря на все громадные достоинства аэрофото съемочной основы и хорошую (чрезвычайно хорошую в сравнении с Уралом, Алтаем, Забайкальем и многими другими районами Союза) обнаженность, в районе нашлось несколько небольших участков, закрытых делювием и благодаря этому изученных нами с меньшей полнотой. Мы считаем необходимым указать на них особо.

Нам неизвестно, какие отложения выходят в ядре антиклинального изгиба, осложняющего опрокинутое крыло акчечикской складки юго-восточнее долины р. Кок-кия по профилю *J—K*. Весьма вероятно, что там находятся мергели горизонта  $D_3^{fm-2}$ , лежащие на известняках горизонта  $D_3^{fm-1}$ , указанных восточнее лба акчечикской складки. Разрыв, ограничивающий известняки с востока, очевидно простирается под опрокинутое крыло акчечикской складки. Наличие этой структурной линии помешало нам показать непрерывность горизонтов в автохтонном залегании на профилях *C—D* и *E—F* восточнее пересечения этих профилей с профилем *J—K*. Возможно, мы сделали ошибку, показав непрерывность автохтонных горизонтов на профиле *G—H*; разрыв может продолжаться и севернее.

Различную трактовку допускает участок западной границы опро-

кинутого крыла севернее профиля  $E-F$  до вершины р. Балач. Клинообразный участок брекчированных зеленых аргиллитов, показанный в восточной вершине р. Балач, по нашей трактовке выполняет зону шарьирования. Тектоническая граница висячего бока зоны довольно отчетливо намечена непрерывными выходами известняков  $D_3^{fm-1}$ , а граница лежащего бока проведена условно по участку, целиком закрытому делювием. Аргиллиты обнажены из-под наноса маленькими высыпками. Возможно, что обнажающаяся порода представляет собой не аргиллиты, а раздробленные корни мергелистых горизонтов  $D_3^{fm-2}$ ,  $D_3^{fm-4, 5, 6}$ . Такая конвергенция под влиянием динамометаморфизма весьма вероятна.

Почти полная непрерывность обнажений верхних комковатых известняков  $D_3^{fm-7}$  на этом участке автохтонной структуры очень помогла установлению границ между автохтоном и аллохтоном.

По восточной границе опрокинутого крыла участок от р. Ак-чечик по правому ее склону до профиля  $E-F$  закрыт мощными наносами. Изображение этого участка на карте основано на обнажениях вдоль профиля и по левому берегу р. Ак-чечик, а также по нескольким малым обнажениям и высыпкам верхних комковатых известняков  $D_3^{fm-7}$  между указанными границами. В строении этого участка помогает разобраться полная непрерывность обнажений нижних комковатых известняков  $D_3^{fm-1}$  в аллохтонном залегании.

Северо-западнее нормального крыла акчечикской складки в вершине р. Ит-крылган верхние комковатые известняки  $D_3^{fm-7}$  нами не прослежены в автохтонной структуре (см. профиль  $J-K$ ). Этот участок прикрыт делювиальным плащом. Весьма вероятно, что ненахождение здесь выходов известняков  $D_3^{fm-7}$  является следствием их срезания аллохтонной структурой, а не следствием мощности наносов.

В зоне шарьирования, ниже (гипсометрически) брекчий зеленых аргиллитов, здесь есть несколько крупных обнажений брекчий из обломков известняков карбона.

В 1 км восточнее профиля  $J-K$  по северной оконечности нормального крыла акчечикской складки на протяжении около 600 м нами предположительно показано простираание нижней свиты известняков  $D_3^{fm-1}$ . Наносы на этом участке довольно мощны. Однако полная непрерывность обнажений собственно нижних комковатых известняков (шушаковских по Л. Н. Балавинскому), слагающих высокие скалистые обрывы над участком, а также ясность их залегания оправдывают сделанную нами интерполяцию.

При беглом взгляде на карту и особенно на профили  $E-F$  и  $C-D$  может возникнуть мысль, что корни акчечикской шарьированной складки скрыты в надвиге, отделяющем иткрылганские складки

от кулебякской. Более внимательный просмотр карты показывает, что для такого предположения нет оснований. Ниже мы приводим данные исследований прошлых лет, которые также отрицают возможность подобной реконструкции.

Расположение нормального крыла шарьированной складки северо-западнее опрокинутого крыла, падение к северо-западу надвига, диагонально пересекающего опрокинутое крыло, такое же падение надвига, отделяющего нормальное крыло от опрокинутого, более пологие залегания зоны шарьирования по северо-западным окраинам складки в вершине р. Ит-крылган, по сравнению с более крутыми углами падения зоны шарьирования в юго-восточном конце,— все эти факты свидетельствуют, по нашему мнению, об опрокидывании и шарьировании акчечикской складки с северо-запада на юго-восток.

Все эти факты находятся в полном соответствии с нашими наблюдениями 1934—1935 гг., когда было установлено, что в заключительных стадиях варисцийского складкообразования в центральном Кара-тау имело место закономерное региональное смещение крупных брахисинклиналей нижнего карбона по направлению с северо-запада на юго-восток, с образованием дугообразных складок волочения, огибающих эти брахискладки с востока и юго-востока.

Изложенные в настоящей статье наблюдения 1936 г., в частности находка шарьированной структуры фаменских отложений, не являются неожиданными и не дают ничего принципиально нового.

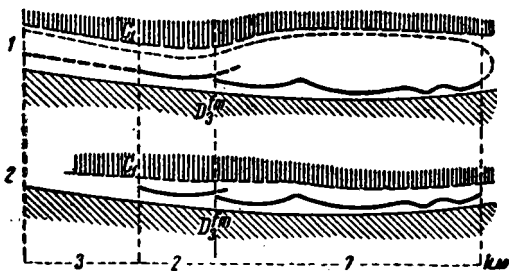
Мы рассматриваем акчечикскую шарьированную складку как складку волочения (варисцийскую по возрасту), сорванную смещениями вышележавших мощных структур нижнего карбона. Шарьяж в фаменских отложениях подтверждает наш вывод о наличии в Кара-тау типичных надвигов сдирания (strip-thrusts) большой амплитуды, измеряемой десятками километров. Вот установление этой амплитуды надвигов сдирания и есть новое в исследованиях 1936 г.

Обратимся еще раз к фактическому материалу и попробуем установить минимальную амплитуду смещения этих надвигов, подсчитав сокращение поверхности при образовании акчечикского шарьяжа.

В поисках корней акчечикской шарьированной складки мы маршрутно исследовали район к северу и северо-западу от рамок нашей карты. При этом было установлено, что северо-западнее тектонического контакта нормального крыла акчечикской складки на три километра вкост простирается крыло антиклинальной автохтонной структуры. Мы не обнаружили никаких нарушений, никаких тектонических швов, которые по своему характеру и масштабу могли бы быть признаны за корни шарьированной антиклинальной складки; охватить же исследованиями более широкий участок мы не могли по недостатку времени.

Произведем некоторый подсчет. Опрокинутое крыло акчечикской складки от лба до современной границы нормального крыла имеет протяжение 7 км, ширина нормального крыла около 2 км, минимальное расстояние до возможных корней 3 км.

Возможно несколько реконструктивных построений (фиг. 3, 1). Исходя из классического представления образования шарьяжа из опрокинутой структуры, мы получаем минимальное первичное расстояние от корня опрокинутого крыла до той автохтонной точки, на которой лежит лоб складки, равное 31 км (минимум). В другом варианте (фиг. 3, 2) мы предполагаем, что над опрокинутым крылом



Фиг. 3. Реконструкция акчечикской складки

складки нормального крыла не существовало, а находилась содрванная толща нижнекаменноугольных отложений. При этом первичное расстояние исчисляется в 21 км (минимум), а сокращение произошло на 12 км. В последнем случае величина сокращения явно преуменьшена, так как не учтено уменьшение размеров акчечикской складки, произошедшее за счет ее денудации.

Установленные горизонтальные движения с амплитудой более 10 км, конечно, не могут быть локальными для данного участка центрального Кара-тау, а должны распространяться на весь район и за его пределы.

Часть центрального Кара-тау, описанная в настоящей статье и изображенная на карте, в 1932—1933 гг. картировалась геологом Казахского геологического треста ГГУ И. И. Машкара в масштабе 1:100 000. В своем отчете, указывая на сложность геологического строения этой части хребта Кара-тау, И. И. Машкара пишет [(8), стр. 110, 111]: «Северное крыло учайрыкского брахиантиклинала и дальше на северо-запад (? В. Г.) вся полоса девонских отложений представляет весьма смятую зону... Вся зона в целом нам рисуется как выжатая антиклинальная зона, усложненная рядом антиклинальных и синклинальных складок с короткими осями, от которых сохранились только отдельные части. На фоне всей этой смятой полосы выделяется акчечикская сложная, повидимому веерообразная, складка.

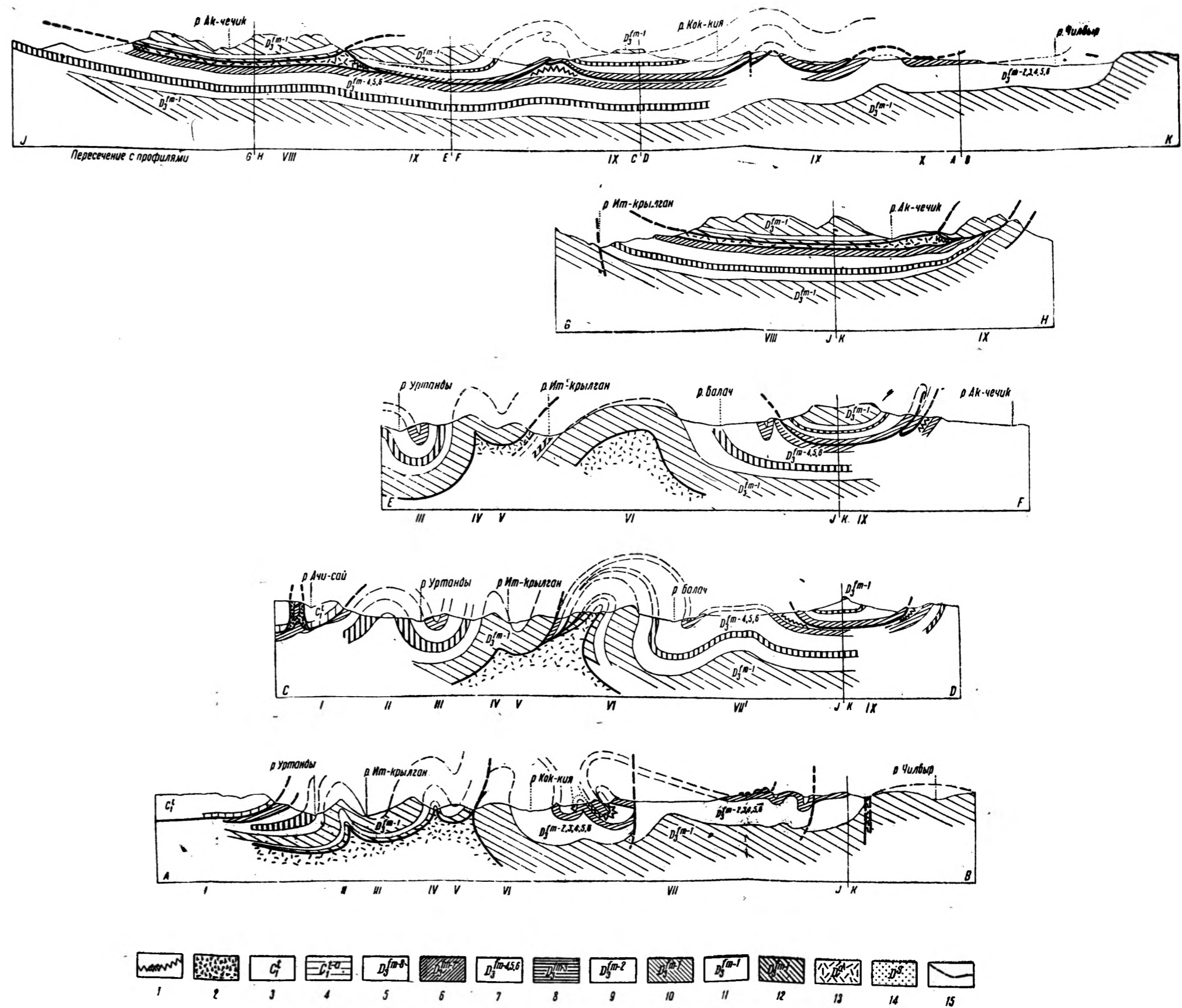
«Эта выжатая складка сложена известняками  $D_3^{2-a}$  и переходными туффовыми слоями, которые по очень пологому контакту (почти горизонтально местами), падающему в общем к северо-востоку, налегают на разные более молодые горизонты девона боковых структур (см. геологический разрез в тексте № 2)».

Ни в тексте отчета И. И. Машкара, ни на его карте и разрезе, нами прилагаемых (фиг. 4) нет и намека на опрокинутое залегание крыла акчечикской складки и на ее экзотическое положение. В то же время определение возраста известняков, слагающих как акчечикскую складку (в понимании И. И. Машкара), так и участок, расположенный северо-восточнее северной раватской брахиантиклинали, сделанное И. И. Машкара, примерно совпадает с нашим определением. Мы согласны с И. И. Машкара в том, что акчечикская складка от подстилающих отложений отделена «очень пологим контактом», но из его карты и разреза отнюдь не следует, что падение этого контакта направлено «в общем к северо-востоку».

На разрезе (фиг. 4) видно, что контакты складки и подстилающих отложений падают навстречу друг другу и, что поразительно — по представлениям И. И. Машкара — на глубине почти сходятся. Если бы И. И. Машкара потрудились над составлением второго разреза через акчечикскую складку в направлении с северо-запада на юго-восток, согласованного с первым разрезом и геологической картой, то вынужден был бы и на нем рисовать контакты сходящимися на глубине.

Плоскость контакта под акчечикской складкой (по разрезу и карте И. И. Машкара) представляет собой широкую воронку с узким отверстием в середине, и через это отверстие была выжата (подчеркнуто нами В. Г.) акчечикская складка. Внутренняя структура известняков  $D_3^{fm-1}$ , слагающих складку, по нашим наблюдениям, не имеет никаких признаков такого сложного выжимания, они сохранили отчетливую пластовую отдельность, которая должна была бы исчезнуть при выжимании. И. И. Машкара, излагая свои представления, правильнее было бы назвать складку не веерообразной, а диапировой. Но образование и той и другой одинаково непонятны из приведенных данных И. И. Машкара. Брекчированное поле, указанное на карте И. И. Машкара на водоразделе Кок-кия — р. Чилбыр, не существует в действительности, структура этого участка нами подробно изучена. Контакт между аргиллитами и песчаниками карабулакского купола И. И. Машкара показал стратиграфическим; это толкование противоречит нашим наблюдениям и наблюдениям Н. А. Брызгалова [(4), стр. 11—12]. Отдельный выход песчаников среди аргиллитов на карте И. И. Машкара окружен тектонической линией; мы подтверждаем ее существование, но у И. И. Машкара нет объяснений того, что он хочет изобразить — окно или клиппен. В обоих случаях стратиграфический контакт вдоль главного выхода песчаников совершенно непонятен.

Для района, расположенного западнее кулебякской антиклинали (в пределах карты), наша карта почти совпадает с картой И. И. Машкара, но мы с ним совершенно не согласны в толковании



Фиг. 5. Геологическая карта района. Турланское месторождение — Турланский перевал К-42-18-Б. Составил В. В. Галицкий, 1937 г. Условные обозначения: 1—брекчия известняков карбона (преимущественно); 2—брекчия, выполняющая большой Турланский разлом; 3—известняки нижнего карбона  $C_1^1$ , ближе не расчлененные; 4—базальные светло-серые известняки нижнего карбона  $C_1^{1-4}$ ; фаменские отложения; 5—верхние ленточные известняки и мергели  $D_3^{fm-8}$ ; 6—верхние комковатые известняки  $D_3^{fm-7}$ ; 7—мергелистые сланцы трех горизонтов  $D_3^{fm-4, 5, 6}$ ; 8—известняки, мергелистые известняки и мергели перемежающейся ленточной и плитняковой текстуры  $D_3^{fm-3}$ ; 9—нижние мергелистые сланцы  $D_3^{fm-2}$ ; горизонт нижних комковатых известняков; 10—собственно нижние комковатые известняки  $D_3^{fm-1}$  (шушаковские по Л. Н. Балавинскому); 11—свита мергелистых сланцев  $D_3^{fm-1}$  (балачские мергели по Л. Н. Балавинскому); 12—свита известняков  $D_3^{fm-1}$  («нижние» известняки по Л. Н. Балавинскому); 13—брекчированные зеленые аргиллиты  $D_4$ ; 14—красные аркозовые песчаники  $D_5$ ; 15—тектонические линии. А—В, С—D, Е—F, G—H, J—K—линии профилей на карте. На профилях: I—бельмазарская брахисинклиналь пород нижнего карбона, II—уртандинская антиклиналь, III—уртандинская синклиналь, IV—иткрылганская антиклиналь, V—иткрылганская синклиналь, VI—кулебякская антиклиналь, VII—раватская брахисинклиналь южная, VIII—раватская брахисинклиналь северная, IX—нормальное крыло акчечикской шарьированной складки, X—лобовой участок акчечикской складки.

Примечание. Карта составлена по наглядному монтажу аэрофотоснимков. Профили схематические.

контактов аргиллитов с известняками девона и отложений девона и карбона [(<sup>6</sup>), стр. 366—369].

Мы не в состоянии перечислить все разногласия между нами и И. И. Машкара. По поводу структуры района в целом и в отдельных деталях они столь велики, что полемизировать почти бесполезно и затруднительно, так как, кроме карты, разреза и вышеизложенной выдержки, в отчете И. И. Машкара нет никакого более конкретного материала для сравнения с нашими данными<sup>1</sup>. Значительную долю ошибок И. И. Машкара можно установить при просмотре контактных отпечатков аэросъемки<sup>2</sup>.

Нам непонятно, каким образом И. И. Машкара, располагая отпечатками, допустил эти ошибки, тем более, что еще в 1932 г. ему были известны наблюдения автора над покровной структурой более южных районов хребта Кара-тау (Байджансайский и Боролдайский районы); тогда же сам И. И. Машкара предполагал наличие покровной структуры в смежной части центрального Кара-тау — в районе месторождения Талды-булак (в 1933 г. он отказался от этого предположения) [(<sup>6</sup>), стр. 105].

Наличие крупнейших ошибок можно объяснить только предвзятым мнением, сложившимся благодаря общей непопулярности представлений о покровной структуре и шарьяжах. Как на причину такой непопулярности нам указывали на «похороны» ангарского шарьяжа в 1932 г. на основании работ Восточно-Сибирского геолого-разведочного треста (доклад Преснякова в ЦНИГРИ). Для доказательства покровной структуры Кара-тау предлагали указать значительные перемещения более древних отложений по молодым. Обратное явление — смещение молодых отложений по древним — считали мало доказательным, несмотря на наличие таких фактов, как тектоническое залегание отложений карбона на отложениях  $D_1$  (?) —  $D_3$  в урочище Учайрык и северо-восточнее г. Мынджелки (лист К-42-III геологической карты хребта Кара-тау) (<sup>4</sup>). Для уяснения неправильности таких требований доказательства покровного строения мы отсылаем к статье М. Биллингса (<sup>2</sup>). Все изложенное в полемической части статьи заставляло нас и в полевой работе и при окончательном анализе структурных данных подходить к ним с большой осторожностью.

Необходимо отметить, что районы ранее описанных покровных

<sup>1</sup> Можно предположить, что И. И. Машкара сам считает свои наблюдения ошибочными и полемику невозможной, потому что, работая в поле и над материалами по хребту Кара-тау с 1932 по 1935 г., он до 1937 г. не напечатал ни одной статьи о своих работах.

<sup>2</sup> Комплект аэроснимков центрального Кара-тау был получен И. И. Машкара от Ачисайского полиметаллического комбината (бывш. трест Казсредазполиметалл) в 1932 г.

структур, Забайкалье и Урал, несравнимы с Кара-тау по условиям обнаженности и возможности детализации наблюдений над структурой. Если в первых районах, задернованных и облесенных, геолог ищет обнаженные коренные выходы, а затем интерполирует и экстраполирует полученные наблюдения, то в условиях безлесного Кара-тау самое понятие «обнажение» меняет смысл. На описанном участке полная обнаженность достигает 40% площади, а если мы возьмем отдельно известняковые отложения, то и все 100%.

При такой обнаженности самый процесс работы шел иначе, — мы не столько интерполировали и думали о возможных формах структуры [(<sup>6</sup>), глава 4, § 3], сколько наблюдали действительную структуру, исследуя сложные участки систематически — шаг за шагом, следуя от участков, где все ясно, к таким, где с первого взгляда все кажется страшно запутанным. Как это ни парадоксально, но большая обнаженность как бы усложнила работу, увеличив количество фактов, которые пришлось осваивать.

Как и прежние детальные исследования, в 1936 г. вся полевая работа произведена на контактных отпечатках аэрофотосъемки, масштаб которых колеблется около 1:17 500. Громадные достоинства этого рода основы ранее разобраны в особой статье (<sup>6</sup>).

В ближайшее время мы предполагаем составить сводку материалов по структуре хребта Кара-тау, в которой и поместим наши выводы о региональном значении фактов, изложенных в настоящей статье (фиг. 4, 5).

Геолого-разведочный отдел  
Ачисайского полиметаллического комбината.

#### ЛИТЕРАТУРА

- <sup>1</sup> Балавинский Л., Френкель О., Родионов П., Отчет о работах литологической партии Каратауской экспедиции, 1933. (Рукопись, Центр. геолог. фонд и фонд ЦНИГРИ.)
- <sup>2</sup> Биллингс М., Надвигание молодых пород на древние. Перевод с английского В. В. Галицкого под ред. С. Ф. Машковцева. Переводы по геологии и полезным ископаемым, Центр. геол. библ. ГГУ, № 79, 1936.
- <sup>3</sup> Billings M., Thrusting younger rocks over older, *Americ. Journ. of Science*, t. XXV, ser. 5, N 145, 1933.
- <sup>4</sup> Брызгалов Н. А., К вопросам металлогении и перспективной оценки рудного Кара-тау, Цветметиздат, Л., 1933.
- <sup>5</sup> Бубличенко Н. Л. и Машкара И. И., Геологическая карта хребта Кара-тау Каз. АССР, масштаб 1:200 000; составили Н. Л. Бубличенко и И. И. Машкара по данным ЦНИГРИ, Казгеогидрогеодезии и другим источникам, 1935. (Рукопись, фонд ЦНИГРИ и ГРО Ачисайского полиметалл. комбината.)
- <sup>6</sup> Галицкий В. В., Об использовании аэрофотоснимков при геологическом картировании палеозойских отложений хр. Кара-тау (Туркестан), *Проблемы сов. геологии*, т. 5, № 10, 1935.

- <sup>7</sup> Галицкий В. В., Тектоника центрального Кара-тау, Бюлл. МОИП, Отд. геол., т. 14 (4), 1936.
- <sup>8</sup> Машкара И., Геология центрального Кара-тау. Геологическое описание планшетов К-42-6 (Келенчинский) и VI-20 (Турланский), масштаб 1:100 000, Семипалатинск, 1935. (Рукопись, Центр. геол. фонд.).
- <sup>9</sup> Тетяев М. М., Основы геотектоники, ОНТИ, 1934.

V. V. GALITZKY. NEW DATA CONCERNING THE TECTONICS  
OF THE CENTRAL KARA-TAU

SUMMARY

In the summer of 1936 the author was performing a detail survey in the central Kara-Tau, continuing the work of 1934—1936. The region is formed by the rocks of the Famienian age. Their normal sections were given in the author's previous work (<sup>6</sup>).

The principal structures in the investigated region are as follows.

First of all we have the Belmazar brachysyncline of the lower-Carboniferous rocks (Fig 5, profiles, *I*), lying tectonically on the Famienian deposits. Below the horizon of limestones  $C_1^{1-a}$  there is always observed breccia 2—3 m thick. Under the Belmazar brachysyncline this breccia was discovered by a bore hole. To the south the lower-Carboniferous deposits cut off all the horizons of the Famienian rocks and along the Kurush-Kai-Sai river lie on the argillites  $D^a$ . The Belmazar brachysyncline has a latitudinal strike. Its eastern edge is bordered by isoclinal arc-like folds of the Famienian rocks—the Urtandinsky anticline (*II*) the Urtandinsky syncline (*III*), the Itrylgansky anticline (*IX*), the Itrylgansky syncline (*V*). The axes of the first three folds sink to the north-west and rise to the south. In the Kok-Kia river valley there are exposed the tectonical contacts of the Famienian deposits and of the brecciated argillites. On the base of the observations made to the east from the area shown in the map the author comes to the conclusion, that the argillites  $D^a$  are lying on the red arcose sandstones  $D^b$  stratigraphically unconformably; besides, this contact is complicated by a regional tectonical transgression.

The Itrylgansky anticline (*IV*) and syncline (*V*) are separated from the Kulebiaksky anticline (*VI*), situated more to the east by a thrust of a great amplitude. The author considers the area between the Kulebiaksky anticline and the Turlansky pass as a great brachysyncline, stretched from north-west to south-east; its central part is complicated by short brachysynclines: the southern Ravatsky (*VII*), the northern Ravatsky (*VIII*). They both are broken by a meridional steep fault, the western wing being lifted up by the latter. The southern Ravatsky brachysyncline is overturned to the north-west. The northern brachysyncline represents a moderately sloping dome. The core of the synclinal

folds, separating the Ravatsky brachyfolds from the eastern wing of the Kulebiaksky anticline, contains in some places breccias chiefly consisting of the fragments of the lower-Carboniferous limestones or of the upper-Devonian marls.

To the east from the Ravatsky brachyanticle and the eastern wing of the Kulebiaksky anticline there is situated the Akchechiksky overthrust and overturned anticline torn asunder from its roots. The front part (*X*) of this fold is situated on the watershed of the Kok-Kia and Chilbyr rivers (profiles *J—K*); to the north-west from the latter there is situated the overturned wing (*IX*) of the Akchechiksky fold, composed by the full section of the Famenian rocks in a reverse succession. Between the profiles *C—D* and *E—F* the overturned wing is broken by an overthrust, along which the western part of the wing is overthrust upon the eastern one. The details of this part are represented in Fig. 1, 2. To the north-west from the profile *E—F* the roots of different horizons of the Famenian rocks are cut along the zone of overthrust filled chiefly by breccias of argillites and limestones of the lower-Carboniferous and more rarely by those of the Famenian rocks. To the south from the Kok-Kia river around the front part of the fold the zone of overthrust is thin and the breccias of the lower-Carboniferous limestones and argillites are absent.

The normal wing of the Akchechiksky fold (*VIII*) is situated to the north-west from the overturned one (*IX*). They are separated by an overthrust. These data, as well as different transgressions, the folds of the second order correlated with the observations in the more western region, bring the author to the conclusion, that during the last stages of the Variscian folding, the Akchechiksky fold was overthrust from north-west to the south-east. Looking for the roots of the fold the author has investigated a strip to the north and north-west from the boundaries of the normal wing. On this area there are no tectonic transgressions, which might be assumed for the roots of the overthrust fold. The author thinks that the Akchechiksky fold is the fold of dragging, torn away by the displacements of the overlying structures of the lower-Carboniferous, the smallest amplitudes of displacement surpassing 12 km. He sees in its existence a support to his previous conclusions concerning the presence in the Kara-Tau of typical strip-thrusts of a great amplitude. The statement of a great size of these displacements is a new element in the author's works comparing with his former investigations.

---

**А. А. САУКОВ****ЭНЕРГИЯ КРИСТАЛЛИЧЕСКОЙ РЕШЕТКИ  
И ЕЕ РОЛЬ В ГЕОХИМИИ**

В статье рассматриваются различные методы определения энергии кристаллической решетки (круговой процесс Борна-Габера, формулы Борна и Капустинского, метод энергетических коэффициентов Ферсмана) и некоторые приложения геоэнергетической теории к природным процессам (последовательность кристаллизации, теория парагена, полярный изоморфизм и др.).

**Введение**

За основу своих построений и выводов современная геохимия принимает атом. Его поведение в земной коре является содержанием геохимии; в свойствах его ядра и электронных оболочек геохимия находит объяснение причин его поведения, начиная от законов частоты атома на земле и в космосе и кончая всеми разнообразнейшими формами его миграции.

В своих построениях геохимия, естественно, базируется на современных достижениях физики и химии, выполняя пророческие слова великого Ломоносова, сказанные им свыше 170 лет тому назад: «Вот каковы земные недра; вот слои, вот жилки других материй, кои произвела в глубине натура. Пускай примечают их разное положение, цвет, тягость, пускай употребляют в размышлении совет от математики, от химии и обще от физики» («О слоях земных», 1763).

Каждый атом характеризуется прежде всего четырьмя основными координатами: номером в периодической таблице, атомным весом, размером и характером электронных орбит его или ионов и зарядом ионов. Если с двумя первыми координатами геохимия связала частоту элемента, то двумя последними она пытается обосновать пути его миграции.

Прежде всего выяснилась роль размеров атомов и ионов и значение их радиусов; так возникла кристаллохимия, увязавшая химизм соединений с их геометрией и объяснившая громадное количество фактов в истории атомов в земной коре, которые раньше другими

способами не могли быть объяснены. Таково по преимуществу содержание работ школы В. М. Гольдшмидта.

Гораздо позднее обратили внимание на исключительную роль в геохимии электрических зарядов ионов, их валентностей, т. е. на энергетику ионов в свободном состоянии и в форме прочных кристаллических построек. Со всей определенностью это новое направление впервые было сформулировано акад. А. Е. Ферсманом в 1934 г. в его докладе «Периодический закон Менделеева в геохимии» на юбилейном Менделеевском съезде в Ленинграде (13). За последние два года основные положения этого рода характеристики атома были уточнены, обоснованы количественно и проверены на громадном фактическом материале. Отсюда понятен все возрастающий интерес к этим новым геоэнергетическим теориям со стороны не только геохимиков, но и минералогов, петрографов, специалистов по рудным месторождениям, геологов, технологов и т. д.

За основу геоэнергетических построений, как увидим далее, удобно принять энергию кристаллической решетки, связанную определенной зависимостью с валентностями и радиусами ионов.

Настоящая статья посвящена методам определения величины энергии кристаллической решетки и роли ее при решении некоторых геохимических проблем.

### Круговой процесс Борна и Габера

Энергию кристаллической решетки обыкновенно определяют из ряда экспериментальных данных по методу, предложенному Борном и Габером (круговой процесс). Рассмотрим сущность этого метода на конкретном примере образования кристаллов хлористого натрия из металлического натрия и газообразного хлора.

Реакция образования NaCl из первоначально взятых указанных выше веществ будет такова:  $2[\text{Na}] + (\text{Cl}_2) = 2[\text{NaCl}] + 2Q$ . Здесь (и в дальнейшем) в квадратные скобки мы будем помещать вещество в твердом состоянии, в круглые — вещество в газообразной фазе.

Реакция взаимодействия твердого натрия и газообразного хлора является, как известно, экзотермической, причем на каждую грамм-молекулу образующегося NaCl выделяется  $Q = 97.7$  б. кал. тепла [(8), стр. 213].

В написанной формуле мы изобразили исходное состояние взятых веществ (твердый натрий и газообразный хлор) и конечное (твердый кристаллический NaCl).

По закону Гесса (1840 г.): «теплота образования данного соединения одна и та же, независимо от того, образовалось ли это соединение сразу или как продукт ряда последовательных реакций» [(8), стр. 212]. Исходя из этого, представим процесс образования

NaCl из Na и Cl в более развернутом виде, т. е. представим себе NaCl как результат ряда последовательных химических и физических превращений исходных веществ.

1. Сообщим твердому натрию теплоту сублимации, т. е. переведем его в газообразное состояние:  $2[\text{Na}] \rightarrow 2(\text{Na}) - 2\sigma$ .

Теплота сублимации  $\sigma$  может быть определена как сумма молекулярных теплот плавления ( $\rho$ ) и парообразования ( $\lambda$ ):

$$\sigma = \rho + \lambda.$$

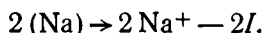
Эти последние теплоты можно определить или непосредственно калориметрически или же вычислением по специальным формулам.

По формуле Ричардса [(6), стр. 93]  $\rho = 2.1 T_{\text{пл}}^{\circ}$ , где  $T_{\text{пл}}^{\circ}$  — температура плавления металла по абсолютной шкале.

Для Na  $\rho = 2.1 \cdot 370.7 = 778.5$  м. кал. = 0.78 б. кал.

По формуле Вартенберга [(6), стр. 93]  $\lambda = 7.4 \cdot T_{\text{кип}}^{\circ} \cdot \lg T_{\text{кип}}^{\circ}$ , где  $T_{\text{кип}}^{\circ}$  — абсолютная температура кипения. Для Na  $\lambda = 7.4 \cdot 1153 \cdot \lg 1153 = 26130$  м. кал. = 26.13 б. кал. Следовательно, теплота сублимации для грамма натрия составляет  $\sigma = \rho + \lambda = 0.78 + 26.13 = 26.91$  б. кал.

2. Переведем атомы газообразного натрия в ионное состояние, т. е. оторвем от каждого из них по одному электрону, затратив на это теплоту ионизации  $I$ :



Теплота ионизации представляет ту энергию, которую необходимо затратить, чтобы оторвать электрон от нейтрального атома и удалить его (электрон) в бесконечность. Совершенно очевидно, что она равна по величине, но обратна по знаку той энергии, которая выделяется в форме монохроматического излучения при переходе электрона с бесконечно удаленной возбужденной орбиты на нормальную орбиту нейтрального атома. Для грамма она равна  $I = \frac{2.84}{\lambda \sim}$  м. кал., где  $\lambda \sim$  отвечает длине волны на границе серии,

т. е. переходу электрона с бесконечного уровня в нормальное состояние (6.95).

Для натрия граничная длина волны  $\lambda \sim = 2.413 \cdot 10^{-5}$  см. Следовательно, теплота ионизации Na будет:

$$I = \frac{2.84}{2.413 \cdot 10^{-5}} = 1.177 \cdot 10^5 \text{ м. кал.} = 117.7 \text{ б. кал.}$$

В результате затраты энергий сублимации и ионизации мы перевели натрий в ионное состояние.

3. Разорвем молекулу хлора на атомы, затратив на это теплоту диссоциации:  $(\text{Cl}_2) \rightarrow 2(\text{Cl}) - D$ .

Теплота диссоциации может быть вычислена термодинамически. Для хлора  $D = 56.81$  б. кал. [(11), стр. 372].

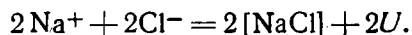
4. Присоединим освободившиеся при ионизации атомов натрия два электрона к двум атомам хлора. Последние перейдут в анионы, причем выделится определенное количество энергии электронного средства  $E$ :  $2(\text{Cl}) \rightarrow 2\text{Cl}^- + 2E$ .

Величина  $E$  пока непосредственно не определена и обыкновенно вычисляется из кругового процесса Борна и Габера, если известны остальные слагаемые этого процесса.

Для хлора  $E = 3.8$  электронов-вольт, т. е.  $3.8 \cdot 23 = 87.4$  б. кал. [(11), стр. 356].

Таким образом, затратив теплоту диссоциации и получив энергию электронного средства, мы и молекулу хлора перевели в ионное состояние.

5. При взаимодействии получившихся у нас катионов натрия и анионов хлора образуется твердый хлористый натрий, причем выделится энергия кристаллической решетки ( $U$ ):



Эта энергия  $U$  равна по величине, но обратна по знаку работе, необходимой для разрыва граммолекулы кристалла на составляющие его ионы.

На основании приведенного выше закона Гесса о равенстве теплот образования данного соединения независимо от пути между начальным и конечным состоянием системы можем написать равенство:

$$2Q = -2\sigma - 2I - D + 2E + 2U$$

или

$$Q = -\sigma - I - \frac{D}{2} + E + U.$$

Отсюда мы можем определить искомую величину энергии кристаллической решетки:

$$\begin{aligned} U &= Q + \sigma + I + \frac{D}{2} - E = 97.7 + 26.91 + 117.7 + \frac{56.81}{2} - 87.4 = \\ &= 183.31 \text{ б. кал.} \end{aligned}$$

Точность определения теплот различных промежуточных реакций в круговом процессе не одинакова. Наиболее точно определяются теплоты ионизации и диссоциации; довольно точно производится также определение теплоты реакции — обычно с точностью до 1%, хотя для наиболее трудных случаев калориметрические определения могут давать ошибки и до  $\pm 5\%$ . Наименее точны методы определения теплоты сублимации: в отдельных случаях ошибки при их определении могут достигать десятков процентов.

Что касается электросродства, то, как уже упомянуто выше, эта величина для анионов определяется обычно из кругового процесса для таких соединений, где энергия кристаллической решетки ( $U$ ) может быть вычислена по теоретической формуле Борна, а другие слагаемые могут быть наиболее точно определены. При таком способе расчета  $E$ , в нее, очевидно, войдут все ошибки, которые могут быть допущены при определении всех других слагаемых кругового процесса.

Таким образом результаты вычисления  $U$  по указанному эмпирическому методу не являются абсолютно точными и для разных соединений могут приводить к разным ошибкам. Они особенно велики при вычислении энергии кристаллической решетки сложных соединений, например силикатов, как указал Шибольд [(<sup>2</sup>), стр. 90, 91 и др.].

Однако, несмотря на ряд неточностей при определении отдельных величин, круговой процесс Борна и Габера пока что является единственным экспериментальным методом определения энергии кристаллической решетки и поэтому пользуется широкой известностью.

Последней реакцией в круговом процессе Борна и Габера было образование кристаллического вещества из свободных разноименно заряженных ионов. При этом выделялось на каждую граммоллекулу вещества определенное количество теплоты, равное энергии кристаллической решетки соединения.

В термохимии давно установлена связь стойкости химических соединений с теплотами их образования: так, еще в 1852 г. Фавр и Зильберман установили, что «наиболее стойким является то соединение, образование которого сопровождается наибольшим выделением теплоты» [(<sup>8</sup>), стр. 215].

Следовательно, для соединений, образующихся из ионов, мерой стойкости их будет являться энергия кристаллической решетки, поскольку она определяет тепловой эффект данной реакции.

Это чрезвычайно важный вывод для объяснения многочисленных природных процессов минералообразования из растворов и расплавов, где мы в большинстве случаев имеем дело, действительно, с ионами. Отсюда становится понятным, почему современная геохимия в основу своих выводов о последовательности образования минералов, об их парагенетических отношениях и т. д. кладет энергию кристаллической решетки и методам ее определения придает такое особенное значение.

В дальнейшем мы увидим, что знание энергии кристаллической решетки природных соединений позволяет решать целый ряд важнейших геохимических проблем, связанных с распределением элементов между различными фазами процессов, с их накоплением и

рассеянием, образованием ассоциаций и т. д., т. е. в общем виде позволяет проследить судьбу того или иного химического элемента на различных этапах его истории в земной коре, что, как известно, является основным содержанием геохимии.

### Теоретические формулы для вычисления энергии кристаллической решетки

Мы видели, что определение энергии кристаллической решетки по круговому процессу Борна и Габера представляет для большинства интересующих геохимика случаев задачу достаточно сложную и не всегда приводит к желательному результату, так как некоторые величины, входящие в цикл, или экспериментально не установлены (энергия электросродства  $E$ ), или же установлены с малой точностью (теплота сублимации  $\sigma$ ). Кроме того для каждого соединения приходится при этом оперировать с целым рядом величин, что для сложных соединений представляет уже, помимо всего прочего, известные неудобства. И, наконец, естественное желание физиков — всякое природное явление выразить математическим языком — все это привело к ряду попыток создания теоретической формулы для вычисления энергии кристаллической решетки.

Для простейших случаев можно считать, что поставленная в этом отношении задача решена вполне удовлетворительно; для более сложных случаев она решена лишь в первом приближении.

Впервые формула для вычисления энергии кристаллической решетки бинарных соединений, построенных по типу NaCl, была получена М. Борном в 1919 г. <sup>(6)</sup>.

Вполне естественно допустить, что между разноименно заряженными ионами, расположенными в узлах кристаллической решетки, действуют силы притяжения, определяемые известной формулой Кулона.

Если обозначим валентность катиона через  $w_1$ , то его заряд будет  $ew_1$ , где  $e$  — заряд электрона.

Для аниона соответственно получим заряд  $-ew_2$ , где  $w_2$  его валентность.

Если расстояние между ядрами катиона и аниона, определенное, например, рентгеновским путем, обозначим через  $D$ , то притяжение двух разноименно заряженных ионов, по закону Кулона, будет выражаться силой:

$$f_1 = \frac{e^2 w_1 w_2}{D^2}.$$

Однако ионы могут сближаться лишь до известного предела; при дальнейшем сближении между ними начинают действовать противоположно направленные силы, которые Борн объяснил как

силы отталкивания между отрицательными электронными оболочками<sup>1</sup>.

Эти силы отталкивания, так же как и силы кулонова притяжения, зависят от расстояния  $D$ , причем здесь зависимость более резкая, и, например, для соединения типа NaCl сила отталкивания обратно пропорциональна  $D^{10}$ .

В общем же случае сила отталкивания

$$f_2 = - \frac{B}{D^{m+1}},$$

где  $B$  — постоянная величина,  $m$  — коэффициент отталкивания.

Последний связан определенной зависимостью с коэффициентом сжимаемости, который для ряда соединений был достаточно точно определен опытным путем.

Для различных соединений величина коэффициента отталкивания значительно варьирует, все же укладываясь в пределы от 6 до 12. Но обыкновенно для приближенных подсчетов принимают  $m = 9$  для всех кристаллов (Борн, Капустинский и др.), так как, во-первых, для большинства гетерополярных решеток он действительно немного отличается от этой величины, и, во-вторых, как увидим из окончательной формулы Борна, коэффициент  $m$  входит в бином  $\left(1 - \frac{1}{m}\right)$ , и легко путем подстановки вместо  $m$  его среднего значения (9), а также максимального (12) и минимального (6), показать, что ошибка даже в этих крайних случаях будет сравнительно мала.

Следовательно, взаимодействие катиона и аниона будет определяться суммарной силой:

$$f = f_1 + f_2 = \frac{w_1 w_2 e^2}{D^2} - \frac{B}{D^{m+1}}$$

[(<sup>6</sup>), стр. 83].

При переходе от этих сил к силам взаимодействия между всеми ионами в граммолекуле кристаллического вещества необходимо оба члена полученной формулы умножить на  $N$  (число Авогадро, равное  $6.06 \cdot 10^{23}$ ) и затем ввести в каждый член поправочные коэффициенты, которые, очевидно, будут зависеть от способа расположения ионов в кристалле и будут различными для сил притяжения и отталкивания.

Следовательно, суммарная сила взаимодействия будет:

$$F = \frac{a w_1 w_2 e^2 N}{D^2} - \frac{c B N}{D^{m+1}},$$

где  $a$  и  $c$  — введенные поправочные коэффициенты.

<sup>1</sup> В последнее время Лондон допускает также силы диссипации.

Энергия кристаллической решетки равна работе, которую необходимо затратить, чтобы разорвать кристалл на составляющие его ионы; она, очевидно, может быть выражена через силу  $F$  и расстояние  $D$ .

Работа силы  $F$  на бесконечно малом пути  $dD$  будет:

$$dU = F \cdot dD.$$

Вся же работа по разрыву граммoleкулы кристалла на ионы будет равна интегралу этих элементарных работ:

$$U = \int F \cdot dD = \int \left( \frac{a\omega_1\omega_2 e^2 N}{D^2} - \frac{cBN}{D^{m+1}} \right) dD = - \frac{a\omega_1\omega_2 e^2 N}{D} + \frac{cBNm}{D^m}.$$

Заменив произведение постоянных величин  $cBm$  через одну постоянную  $b$ , получим формулу Борна:

$$U = - \frac{a\omega_1\omega_2 e^2 N}{D} + \frac{bN}{D^m}. \quad (I)$$

Это выражение можно несколько упростить, элиминировав величину  $b$  [(6), стр. 84]. В самом деле, если кристалл находится в равновесии, т. е. его ионы удалены друг от друга на расстояние  $D$ , то его потенциальная энергия является минимальной.

Условие минимума будет:

$$\frac{\partial U}{\partial D} = 0, \quad \frac{\partial U}{\partial D} = \frac{a\omega_1\omega_2 e^2 N}{D^2} - \frac{mbN}{D^{m+1}} = 0,$$

отсюда

$$b = \frac{a\omega_1\omega_2 e^2 D^m}{D \cdot m},$$

и следовательно:

$$U = - \frac{a\omega_1\omega_2 e^2 N}{D} \left( 1 - \frac{1}{m} \right). \quad (II)$$

Здесь  $a$  — коэффициент Маделунга, зависит от способа расположения ионов в пространстве. Для решеток типа NaCl он равен 1.7475; для других решеток он имеет иные значения.

$m$  — коэффициент отталкивания, который, как сказано выше, может быть принят равным 9.

$e^2 N$  — по Шерману = 329.7 б. кал. на ангстрем.

$D$  — постоянная решетки, равна сумме радиусов катиона и аниона, выраженных в ангстремах.

Подставив в приведенную формулу указанные значения величин, мы получим для решеток типа NaCl:

$$U = 512.1 \frac{\omega_1\omega_2}{r_x + r_a}. \quad (III)$$

Например, для NaCl расчет по этой формуле даст:

$$U = 512.1 \cdot \frac{1 \cdot 1}{0.98 + 1.81} = 183.6 \text{ б. кал.}$$

Если вспомним, что, по циклу Борна и Габера, для той же самой решетки мы получили 183.3 б. кал., то увидим, что совпадение поразительное.

Расчет по указанной выше формуле дает довольно хорошие результаты и для других бинарных соединений, построенных по типу хлористого натрия.

Например: для KBr  $U = 512.1 \cdot \frac{1 \cdot 1}{1.33 + 1.96} = 155.6 \text{ б. кал.}$  (экспериментально 157.8),

для FeO  $U = 512.1 \cdot \frac{2 \cdot 2}{0.83 + 1.32} = 952.7 \text{ б. кал.}$  (экспериментально 964).

Как видим, полного совпадения вычисленных и полученных из эксперимента величин нет, однако для решеток типа NaCl расхождения этих величин все же невелики и относительные ошибки не превышают немногих процентов.

По формуле (II) можно производить расчет энергии кристаллической решетки бинарных соединений не только типа NaCl. Для этого приходится только в окончательной формуле подставлять на место коэффициента Маделунга не 1.7475, как это было в данном случае, а соответственно другие значения. Величины коэффициента Маделунга для некоторых типов решеток приводятся в табл. 1 [(6), стр. 89].

Таблица 1

	Тип решетки	<i>a</i>	$\Sigma n$
1	Каменная соль . . . . .	1.7475	2
2	Хлористый цезий . . . . .	1.76	2
3	Сфалерит . . . . .	1.64	2
4	Флюорит . . . . .	2.52	3
5	Куприт . . . . .	2.06	3
6	Рутил . . . . .	2.40	3
7	$\beta$ -кварц . . . . .	2.22	3
8	Корунд . . . . .	4,17	5

Числовой коэффициент в формуле Борна, зависящий от величины *a* (в предположении, что коэффициент отталкивания *m* для всех решеток равен 9), очевидно, будет для бинарных соединений равняться величине:  $\frac{512.1}{1.7475} \cdot a$ , где *a* — коэффициент Маделунга,

и общая формула для вычисления энергии кристаллической решетки таких соединений будет:

$$U = \frac{512.1}{1.7475} \cdot a \cdot \frac{\omega_1 \omega_2}{r_x + r_a} = 293 \cdot \frac{a \cdot \omega_1 \omega_2}{r_x + r_a} \text{ б. кал.} \quad (IV)$$

Например: для корунда  $\text{Al}_2\text{O}_3$   $U = 293 \cdot 4.17 \cdot \frac{3.2}{0.57 + 1.32} = 3872$  б. кал. (экспериментально найдено  $U = 3618$ , т. е. расхождение равно 7%);

для флюорита  $\text{CaF}_2$   $U = 293 \cdot 2.52 \cdot \frac{2.1}{1.06 + 1.33} = 617.8$  б. кал. (экспериментально найдено 617.2, т. е. почти полное совпадение);

для  $\beta$ -кварца (квистобаллита)  $\text{SiO}_2$   $U = 293 \cdot 2.22 \cdot \frac{4.2}{0.39 + 1.32} = 3042$  (экспериментально найдено 3097, т. е. расхождение меньше 2%);  
для оловянного камня  $\text{SnO}_2$  (решетка типа рутила)

$$U = 293 \cdot 2.40 \cdot \frac{4.2}{0.74 + 1.32} = 2731 \text{ б. кал.}$$

( $U$  экспериментальное = 2813, т. е. расхождение около 3%).

Значительно больше расхождения для решеток типа сфалерита. Так, например, для самого сфалерита  $\text{ZnS}$ :

$$U = 293 \cdot 1.64 \cdot \frac{2.2}{0.83 + 1.74} = 748 \text{ б. кал.}$$

( $U$  экспериментальное = 852, т. е. разница достигает 14%).

Причина таких значительных расхождений, повидимому, связана с поляризацией.

Вообще говоря, приводимые нами величины эффективных радиусов ионов вычислены В. Гольдшмидтом для решеток типа  $\text{NaCl}$  и не являются величинами математически точными; они характеризуют эффективные размеры сферы электрического поля данного иона, которое, очевидно, будет несколько изменяться в зависимости от полей других соседних ионов, вызывая тем самым и изменение размеров самого радиуса.

Действительно, как показали Гольдшмидт и Захарисен [(<sup>3</sup>), стр. 42] при переходе от решеток типа  $\text{CsCl}$  к решеткам типа  $\text{NaCl}$  наблюдается сокращение размеров решетки на 3.3%; при переходе от типа  $\text{NaCl}$  к типу  $\text{ZnS}$  — сокращение, равное 4.3%.

При переходе от структуры  $\text{CaF}_2$  к структуре  $\text{TiO}_2$  сжатие близко к 3.3%, при переходе от структур  $\text{TiO}_2$  к структуре  $\text{SiO}_2$  оно равно 4.3%, т. е. тождественно переходу от  $\text{NaCl}$  к  $\text{ZnS}$ .

Следовательно, чтобы получить более близкое совпадение данных эксперимента и теоретического расчета, мы должны были бы в вышеприведенных примерах учесть изменение расстояний между ионами в зависимости от типа решетки.

Таким образом, зная величины коэффициента Маделунга для различных типов решеток, а также вводя поправки на изменения эффективных радиусов ионов при переходе от решеток типа хлори-

стого натрия к любым другим решеткам, не трудно с довольно большой точностью произвести расчет энергии кристаллической решетки любого бинарного соединения.

А. Ф. Капустинский в 1933 г. показал, что формулу Борна можно преобразовать таким образом, что коэффициент Маделунга в нее входить совершенно не будет. Он обратил внимание на пропорциональность коэффициента Маделунга и числа ионов в молекуле ( $\Sigma n$ ), которая в первом приближении ясна из приведенной выше таблицы. Эта пропорциональность еще более точна, если учесть указанное выше изменение размеров решеток у разных типов соединений.

В выводе своего уравнения А. Ф. Капустинский исходил из преобразованной формулы Борна:

$$U = \frac{a\omega_1\omega_2e^2N}{D} \left(1 - \frac{1}{m}\right). \quad (II)$$

Ход рассуждений автора таков [(6), стр. 88]: «Обозначая через  $\Sigma n$  и  $N$  число ионов в химической молекуле и число Авогадро, будем иметь число ионов в граммолекулярном количестве кристалла равным  $\Sigma n \cdot N$ .

Представим уравнение (II) таким образом, чтобы в правой части его была особо выделена работа удаления одного иона. Так как энергия решетки равна произведению половины числа ионов на работу удаления одного иона из решетки, а половина числа ионов равна  $\frac{\Sigma n \cdot N}{2}$ , то придем к требуемому равенству, если разделим и умно-

жим правую часть уравнения на эту величину:

$$U_0 = \frac{\Sigma n N}{2} \cdot \frac{a}{\Sigma n N} \cdot \frac{Ne^2 \cdot \omega_1 \omega_2}{D} \left(1 - \frac{1}{m}\right).$$

Обозначим  $\frac{a}{\frac{\Sigma n}{2}} = \alpha$ ,

тогда

$$U_0 = \frac{\Sigma n}{2} \cdot \alpha \cdot \frac{Ne^2 \omega_1 \omega_2}{D} \left(1 - \frac{1}{m}\right). \quad (V)$$

Подставив:  $\alpha = \frac{2a}{\Sigma n} = 1.7475$ ;  $D = r_x + r_a$ ;  $m = 9$ ,  $e^2 N = 329.7$ , Капустинский получил следующую универсальную формулу для энергии кристаллической решетки бинарных соединений:

$$U = 256.1 \cdot \frac{\Sigma n \cdot \omega_1 \omega_2}{r_x + r_a}. \quad (VI)$$

Здесь все константы сведены в одну;  $r_x$  и  $r_a$  берутся из таблиц Гольдшмидта, вычисленных для кубических решеток типа NaCl.

Не трудно показать, что формула Капустинского может быть легко получена из формулы (IV):

$$U = \frac{512.1}{1.7475} \cdot a \cdot \frac{w_1 w_2}{r_x + r_a}.$$

В самом деле, как видно из таблицы I, коэффициент Маделунга пропорционален числу структурных единиц, причем на один ион приходится  $\frac{1.7475}{2}$  маделунговских констант; следовательно, на  $\Sigma n$  ионов придется величина в  $\Sigma n$  раз бóльшая.

Подставив вместо  $a$  величину ей равную  $\left(\frac{1.7475}{2} \Sigma n\right)$ , мы получим:

$$U = \frac{512.1}{1.7475} \cdot \frac{1.7475}{2} \Sigma n \cdot \frac{w_1 w_2}{r_x + r_a} = 256.1 \cdot \frac{\Sigma n \cdot w_1 w_2}{r_x + r_a}.$$

Применение формулы Капустинского, как видно из ее изображения, не требует знания никаких других констант, за исключением числа структурных единиц (числа ионов в молекуле) и их валентностей, что дается химическим анализом, а также эффективных радиусов ионов, вычисленных Гольдшмидтом. Это обстоятельство позволяет применять указанную формулу не только для вычисления энергий кристаллических решеток бинарных соединений с известной структурой (без чего невозможно определить коэффициент Маделунга), но и таких, структура которых совершенно не известна.

Указанная формула является математическим выражением второго принципа кристаллохимии (Капустинский): «Энергия кристалла ( $U$ ) и его свойства, определяемые энергией, определяются количеством его структурных единиц ( $\Sigma n$ ), их размерами ( $r_x$ ,  $r_a$ ), их валентностями ( $w_1$ ,  $w_2$ ), а в ряде случаев и их поляризационными свойствами» [(<sup>6</sup>), стр. 101].

Влияние поляризации, безусловно, имеет место, что иллюстрируется, например, тем обстоятельством, что особо значительные расхождения между величинами  $U$ , вычисленными по формуле и полученными из кругового процесса Борна и Габера, наблюдаются как раз у соединений с особо сильной поляризацией, однако математически эта зависимость пока еще не выражена. Расчет  $U$  для упомянутых выше соединений по формуле Капустинского дает цифры, приводимые в табл. 2.

Из самого способа вывода формулы Капустинского следует ожидать, что для решеток типа NaCl расчеты по его формуле и по

Таблица 2

Энергия решеток, вычисленная различными способами

Соединение	Тип решетки	$U$ эксп.	$U$ Борна	$U$ Капустинского	$U$ Ферсмана
NaCl	Хлористый натрий . . . . .	183.3	183.6	183.6	179.3
KBr	» » . . . . .	157.8	155.6	155.6	148.5
FeO	» » . . . . .	964	952.7	952.7	940
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Корунд . . . . .	3 618	3 872	4 065	3 726
$\beta$ -кварц	$\beta$ -кварц . . . . .	3 097	3 042	3 594	2 996
SnO <sub>2</sub>	Рутил . . . . .	2 813	2 731	2 983	2 817
CaF <sub>2</sub>	Флюорит . . . . .	617.2	617.8	643	638
ZnS	Сфалерит . . . . .	852	748	797.3	858

формуле (IV) дадут одинаковые результаты. Сравнение цифр в приводимой таблице подтверждает это положение.

В отношении решеток других типов естественно ожидать более значительных расхождений от экспериментальных величин для формулы Капустинского по сравнению с формулой (IV), поскольку в первую вместо коэффициента Маделунга входит число структурных единиц, которое пропорционально ему лишь в первом приближении, т. е. с точностью до нескольких процентов. Таблица подтверждает в основном эту мысль; только лишь в отношении ZnS мы имеем исключение, связанное, быть может, с особым влиянием поляризации, не учитываемым ни той, ни другой формулой.

Относительно значений в последней графе, определенных по методу энергетических коэффициентов акад. Ферсмана, будет сказано несколько позднее.

Таким образом формула Капустинского, обладая в большинстве случаев несколько меньшей точностью по сравнению с формулой Борна, имеет сравнительно с ней более широкое применение, так как позволяет вычислять энергию кристаллических решеток даже таких соединений, структуры которых еще не известны. Однако обе эти формулы ограничены в своем применении бинарными соединениями; более сложные соединения, в состав которых входят более чем два типа атомов, рассчитываться по этим формулам не могут. Таковы, например, все (за исключением кварца) силикаты, шпинели, титанаты и т. д., т. е. основная масса породообразующих и большое число разнообразных других минералов. Я не отношу сюда ряда таких соединений, как сульфаты, карбонаты и т. д. соединения с комплексными анионами, которые, повидимому, можно рассчитывать по приведенной формуле Капустинского в предположении, что мы знаем валентность комплексного иона и его радиус. Например, для NH<sub>4</sub>Cl, где комплексный ион имеет  $w = 1$ ,  $r = 1.43$ , получим:

$$U = 256.1 \cdot \frac{2 \cdot 1 \cdot 1}{1.43 + 1.81} = 158 \text{ б. кал.},$$

что очень близко к величине, вычисленной акад. Ферсманом на основании теории экв ( $U = 156$  б. кал.) и что вообще лежит в пределах величин, характерных для хлоридов щелочей (например  $KCl = 164.4$ ;  $RbCl = 158.9$ , и т. д.).

Однако для расчета энергии кристаллических решеток комплексных соединений гораздо удобнее пока универсальная формула акад. Ферсмана, которая, как увидим далее, позволяет элиминировать не которые неизвестные величины (радиусы ионов, поляризацию).

### Учение об энергетических коэффициентах акад. Ферсмана

Выяснившаяся исключительная роль величины энергии кристаллической решетки для анализа природных процессов и отсутствие удобных и быстрых методов для расчета ее в большом числе случаев, с которыми приходится встречаться геохимику в поле, привели акад. Ферсмана к идее создания так называемой системы экв (энергетических коэффициентов), позволяющих производить расчеты энергии кристаллических решеток любых соединений (в том числе и силикатов), если не с абсолютной, то во всяком случае с достаточной для геохимических выводов точностью.

«Эк—пай энергии, который вносит каждый ион в гетерополярное соединение при его образовании из ионов, находящихся в бесконечности» [(14), стр. 559]. Следовательно, самое определение эка предполагает, что каждому иону, помимо определенной массы, необходимо приписать наличие определенного количества энергии, что является лишь следствием впервые научно сформулированного Фр. Энгельсом общего принципа о неотделимости материи от энергии.

Далее, определение эка содержит в себе и признание по отношению к энергии принципа аддитивности, поскольку каждый ион вносит в кристаллическую решетку свой собственный «пай энергии», и следовательно, энергия кристаллической решетки может быть получена путем сложения энергий, свойственных каждому входящему в данную решетку иону.

Говоря об аддитивности каких-то величин, надо иметь в виду, что обыкновенно строгой аддитивности мы не имеем, и, например, даже в случае масс абсолютная аддитивность наблюдается лишь тогда, когда нет изменения энергии. В противном случае изменение энергии влечет и отступление от аддитивности масс, согласно соотношению Эйнштейна:

$E = mc^2$ , где  $E$  — изменение энергии,  $m$  — эквивалентное измене-

ние массы,  $c$  — скорость света. Это иллюстрируется, как примерами обычных химических реакций [(<sup>9</sup>), стр. 26], так и явлениями «дефекта масс» при образовании атомных ядер [(<sup>10</sup>), стр. 23].

Прекрасный пример отступления от аддитивности представляют «эффективные радиусы ионов», введенные в 1926 г. в геохимию В. М. Гольдшмидтом и скоро получившие широкое признание как чрезвычайно удобный способ объяснения сложнейших вопросов кристаллохимии, изоморфизма и т. д.

Современная наука приписывает иону сферическую форму и некоторые, хотя и расплывчатые границы, а следовательно, определенный, не проницаемый для других ионов, вследствие электрического силового поля, объем со свойственным ему «эффективным радиусом».

Совершенно очевидно, что вследствие некоторой расплывчатости электронного облака вокруг ядра ионов и вследствие того, что границы эффективной (непроницаемой) сферы иона определяются из взаимодействия электрических полей данного иона и его партнера, нельзя ожидать, что радиус данного иона будет абсолютно одной и той же величиной для всех кристаллических решеток.

Действительно, как показал путем непосредственных рентгенометрических измерений многочисленных кристаллических решеток сам Гольдшмидт, а потом и многие другие ученые, и как теоретически вычислил Захариасен [(<sup>3</sup>), стр. 42], эффективные радиусы ионов несколько меняются при переходе их из одной кристаллической структуры в другую, о чем было уже упомянуто несколько выше. Более того, строгая аддитивность радиусов не имеет места даже и в пределах данного типа структур.

Однако это обстоятельство не мешает, как известно, современной геохимии, минералогии и кристаллохимии пользоваться эффективными радиусами ионов, приписывая им свойства аддитивности при вхождении в любую кристаллическую решетку, так как это позволяет легко и быстро разрешать многие кристаллохимические вопросы.

Дальнейшие примеры отступлений от строгой аддитивности (для рентгеновских спектров молекул, для атомных объемов, молекулярной рефракции и др.) можно найти у Эггерта [(<sup>19</sup>), стр. 200—203 и др.].

Эти соображения необходимо иметь в виду, говоря об аддитивности энергетических коэффициентов ионов.

Если предположить, что энергетические коэффициенты катиона и аниона каким-то образом нами определены и равны соответственно  $EK_{\text{кат}}$  и  $EK_{\text{ан}}$ , тогда, согласно принципу аддитивности, мы приходим для величины энергии кристаллической решетки бинарных соединений к формуле акад. Ферсмана [(<sup>14</sup>), стр. 559]:

$U = 256.1 \cdot (a \cdot EK_{\text{кат}} + b \cdot EK_{\text{ан}})$ , где  $a$  и  $b$  — числа катионов и анионов в молекуле; 256.1 — коэффициент Капустинского, который при соответствующем масштабе эквов дает выражение энергии в больших калориях на граммолекулу вещества; другими словами, выражение  $(a \cdot EK_{\text{кат}} + b \cdot EK_{\text{ан}})$ , т. е. суммарный экв соединения выражает в тех же единицах одну и ту же энергию, как и член уравнения Капустинского  $\frac{\sum n\omega_1\omega_2}{r_x + r_a}$ .

Для более сложных соединений применение принципа аддитивности, очевидно, приведет к следующему общему выражению:

$$U = 256.1 (a \cdot EK_1 + b \cdot EK_2 + c \cdot EK_3 + d \cdot EK_4 + \dots)$$

Остановимся на принципах расчета энергетических коэффициентов, применяемых акад. Ферсманом.

Как можно заметить из рассмотрения теоретических формул Борна и Капустинского, замена одного иона на другой, обладающий тем же знаком заряда, той же валентностью и размерами радиуса иона, хотя и приведет к образованию другого химического соединения, но оно будет обладать той же энергией кристаллической решетки. С другой стороны, введение в узлы кристаллической решетки вместо одного иона другого, обладающего тем же знаком заряда, но другой валентностью и радиусом, приведет или к уменьшению  $U$  или к его увеличению. На этом основан принцип создания «упроченных» и «ослабленных» моделей В. М. Гольдшмидта.

Другими словами, величина эквов ионов, обладающих одинаковыми валентностями и радиусами, должна быть одинакова; вообще же величина эка растет с увеличением валентности и уменьшением радиуса иона. Следовательно, если мы возьмем, например, соединение KF, у которого валентности катиона и аниона равны ( $\omega = 1$ ) и равны их радиусы ( $r_x = r_a = 1.33$ ), то мы, на основании вышесказанного и предполагая, что катионы и анионы подчиняются тем же законам, придем к выводу, что их эки будут равны.

Зная из экспериментальных данных или определив энергию кристаллической решетки  $U$  по уравнению Борна или Капустинского, мы легко можем найти и эки K и F.

Действительно, для KF  $U = 190.4 = 256.1 (a \cdot EK_K + b \cdot EK_F)$ . Так как  $a = b = 1$  и  $EK_K = EK_F = EK$ , следовательно:  $190.4 = 256.1 \cdot 2EK$ .

$$\text{Отсюда } EK_K \text{ и } EK_F = \frac{190.4}{2 \cdot 256.1} = 0.37.$$

Зная эки данных ионов, легко подсчитать эки и ряда других, исходя из известной энергии кристаллических решеток. Например, для NaF  $U = 215 = 256.1 \cdot (EK_{\text{Na}} + EK_{\text{F}})$ . Подставляя вместо  $EK_{\text{F}}$  его значение 0.37 и решая это выражение относительно  $EK_{\text{Na}}$ , по-

лучим:  $EK_{\text{Na}} = 0.47$  (акад. Ферсман принимает средний эффективный эк  $\text{Na} = 0.45$ ).

Для вычисления величин эквов по указанному способу акад. Ферсман пользовался главным образом окислами, причем принимал для кислорода  $EK = 1.55$ .

В тех случаях, когда экспериментальных данных для  $U$  не было, он пользовался для ее вычисления формулой Капустинского, а затем при вычислении эквов поступал таким же образом, как в предыдущем случае. Полученные таким путем величины эквов, как оказалось, довольно близки к величинам, вычисленным по формулам:

$$1) \text{ для анионов и маловалентных катионов со средним } r: EK = \frac{w^2}{2r},$$

$$2) \text{ для остальных катионов: } EK = \frac{w^2}{2r} \cdot 0.75 (r + 0.20)^1.$$

Эти выражения, хотя и не представляют строго выведенных физических формул, однако являются удобным методом расчета. Расчет по ним дает такие значения:

$$\text{Например: для F } EK = \frac{w^2}{2r} = \frac{1}{2 \cdot 1.33} = 0.37 \text{ (экспериментально } 0.37);$$

$$\text{для O } EK = \frac{w^2}{2r} = \frac{4}{2 \cdot 1.32} = 1.52 \text{ (экспериментально } 1.53);$$

$$\text{для Na } EK = \frac{w^2}{2r} \cdot 0.75 (r + 0.20) = \frac{1}{2 \cdot 0.98} \cdot 0.75 (0.98 + 0.20) = 0.45;$$

$$\text{для Ca } EK = \frac{w^2}{2r} \cdot 0.75 (r + 0.20) = \frac{4}{2 \cdot 1.06} \cdot 0.75 (1.06 + 0.20) = 1.78$$

(экспериментально 1.75).

Чрезвычайно интересно сравнение величин эквов катионов с величиной теплоты ионизации, о которой мы говорили при круговом процессе Борна и Габера. Теплота ионизации представляет, как мы видели, ту энергию, которую необходимо затратить, чтобы оторвать один или несколько электронов от нейтрального атома и удалить их в бесконечность. Процесс образования кристаллической решетки из ионов, очевидно, является для катиона примерно той же самой операцией, но с противоположным знаком, т. е. мы к положительно заряженному катиону как бы присоединяем избыточные электроны от партнера-аниона, причем получаем известный выигрыш, который должен быть равен экву. Сравнение этих величин подтверждает высказанную мысль, поэтому акад. Ферсман в качестве одного из методов определения примерной величины эквов катионов использует значения величины суммарного потенциала ионизации.

<sup>1</sup> В последнее время акад. А. Е. Ферсман для катионов дает более точные формулы, путем введения членов, учитывающих поляризацию.

Таблица радиусов

	гi	Эк	Прг		гi	Эк	Прг		гi
Cs <sup>+1</sup>	1.65	0.30	0.2	Fe <sup>2+</sup>	0.83	2.12	6	Hf	0.86
Rb	1.49	0.33	0.3	Co	0.82	2.15	5	Zr	0.87
K	1.33	0.36	0.35	Ni	0.78	2.18	8	Sn	0.74
NH <sub>4</sub>	1.43	0.37	—	Zn	0.83	2.20	2	Pb	0.84
Tl	1.49	0.42	0.4	Be	0.34	2.65	2	Si	0.39
Na	0.98	0.45	0.5	T <sup>3+</sup>	1.49	3.45	—	Ti	0.64
Li	0.78	0.55	0.3	La	1.22	3.58	—	Mo	0.68
Ag	1.13	0.60	0.6	Y	1.06	3.95	4	Re	0.68
Au	1.37	0.65	—	Cp	0.99	3.98	4	Os	0.67
Cu	0.96	0.70	0.7	In	0.92	4.35	—	Ir	0.66
Hg	?	<0.93	0.2	Sc	0.83	4.65	4	Ru	0.65
H	0.17	1.10	—	Cr	0.64	4.75	8	Mn	0.52
Ba <sup>+2</sup>	1.43	1.35	1.2	Fe	0.67	5.15	—	Ge	0.44
Sr	1.27	1.50	1.5	Ti	0.69	4.65	5	C	0.5
Pb	1.32	1.65	1.5	Al	0.57	4.95	7.5	Nb <sup>5+</sup>	0.69
Ca	1.06	1.75	2	V	0.65	5.32	—	Ta	0.69
Mn	0.91	2.00	3	Ga	0.62	5.41	2	P	0.5
Cd	1.03	2.00	1.8	B	0.20	6.00	—	V	0.4
Mg	0.78	2.10	4	Th <sup>4+</sup>	1.10	6.80	7	W <sup>6+</sup>	—
Cu	?	2.10	2	U	1.05	7.00	6	N <sup>5+</sup>	0.1—0.2
Hg	1.12	2.10	0.2					Re <sup>7+</sup>	—

Выше нами была вычислена теплота ионизации Na равная 117.76 кал.; приведение ее к масштабу экв, осуществляемое путем деления на 256.1 дает  $EK_{Na} = \frac{117.7}{256.1} = 0.46$  (экспериментально 0.45).

Так как величины теплот ионизации обычно даются в электро-вольтах на граммом, то их вначале надо перевести в большие калории (умножив на 23); для перехода к масштабу экв полученную величину надо разделить на 256.1. Следовательно,

$$EK = \frac{I \cdot 23}{256.1}$$

Приведем несколько примеров расчета.

1. Для K потенциал ионизации равен 4.32 (2,96);

$$EK = \frac{4.32 \cdot 23}{256.1} = 0.39 \text{ (экспериментально 0.37).}$$

2. Для Ca  $I = 17.91$ ;  $EK = \frac{17.91 \cdot 23}{256.1} = 1.61$  (экспериментально 1.75).

Таблица 3

ионов, экв и парагенов

Эк	Прг		г <sub>1</sub>	Эк	Прг		г <sub>1</sub>	Эк	Прг
7.81	8	I <sup>1-</sup>	2.20	0.18	0.1	IO <sub>3</sub> <sup>1-</sup>	3.55	0.14	—
7.85	8	Br	1.96	0.22	0.2	NO <sub>3</sub>	2.57	0.19	0.2
7.90	8	Cl	1.81	0.25	0.3	ClO <sub>4</sub>	2.36	0.21	—
7.95	—	H	1.54	0.32	0.1	SH	1.99	0.23	—
8.60	10	F	1.33	0.37	0.4	CN	1.93	0.25	—
8.40	9	Te	2.11	0.95	0.9	OH	1.33	0.37	—
8.50	9	Se	1.91	1.10	1	WO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	3.52	0.57	2
8.90	—	S <sup>2-</sup>	1.74	1.15	1.3	MoO <sub>4</sub>	3.45	0.58	1
8.90	9	O	1.32	1.55	1.5	CrO <sub>4</sub>	3.00	0.67	1
8.93	9					SO <sub>4</sub>	2.95	0.68	0.5
9.10	9	Bi <sup>5+</sup>	—	11.90	—	CO <sub>3</sub>	2.57	0.78	0.5
9.10	—	Sb	—	12.25	—	PO <sub>4</sub> <sup>3-</sup>	3.00	1.50	2
10.53	—	As	—	15.20	—	AsO <sub>4</sub>	2.95	1.53	—
12.20	12	Sb <sup>3-</sup>	1.95	2.30	—	BO <sub>3</sub>	2.68	1.68	—
13.60	—	As <sup>-</sup>	1.70	2.65	2.5	ZrO <sub>4</sub> <sup>4-</sup>	3.50	2.30	—
13.60	—	P <sup>-</sup>	1.65	2.70	—	TiO <sub>4</sub>	3.28	2.45	—
15.50	—	N <sup>-</sup>	1.25	3.60	—	SiO <sub>4</sub>	2.90	2.75	4
15.12	5					FeO <sub>4</sub> <sup>5-</sup>	3.25	3.85	5
19.35	—					AlO <sub>4</sub>	3.15	4.0	6
19.35	—					MgO <sub>4</sub> <sup>6-</sup>	3.40	5.30	—
28.10	9					BeO <sub>4</sub>	2.96	6.0	—

3. Для  $Zn I = 27.24$ ;  $EK = \frac{27.24 \cdot 23}{256.1} = 2.44$  (экспериментально 2.20).

4. Для  $Va I = 15.1$ ;  $EK = \frac{15.1 \cdot 23}{256.1} = 1.37$  (экспериментально 1.35).

Как видим, хотя полного совпадения и нет, однако цифры достаточно близкие.

Сведение энергетических коэффициентов катионов к теплотам ионизации дает возможность понять физический смысл экв.

Вычисление экв различными способами и сопоставление полученных величин сделаны акад. Ферсманом в статье «Система экв» [(14), стр. 560], напечатанной в июне 1935 г.

Позднейшие исследования в этой области, сведенные в находящемся в печати III томе «Геохимии» и подготовленных к печати других работах, позволили акад. Ферсману внести ряд некоторых дополнений и коррективов к первоначальной системе экв и составить приводимую выше табл. 3, печатаемую мной с его любезного разрешения.

В этой таблице, помимо экв простых ионов, приводятся также эки комплексных анионов, величины которых рассчитаны акад. Ферсманом теми же общими методами, как и величины ионов простых, т. е. из экспериментальных данных для  $U$  и по теоретической формуле для анионов:  $EK = \frac{\omega^2}{2r}$ .

Например: для  $[\text{SO}_4]^{-2}$   $\omega = 2$ ,  $r = 2.95$ ,  $EK = \frac{2^2}{2 \cdot 2.95} = 0.68$  (экспериментально 0.70).

Зная величины экв, легко вычислить энергию кристаллической решетки не только простых бинарных соединений, но и более сложных, например: силикатов, сульфатов, карбонатов и т. д., пользуясь принципом аддитивности и применяя общую формулу:  $U = 256.1 (a \cdot EK_1 + b \cdot EK_2 + c \cdot EK_3 + \dots)$ , которая для случая бинарных соединений примет вид:  $U = 256.1 (a \cdot EK_{\text{кат}} + b \cdot EK_{\text{ан}})$ .

Для частного случая бинарных соединений, имеющих одинаковые радиусы катиона и аниона, можно принцип аддитивности обосновать математически. В самом деле, сравним формулы Капустинского и Ферсмана.

$$U_{\text{к}} = 256.1 \cdot \frac{\Sigma n \cdot \omega_1 \omega_2}{r_{\text{к}} + r_{\text{а}}},$$

$$U_{\text{ф}} = 256.1 (EK_{\text{кат}} \cdot a + EK_{\text{ан}} \cdot b).$$

Для бинарных соединений  $\Sigma n = a + b$  и  $U_{\text{к}} = 256.1 \frac{(a + b) \omega_1 \omega_2}{r + r}$ .

Заменим выражения  $EK$  их общими значениями:  $EK = \frac{\omega^2}{2r}$ , получим:

$$U_{\text{ф}} = 256.1 \left( \frac{\omega_1^2}{2r_1} \cdot a + \frac{\omega_2^2}{2r_2} \cdot b \right).$$

Если  $r_1 = r_2 = r$ , получим:

$$U_{\text{к}} = \frac{256.1}{2r} (a + b) \omega_1 \omega_2,$$

$$U_{\text{ф}} = \frac{256.1}{2r} (a \omega_1^2 + b \omega_2^2).$$

Покажем, что для случая бинарных химических соединений

$$(a + b) \omega_1 \omega_2 = a \omega_1^2 + b \omega_2^2.$$

Действительно, для химических соединений мы имеем:  $a \omega_1 = b \omega_2$ , т. е. произведение валентности катиона на число катионов в молекуле соответственно равно произведению валентности аниона на число анионов в той же молекуле (например: для  $\text{CaF}_2$  имеем  $2 \cdot 1 = 1 \cdot 2$ ; для  $\text{Al}_2\text{O}_3$  имеем  $2 \cdot 3 = 3 \cdot 2$  и т. д.).

Из этого равенства находим:  $a = \frac{b\omega_2}{\omega_1}$ ;  $b = \frac{a\omega_1}{\omega_2}$ .

Подставив значения  $a$  и  $b$  в выражение  $(a + b)\omega_1\omega_2$ , получим:

$$\left(\frac{b\omega_2}{\omega_1} + \frac{a\omega_1}{\omega_2}\right)\omega_1\omega_2 = a\omega_1^2 + b\omega_2^2,$$

что и требовалось доказать.

Для других более общих случаев доказательства аддитивности надо искать, пока не разработана математическая сторона вопроса, в сравнении результатов расчета энергии по указанным формулам Ферсмана, с одной стороны, и по формулам Борна и Капустинского, а также вычисленным из кругового процесса Борна и Габера, с другой, имея в виду, как показано было выше, что некоторые отступления от принципа аддитивности совершенно законны и неизбежны.

В качестве примеров произведем расчет энергии кристаллической решетки ряда бинарных соединений, для которых ранее мы уже подсчитали ее, исходя из экспериментальных данных, а также формул Борна и Капустинского. Расчет ведем по формуле

$$U = 256.1 (a \cdot EK_{\text{кат}} + b \cdot EK_{\text{ан}}).$$

1. NaCl:  $U = 256.1 (0.45 + 0.25) = 179.3$  (экспериментально 183.3).
2. SiO<sub>2</sub>:  $U = 256.1 (8.6 + 2 \cdot 1.55) = 2996$  (экспериментально 3097).
3. Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>:  $U = 256.1 (2 \cdot 4.95 + 3 \cdot 1.55) = 3726$  (экспериментально 3618).
4. SnO<sub>2</sub>:  $U = 256.1 (7.9 + 2 \cdot 1.55) = 2817$  (экспериментально 2813).
5. CaF<sub>2</sub>:  $U = 256.1 (1.75 + 2 \cdot 0.37) = 638$  (экспериментально 617.2).
6. ZnS:  $U = 256.1 (2.2 + 1.15) = 858$  (экспериментально 852).

Как видим, точность расчета в общем для бинарных соединений довольно высокая и погрешности, как правило, не превышают  $\pm 6\%$ , лишь в исключительных случаях поднимаясь несколько выше. Другими словами, точность подсчета в общем такая же, как по формуле Капустинского; иногда она выше последней, иногда несколько ниже.

Эти погрешности определяют, таким образом, отступления от принципа аддитивности, которые здесь почти такого же порядка, как и отступления от того же принципа для эффективных радиусов ионов Гольдшмидта.

Удобство применения экв еще более наглядно при расчетах комплексных кристаллических решеток, а особенно при расчетах сложных соединений типа, например, силикатов, для расчета которых формулы Борна и Капустинского вообще не применимы.

Для соединений с комплексным ионом расчет производится совершенно так же, как и для обычных соединений, если известен эк комплекс.

Например:

для NH<sub>4</sub>Cl  $U = 256.1 (0.36 + 0.25) = 156$  (экспериментально 153);

для BaSO<sub>4</sub>  $U = 256.1 (1.35 + 0.68) = 520$ .

Экспериментальных данных для величин энергии кристаллической решетки сложных соединений чрезвычайно мало, и они не всегда достаточно точны. Поэтому проверка формулы Ферсмана по отношению к ним встречается известные затруднения, хотя имеющиеся данные все же иллюстрируют вполне определенно правильность применения к ним принципа аддитивности, а следовательно, и основанной на нем указанной формулы.

Так, например, Шерман <sup>(12)</sup> дал ряд определений  $U$  для некоторых тройных систем структуры перовскита. Расчет их по экам дает цифры, достаточно близкие к данным Шермана, что можно видеть из следующих примеров:

1.  $\text{KNiF}_3$ .  $U$  экспериментально, по Шерману, равно 923 б. кал.;  
 $U$  Ферсмана:  $256.1 (0.36 + 2.18 + 0.37 \cdot 3) = 935$  б. кал.
2.  $\text{CaSnO}_3$ .  $U$  Шермана равно 3652;  
 $U$  Ферсмана:  $256.1 (1.75 + 7.90 + 1.55 \cdot 3) = 3662$ .
3.  $\text{CsHgCl}_3$ .  $U$  Шермана равно 762;  
 $U$  Ферсмана:  $256.1 (0.3 + 2.1 + 0.25 \cdot 3) = 807$ .

Для полевых шпатов мы имеем определения Шибольда <sup>(2)</sup>, стр. 94], проведенные как по круговому процессу Борна и Габера, так и путем расчетов. Сравнение данных Шибольда с расчетными данными по экам приведено акад. Ферсманом <sup>(15)</sup>, стр. 1427], причем расчеты проведены, принимая эк Si в одном случае равным 9.0, в другом — 8.0. Принимая эк Si равным 8.6, согласно новейшей таблице, мы получаем по методу экв для энергии кристаллической решетки следующие величины:

1. Нефелин  $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ . Экспериментально, по Шибольду,  $U = 4325$ ;  
 $U$  Ферсмана:  $256.1 (0.45 + 4.95 + 8.6 + 4 \cdot 1.55) = 5174$ .
2. Лейцит  $\text{KAlSi}_2\text{O}_6$ . По Шибольду  $U = 6932$ ;  
 $U$  Ферсмана:  $256.1 (0.36 + 4.95 + 2 \cdot 8.6 + 6 \cdot 1.55) = 8147$ .
3. Альбит  $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ . По Шибольду  $U = 9649$ ;  
 $U$  Ферсмана:  $256.1 (0.45 + 4.95 + 3 \cdot 8.6 + 8 \cdot 1.55) = 11166$ .

Как видим из данных примеров (а число их можно бы несколько увеличить), наблюдается значительное, но достаточно закономерное расхождение величин, полученных экспериментально и рассчитанных по методу экв. Последние во всех случаях выше первых примерно на 15—20%. Очевидно, такое закономерное расхождение может объясняться общей систематической причиной. Она может заключаться:

1) в неточности экспериментальных данных для силикатов, что вполне возможно, так как, например,  $U$  эксперим.  $\text{SiO}_2$ , по данным Капустинского <sup>(6)</sup>, стр. 99], равно 3097, а по данным Шибольда <sup>(2)</sup>, стр. 90], равно 2662.7;

2) в слишком большом эке, принятом акад. Ферсманом для Si. При расчете эка Si он исходил из  $U$  эксперим. для  $\text{SiO}_2$ , приводимом

Капустинским и равным 3097. Если принять величину Шибольда  $U = 2662.7$ , тогда эк Si будет равен 7.3 и соответственно уменьшатся величины  $U$ , а именно будут:

- для нефелина  $U = 4841$ ,
- » лейцита  $U = 7481$ ,
- » альбита  $U = 10267$ ,

т. е. расхождения между экспериментальными данными Шибольда и значениями, вычисленными по экам, уменьшатся по сравнению с предыдущими на 9—11%, т. е. примерно в 2 раза, укладываясь в 7—11%.

Мне представляется, что последние цифры значительно ближе к истине хотя бы по одному тому, что здесь мы оперируем с той же исходной величиной энергии кристаллической решетки  $\text{SiO}_2$ , с какой имеет дело и Шибольд; если бы он для  $\text{SiO}_2$  принял  $U = 3097$ , то, вполне понятно, для рассмотренных силикатов получил бы и более высокие значения, причем расхождения с вычисленными акад. Ферсманом значениями (при эк Si = 8.6) были бы также сравнительно невелики и укладывались бы в те же границы (6—11%).

3) Наконец, причиной расхождений может быть, как на это указывает в своих новейших работах акад. Ферсман, влияние величины  $\rho$ , представляющей отношение радиуса катиона к радиусу аниона ( $\rho = \frac{r_{\text{кат}}}{r_{\text{ан}}}$ ). Если эта величина мала, анионы очень сближены и начинают сильно сказываться отталкивание электронных оболочек анионов, которое, как совершенно ясно, ослабляет решетку и уменьшает  $U$ . Эта величина мала для случая соединений с близкими радиусами катионов и анионов, но она становится значительной для случая силикатов, так, как здесь в тетраэдрах  $[\text{SiO}_4]^{-4}$  отношение  $\frac{r_{\text{Si}}}{r_{\text{O}}} = \rho = \frac{0.39}{1.32} = 0.29$ , т. е. очень малая величина.

Акад. Ферсман считает, что введение поправок на  $\rho$  позволит уменьшить отклонения от аддитивности экв до 4—5%.

### Значение $U$ в геохимии

Изучение различных способов определения энергии кристаллической решетки разнообразных соединений для геохимика, конечно, не представляет самоцели, но является лишь способом получить константы, которые помогают чрезвычайно удобно и просто решать целый ряд важнейших геохимических вопросов.

Как мы видели при рассмотрении кругового процесса Борна и Габера, последней «реакцией» в цикле является соединение катионов

с анионами в твердую кристаллическую постройку, сопровождающееся выделением определенного количества энергии ( $U$ ).

Этим обстоятельством определяется, как уже было показано выше, почему мы придаем такое большое значение знанию величины  $U$ .

По принципу Ле-Шателье: «всякая реакционноспособная система, находящаяся в равновесии, при внешнем воздействии стремится перейти в состояние, при котором это воздействие ослабляется» [(19), стр. 369].

Если внешнее воздействие проявляется в понижении температуры, то, согласно этому «принципу тормозящего противодействия», как его иногда называют, должны будут идти экзотермические реакции, выделяющаяся теплота которых будет действительно мешать понижению температуры; при этом, вполне ясно, из двух возможных в данной системе реакций при прочих равных условиях в первую очередь пойдет именно та, которая наиболее экзотермична. При повышении температуры, наоборот, должны идти реакции с поглощением тепла (эндотермические реакции).

В природных геохимических системах мы в подавляющем большинстве случаев имеем дело с кристаллизацией минералов из растворов или расплавов именно под влиянием понижения температуры. Поэтому, на основании сказанного выше, здесь мы будем иметь дело, как правило, с экзотермическими реакциями, причем для случая ионных равновесий мерой экзотермичности в первом приближении будет являться величина энергии кристаллической решетки ( $U$ ), и по аналогии с предыдущим общим случаем из нескольких возможных кристаллических решеток в первую очередь должны будут образовываться те, энергия которых выше.

Рассмотрим несколько примеров:

1. Пусть у нас в природном охлаждающемся растворе находятся, наряду с анионами  $S^{2-}$ , катионы  $Mo^{4+}$ ,  $Fe^{2+}$ ,  $Zn^{2+}$ ,  $Pb^{2+}$ ,  $Hg^{2+}$ .

Порядок кристаллизации сульфидов будет определяться энергией кристаллической решетки, что видно из следующей таблички:

Последовательность ↓ минералов	$U$ по экам
$MoS_2$ . . . . .	2 766
$FeS_2$ . . . . .	1 132
$ZnS$ . . . . .	858
$PbS$ . . . . .	717
$HgS$ . . . . .	832

Как видим, исключением из правила является лишь  $HgS$ , которая хотя имеет значение  $U$  более высокое, чем  $PbS$ , но выделяется позднее. Этот случай мы разберем потом.

2. Последовательность выделения вольфраматов Fe, Mn и Ca следует понижению  $U$ :

Минерал	FeWO <sub>4</sub>	MnWO <sub>4</sub>	CaWO <sub>4</sub>
$U$	689	658	594

Так как Fe и Mn ввиду близости радиусов ионов легко изоморфно замещают друг друга, то при более высоких температурах мы должны ожидать более железистых разновидностей, чем при низких.

3. Как показал Г. Г. Леммлейн [(7), стр. 29—31], реакционный ряд минералов: оливин, пироксен, амфибол, биотит, полевой шпат и кварц, отвечает последовательному убыванию энергии кристаллической решетки, отнесенной к единице скелета, т. е. деленной на число атомов Si + Al.

Указанный ряд, как известно, является иллюстрацией петрологического правила Розенбуша.

Приводим таблицу Г. Г. Леммлейна:

Таблица 4

Название минерала	Ф о р м у л а	$U$ на единицу скелета
Оливин . . . . .	(Mg, Fe) <sub>2</sub> SiO <sub>4</sub>	4.2·10 <sup>3</sup>
Пироксен . . . . .	M <sup>2</sup> SiO <sub>3</sub>	4.1·10 <sup>3</sup>
Амфибол . . . . .	(OH) <sub>2</sub> M <sub>7</sub> <sup>2</sup> (Si <sub>4</sub> O <sub>11</sub> ) <sub>2</sub>	3.8·10 <sup>3</sup>
Слюда . . . . .	(OH) <sub>2</sub> M <sup>1</sup> M <sub>3</sub> <sup>2</sup> (AlSi <sub>3</sub> O <sub>10</sub> )	3·10 <sup>3</sup>
Полевой шпат . . . . .	(M <sub>2</sub> <sup>1</sup> M <sup>2</sup> ) (AlSi <sub>3</sub> O <sub>8</sub> ) <sub>2</sub>	2.4·10 <sup>3</sup>
Кварц . . . . .	SiO <sub>2</sub>	2.6·10 <sup>3</sup>

Исключением является лишь кварц.

Число примеров, иллюстрирующих связь последовательности кристаллизации минералов в замкнутой геохимической системе с величиной энергии их кристаллической решетки, можно было бы значительно расширить. Эта связь намечается достаточно определенно. Однако природные условия в большинстве случаев настолько сложны, что иногда указанная закономерность сильно затушевывается и как будто нарушается. Рассмотрим несколько возможных случаев.

1. При вычислении энергии кристаллической решетки мы исходили из ионных состояний и при этом условии предполагали, что уменьшение общего количества свободной энергии системы, в первом приближении отвечает энергии кристаллической решетки (без необходимых поправок на температуру, так как  $U$  относится к абсолютному 0°, на кристаллолюминисценцию и др.).

В действительности чистые ионные состояния являются, видимо, скорее исключением, чем общим правилом, так как, согласно новейшим исследованиям Бернала и Фоулера (1933 г.), большинство

ионов в водных, например, растворах окружены 4 или 6 молекулами воды, причем процесс сольватации ионов сопровождается выделением определенного количества тепла (энергия сольватации или гидратации  $U_h$ ).

Таким образом теплота растворения ( $L$ ) представляет разницу между теплотой сольватации ( $U_h$ ) и энергией кристаллической решетки ( $U$ ):  $L = U_h - U$ , и теплота, выделяющаяся при кристаллизации ( $K$ ), количественно равная теплоте растворения (но с обратным знаком), будет равна:  $K = U - U_h$ .

Другими словами, мы можем сказать, что энергия кристаллической решетки, строго говоря, не является мерой уменьшения свободной энергии системы в процессе кристаллизации из сольватированных ионов, но лишь симбатна ей, т. е., как правило, для ионов абсолютная величина  $K = U - U_h$  растет с ростом экв.

Эти новые точки зрения на состояние ионов в растворе хотя окончательно и не разработаны, но очевидно, их уже необходимо учитывать при геоэнергетических построениях, что и делает акад. А. Е. Ферсман в своих новых, подготовляемых к печати работах.

Кроме того в природе мы имеем дело с наличием не только ионных, но и молекулярных растворов (и расплавов), т. е. имеем системы, находящиеся в различной степени электролитической диссоциации, начиная от близких к чисто ионным состояниям сильных электролитов (например галоиды щелочей, сульфаты и др.) и кончая почти не диссоциированными молекулами слабых электролитов ( $H_2S$ ,  $CO_2$  и др.). Известно далее, что степень электролитической диссоциации зависит от температуры, как правило, повышаясь вместе с ней.

Кроме указанных состояний, в растворах (и расплавах) возможны и более сложные комплексные ионы (например растворы сульфидов ртути и сурьмы в растворах сернистых щелочей и т. д.), причем эти комплексные ионы отличны от тех ионов, в форме которых данный элемент входит в узлы кристаллической решетки.

Следовательно, если кристаллизация происходит не из простых ионных растворов, а, например, из молекулярных, мы должны будем предварительно затратить определенную теплоту диссоциации для разрыва молекул на атомы и теплоту ионизации — для перевода их в ионное состояние (последняя величина для катиона будет положительна, для аниона — отрицательна, и они в значительной мере компенсируют друг друга).

Таким образом, помимо выделения энергии кристаллической решетки, в этом случае будет происходить затрата энергии на перевод молекул в ионы, и суммарный энергетический эффект этого процесса будет выражаться уже величиной  $U - D - I$ , которая, очевидно, меньше величины  $U$ , отвечающей случаю образования кристалла непосредственно из простых ионов.

Это уменьшение, повидимому, довольно значительно и может приближаться к величине самой  $U$ . Так, например, теплоты диссоциации молекул, находящихся в газообразном состоянии, составляют [(<sup>19</sup>), стр. 397]:

KCl . . . . .	103 б. кал/моль
KBr . . . . .	91 » »
NaBr . . . . .	91 » »
AgI . . . . .	54 » »

Как видим, здесь теплоты диссоциации составляют свыше 50% от величины  $U$ .

Еще больше, повидимому, значение указанных величин  $D$  и  $I$  для случая перехода из молекулярного раствора в твердое кристаллическое состояние для  $\text{SiO}_2$ , что, например, иллюстрируется тем фактом, что переход аморфной кремнекислоты в кристаллическую сопровождается чрезвычайно слабым термическим эффектом и составляет всего лишь 2.21 б. кал. на граммолекулу [(<sup>20</sup>), стр. 166].

Точно так же мы должны, очевидно, считаться с затратой известного количества энергии на разрушение сложных комплексных ионов и превращение их в простые, слагающие узлы кристаллических решеток (например выпадение  $\text{HgS}$  или  $\text{Sb}_2\text{S}_3$  из щелочных растворов и т. д.).

В том и другом случае при оценке убыли свободной энергии системы мы получим, следовательно, более низкие значения, чем для случая образования кристаллического вещества из простых ионов, а это обстоятельство вызовет более позднее, при прочих равных условиях, выпадение данного соединения из раствора (или расплава) в форме ионной кристаллической решетки.

Возможно, что таким именно путем мы должны объяснить слишком позднее выпадение из природных растворов указанных соединений  $\text{HgS}$  и  $\text{Sb}_2\text{S}_3$ , относительно которых доказано, что они выпадают из щелочных растворов, где присутствовали в форме сложных комплексных солей.

Мы должны ожидать, что при других условиях, например при выпадении из нейтральных или слабо кислых растворов,  $\text{HgS}$  и  $\text{Sb}_2\text{S}_3$  должны выпадать раньше, чем, например,  $\text{PbS}$ , — соответственно большей величине  $U$  для первых из них, поскольку здесь не приходится вводить поправки на затрату энергии для разрушения комплексов, так как в этом случае мы имеем дело с простыми ионами  $\text{Hg}^2$  или  $\text{Sb}^3$ . Эта «нормальная» последовательность действительно наблюдается при осаждении, например, соответствующих сульфидов из нейтральных или слабо кислых растворов действием  $\text{H}_2\text{S}$ .

Точно так же хорошо известные факты выделения  $\text{SiO}_2$  в конце, например, гидротермального процесса, несмотря на очень высокую энергию кристаллической решетки кварца, можно понять энергетически, если учесть, что при низких температурах  $\text{SiO}_2$  находилась

почти исключительно в форме недиссоциированных молекул и эта поздняя стадия выделения кварца (или аморфных разновидностей кремнезема) отвечает очень малому термическому эффекту.

Но кварц может выделяться и значительно раньше; т. е. при высоких температурах. Если не считать, что кварцы, выпадающие при различных температурах, относятся к различным геохимическим процессам (что, конечно, часто имеет место), а производить их из единой геохимической замкнутой системы, тогда мы, в согласии с вышесказанным, должны предположить, что высокотемпературные кварцы выпадают в соответствии с большой энергией их кристаллической решетки из ионных состояний, в чем ничего невозможного нет, поскольку степень диссоциации молекул растет с повышением температуры.

2. Помимо указанных поправок, необходимо еще учитывать концентрации тех или иных ионов в растворе или расплаве.

Влияние концентрации на последовательность выпадения прекрасно изучено особенно для случаев солевых равновесий, управляющихся, как известно, правилами эвтектических соотношений. Здесь количества растворенных веществ для разных систем сильно меняются, и, наряду с солями, насыщающими раствор, мы имеем такие, концентрации которых далеки от насыщения, хотя абсолютные количества растворенных веществ и в этом случае могут быть значительными.

Для других геохимических систем (магматическая кристаллизация, образование пегматитов, гидротермальных жил и др.) можно считать, вместе с акад. А. Е. Ферсманом, что концентрации растворенных веществ, образующих потом кристаллы, примерно одинаковы для данного типа образований, и так как растворимость их антибатна величине  $U$ , то последовательность будет управляться, при прочих равных условиях, значениями величин энергии кристаллической решетки.

В общем же случае поправка здесь будет выражаться в том, что большая концентрация данного элемента в системе будет действовать на последовательность выпадения этого элемента так же, как и большая энергия кристаллической решетки, т. е. будет способствовать более раннему выпадению элемента в твердой фазе.

Для многих систем поправка на концентрацию явится поправкой на избыточность или дефицитность данного элемента вообще в земной коре (таковы, например, избыточные элементы семейства железа, дефицитные Li, Be и т. д.).

Интересно отметить, что самое понятие эвтектики в конечном смысле является понятием энергетическим и, повидимому, может быть сведено к величинам энергии кристаллической решетки компонентов. Достаточно указать, например, на исследования Е. Kordes'a [(<sup>20</sup>), стр. 219—220], который пытался вычислить положение эвтектики

в двойных системах, исходя из температур плавления их компонентов. Найденные им эмпирические уравнения, как говорит Эйтель, «одинаково справедливы как для элементов, солей и органических веществ, так и для силикатов», что, например, хорошо видно из табл. 5.

Таблица 5

А	T <sub>А</sub>	В	T <sub>В</sub>	T <sub>Е</sub>	Молекулярный %		
					най- дено	вычи- слено	соединения
CaO·Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ·2SiO <sub>2</sub> анортит	1 823	MgO·CaO·2SiO <sub>2</sub> диопсид	1 664	1 543	50.0	50.0	SiO <sub>2</sub>
					7.65	8.02	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>
					25.0	25.0	CaO
					17.35	16.98	MgO
MgO·CaO·2SiO <sub>2</sub> диопсид	1 664	Na <sub>2</sub> O·Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ·6SiO <sub>2</sub> альбит	1 373	1 358	73.76	74.28	SiO <sub>2</sub>
					0.92	0.73	CaO
					0.92	0.73	MgO
					12.2	12.13	Na <sub>2</sub> O
					12.2	12.13	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>

Так как температура плавления связана некоторой зависимостью с энергией кристаллической решетки (ибо расплавить соединение значит разрушить его решетку), то возможно, что в дальнейшем удастся в формулах Kordes'a  $T_{пл}^{\circ}$  заменить через выражение для  $U$ .

Интересны в этом отношении исследования, проводимые в последнее время А. Ф. Капустинским над эвтектиками более простых соединений.

3) Следующая поправка, которую необходимо ввести, связана с поляризацией. Иногда ее влиянием можно пренебречь, например для катионов, построенных по типу благородных газов, в других случаях она настолько сильно может изменить прочность решетки, а следовательно, и ее растворимость, что получают несогласия с общим положением о связи последовательности выпадения с  $U$ .

Примером может явиться следующий морфотропный ряд:

Таблица 6

$U$ по экам	Раствори- мость в 100 см <sup>3</sup>	$r$ аниона
AgF 248.4 . . . . .	181.8	1.33
AgCl 217.7 . . . . .	$1.4 \cdot 10^{-4}$	1.81
AgBr 210.0 . . . . .	$1.1 \cdot 10^{-5}$	1.96
AgI 199.8 . . . . .	$3.5 \cdot 10^{-7}$	2.20

Как видим, растворимость здесь симбатна величине  $U$ , вычисленной без учета поляризации, что противоречит общему принципу. Здесь, безусловно, сильное влияние оказывает поляризация, которая при одном и том же катионе растет вместе с размерами аниона. Что дело здесь связано действительно с поляризацией, т. е. с деформацией ионов, показывает, например, и изменение окраски соответствующих соединений, которая от бесцветных тонов у первых переходит к желтым тонам у последних.

Указание на необходимость учета поляризации при определении величины  $U$  имеется в формулировке 2-го закона кристаллохимии. Однако в математическое выражение этого закона она пока не вошла.

4. Иногда приходится также учитывать геометрию распределения энергии в кристалле, т. е. характер решетки (молекулярная, атомная или ионная). Если особых различий в этом смысле между второй и третьей нет, то они уже чрезвычайно велики при сравнении этих решеток с решетками молекулярными. В координационных решетках связь между ионами чрезвычайно прочная и управляется, как мы видели при выводе формулы Борна законом кулонова притяжения с поправкой на отталкивание, если расстояния между ионами очень близкие.

В молекулярных решетках связь внутри молекул между ионами такая же прочная, но связь между отдельными молекулами гораздо слабее. При разрушении таких решеток легко происходит распад их на молекулы. Поэтому для подобных соединений температуры плавления и кипения гораздо ниже, чем следовало бы из энергии их кристаллической решетки, которую мы определили как работу разрыва решетки на ионы. Например, для  $\text{CO}_2$   $U = 4100$  б. кал., т. е. представляет очень большую величину, превосходящую даже  $U$  для  $\text{SiO}_2$ . Однако хорошо известна низкая температура плавления и испарения  $\text{CO}_2$ , объясняемая указанной выше причиной.

Роль молекулярных легколетучих соединений в геохимии чрезвычайно велика; она играет, повидимому, решающее значение при объяснении переноса элементов в газообразной фазе, т. е. при процессах пневматолита. Интересно отметить, что способностью образовывать летучие молекулярные постройку особенно обладают высоковалентные катионы, и поэтому среди летучих погонов мы встречаем такие соединения как  $\text{CO}_2$ ,  $\text{SiF}_4$ ,  $\text{MoF}_6$ ,  $\text{WF}_6$ ,  $\text{FeCl}_3$  и т. д., роль которых в процессе разделения, например, пегматитовой и пневматолитовой фаз трудно переоценить.

5. Как хорошо известно, при различных термодинамических условиях элементы могут обладать иногда различной валентностью. Таковы, например, Fe, Mn, Cr, Ni, Ti и т. д. Вполне ясно, что энергетические показатели одного и того же элемента, но имеющих ионы разных  $w$  и  $r$ , будут различны; следовательно, для таких эле-

ментов надо давать несколько экв, соответственно числу возможных ионов.

Этот вопрос приобретает особенное значение в случае образования так называемых комплексных ионов, обладающих, как показано было выше, малыми эками. Следовательно, переход простого иона в комплексный приводит к более позднему его выпадению из растворов, например, S в форме простого иона в сульфидах выпадает значительно раньше, чем S в форме комплексного аниона  $SO_4$  в сульфатах.

Точно так же, например, простой ион  $Mo^{4+}$  выпадает значительно раньше, чем комплексный  $(MoO_4)^{2-}$ , и т. д.

Таким именно путем, т. е. способностью образовывать при известных условиях (при избытке катионов) комплексные анионы, акад. А. Е. Ферсман изящно объясняет так называемый агпаитовый порядок кристаллизации в некоторых щелочных и основных магмах<sup>(16)</sup>. Агпаитовый порядок является обратным порядку Розенбуша и, на первый взгляд, противоречит энергетическому толкованию. Так, например, если для нормального плюмазитового порядка кристаллизации характерно раннее выпадение Zr (в цирконе), Al (в корунде), Cr (в оливине), Fe (в силикатах) и Ti (в гранатах), то при агпаитовом порядке все эти элементы выпадают уже в конце процесса, находясь в форме комплексных анионов:  $(ZrO_4)^{5-}$  — в цирконосиликатах,  $(Al_2O_4)^{2-}$  — в шпинели,  $(Cr_2O_4)^{2-}$  — в хромите,  $(Fe_2O_4)^{2-}$  — в магнетите,  $(TiO_3)$  — в ильмените.

Как видим, противоречие объясняется предполагаемой различной формой нахождения элементов в магматическом расплаве.

Таким образом исходное положение геоэнергетики, что «последовательность кристаллизации симбатна с величиной  $U$  и следует в сторону понижения  $U$ », должно быть дополнено рядом ограничивающих условий и может быть сформулировано так: «В диссоциированных растворах (расплавах, флюидах) при молярной концентрации последовательность кристаллизации следует понижению  $U$  с учетом степени работоспособности энергии (симметрии решеток), геометрии распределения энергии (координационные или молекулярные решетки) и образования комплексных анионов». Таков основной закон парагена, сформулированный акад. А. Е. Ферсманом в III томе «Геохимии»<sup>(17)</sup>.

Введение экв позволило чрезвычайно просто вычислять важнейшую геохимическую константу — энергию кристаллической решетки. Так как эта величина, по закону парагена, определяет место данного соединения в парагенетическом ряду минералов, то, следовательно, в первом приближении можно принять, что величина эка определяет время и место перехода данного элемента в твердую фазу. В действительности, как мы видели, необходимо при этом

иногда учитывать ряд побочных обстоятельств, зависящих от внешней среды (диссоциация, концентрация и т. д.). Поэтому оказалось рациональным ввести особое понятие — параген, т. е. «функцию, которая определяет место данного соединения в парагенетической последовательности» [акад. Ферсман, (17)].

Параген соединения получается аддитивно из парагенов ионов подобно тому, как  $U$  соединения получается из экв ионов.

Параген иона можно, очевидно, будет получить путем сложных математических расчетов из эка, посредством введения в него ряда поправок, о которых говорилось выше, если удастся, конечно, придать им математическую формулировку, т. е. если удастся решить сложное уравнение типа:

$$\text{Параген } P = k \cdot EK \cdot f(x, y, z, u, \dots),$$

где  $k$  — коэффициент пропорциональности,

$x$  — поправка на диссоциацию (и сольватацию),

$y$  — поправка на тип решетки (координационная, молекулярная),

$z$  — поправка на концентрацию,

$u$  — поправка на поляризацию.

В настоящее время точного математического выражения этой функции, а следовательно, и ее решения нет, хотя акад. А. Е. Ферсманом и сделаны некоторые примерные расчеты, показывающие возможность такого подхода.

Поэтому, пока не разработана полностью математическая сторона вопроса, остается метод нахождения величин парагенов путем анализа природных процессов. Такие «эмпирические парагены» получены были акад. Ферсманом для целого ряда ионов в результате изучения последовательности выпадения различных минералов в разнообразных геохимических процессах. Величины «эмпирических парагенов» приведены мной в общей таблице с эками, причем масштабы и тех и других выбраны одинаковыми.

Рассмотрение таблицы, помещенной в конце статьи, заставляет сделать ряд чрезвычайно важных заключений. Из приведенных 64 парагенов 40, т. е. около 60%, имеют величины или такие же, как эки, или довольно близкие к ним. Этот вывод в конечном счете подчеркивает ту основную мысль, что действительно последовательность выпадения ионов из растворов или расплавов следует понижению величин энергии кристаллических решеток, несмотря на целый ряд поправочных коэффициентов, о которых мы говорили выше.

Значительные расхождения в величинах экв и эмпирических парагенов наблюдаются для 24 ионов, причем в целом ряде случаев мы довольно определенно можем сказать, в чем причина таких расхождений. Например, парагены слишком малы у Li, Be, Re, и Bi, повидимому в связи с их дефицитностью в земной коре, что сказывается на малой концентрации в природных процессах. На

оборот, парагены выше эквивалентов у избыточных элементов, в том числе у элементов семейства железа (Fe, Mn, Ni, Cr), у Mg, Al, Si и др.; здесь, очевидно, сказывается влияние повышенной концентрации.

Чрезвычайно низкий параген у Hg (также и у Sb) объясняется, как было показано выше, тем, что эти элементы находятся в щелочных растворах в форме комплексных ионов.

Расчет парагенов соединений производится акад. Ферсманом по принципу аддитивности, причем параген относится к одной структурной единице соединения, путем деления суммы на число ионов.

Общая формула для парагена соединений:

$$P = \frac{P_1 a + P_2 b + P_3 c + \dots}{a + b + c + \dots}$$

где  $P_1, P_2, P_3$  — соответствующие парагены ионов,  
 $a, b, c$  — число данных ионов в соединении.

Например: для  $MoS_2$   $P = \frac{(9.1 + 1.3 \cdot 2)}{2} = 3.9$ ,

для  $Ca(CO_3)$   $P = \frac{2 + 0.5}{2} = 1.3$  ( $CO_3$  — комплексный ион),

для  $Mg_2SiO_4$   $P = \frac{4.2 + 10 + 1.5 \cdot 4}{7} = 3.4$ .

Примеры подсчета парагенов минералов нескольких геохимических процессов (протокристаллизация, халькофильный и пегматитовый процессы и др.), приводимые акад. Ферсманом в III томе «Геохимии», являются прекрасной иллюстрацией важности геоэнергетического подхода при объяснении сложных природных процессов, позволяя — пусть вначале несколько схематично и приближенно, — но все же выражать эти процессы простым языком чисел. Привожу некоторые примеры.

Для протокристаллизации имеем такую последовательность:

Таблица 7

Минерал	Параген
Алмаз C . . . . .	12
Циркон $ZrSiO_4$ . . . . .	4.1
Хромит $FeCr_2O_4$ . . . . .	4.1
Корунд $Al_2O_3$ . . . . .	4.0
Шпинель $MgAl_2O_4$ . . . . .	13.6
Оливин $(Fe, Mg)_2SiO_4$ . . . . .	3.6
Пироп $Mg_3Al_2Si_3O_{12}$ . . . . .	3.4
Пироксен $(Mg, Ca) SiO_3$ . . . . .	3.3
Магнетит $Fe(Fe_2O_4)$ . . . . .	3.3

Точно так же имеем хорошее совпадение фактов с теорией в случае гидротермального процесса, что видно из табл. 8.

Таблица 8

Минерал	Параген
MoS <sub>2</sub> . . . . .	3.9
SnO <sub>2</sub> . . . . .	3.7
(Fe,Mn) WO <sub>4</sub> . . . . .	3.5
FeAsS . . . . .	3.3
FeS <sub>2</sub> . . . . .	2.9
CuFeS <sub>2</sub> . . . . .	2.4
CaWO <sub>4</sub> . . . . .	2.0
ZnS . . . . .	1.7
PbS . . . . .	1.4
CaCO <sub>3</sub> . . . . .	1.3
CaF <sub>2</sub> . . . . .	0.9
Sb <sub>2</sub> S <sub>3</sub> . . . . .	0.7
HgS . . . . .	0.7

Параген соединения, намечая место его в последовательном геохимическом ряду других соединений, т. е. указывая последовательность кристаллизации, в то же самое время объясняет ряд естественных ассоциаций элементов и минералов, так как вполне понятно, соединения с близкими парагенами будут близки и пространственно. Так объясняются, например, ассоциации Sn и W, Pb и Zn, Hg и Sb для гидротермальных месторождений, хлориды и сульфаты щелочей и щелочно-земельных элементов (Ca и Mg) в процессе галогенеза и т. д.

Из самого понятия парагена следует, что расстояние от очага ( $D$ ) и время от начала кристаллизации ( $T$ ) в схеме связаны обратной зависимостью с парагеном, т. е.

$$D = \frac{K_1}{\Pi} \text{ и } T = \frac{K_2}{\Pi}.$$

Отсюда понятна, например, более поздняя кристаллизация и дальнейшее расстояние от очага HgS или PbS по сравнению с MoS<sub>2</sub>, SnO<sub>2</sub> и т. д.

Из указанных соотношений можно найти в ряде случаев числовые выражения, связывающие, например, относительное положение концентров некоторых элементов с валентностями или радиусами их ионов (ближе к очагу — многовалентные, а при одной валентности — с малыми радиусами) взаимное сближение концентров одних элементов (например: Mo, Sn, W) по сравнению с другими (например: Pb, Hg и т. д.).

Эти идеализированные схемы, несмотря на всю их условность (так как не учтена, например, геологическая обстановка), достаточно интересны и заслуживают проверки на конкретном материале геохимических провинций и концентров.

В более широком масштабе эта схема, как показал акад. Ферсман (17), подтверждается при радиальном распределении элементов по геосферам и в пределах литосферы между отдельными геохимическими системами. Так, например, для катионов в разных системах наблюдаются такие «уровни энергии» ( $\omega^2$ ):

Таблица 9

Система	Основные породы	Граниты	Пневматолиты	Золотые жилы	Гидротермалиты
$w^2$	16—9	9—1	16	9	4

Не имея возможности останавливаться в настоящей статье на всех других возможных геохимических применениях энергетической теории, что подробно сделано акад. Ферсманом в III томе «Геохимии» и ряде опубликованных и подготовленных к печати работ, остановлюсь кратко лишь на трех следствиях из этой теории.

### 1. Правило полярного (направленного) изоморфизма

Среди многочисленных возможных случаев изоморфных замещений, которые выяснились особенно в последние годы благодаря классическим работам главным образом школы В. М. Гольдшмидта, И. и В. Ноддак и др., особое внимание привлекли примеры гетеровалентных замещений, т. е. замещений одних элементов другими разной валентности. При этом оказалось, что в подавляющем большинстве случаев замещающий элемент имеет более высокую валентность, чем замещаемый, при соблюдении обязательного для всех форм изоморфизма условия, что радиусы ионов обоих элементов равны или близки друг другу.

Таково замещение кальция редкими землями (например в хибинском апатите), магния — скандием (в магнезиальных основных породах), железа — скандием (в вольфрамитах содержание Sc достигает 0.05 — 0.5%), скандия — цирконием и гафнием (в тортвейтите), титана — ниобием и танталом (например в рутиле), калия — свинцом (в сильвине), натрия — кальцием (в плагиоклазах) и ряд других (5)

Все эти случаи с точки зрения старого учения об изоморфизме когда обязательным условием ставилась близость химических свойств изоморфных элементов, совершенно не понятны. Они наполовину понятны в свете новых представлений, ведущих, правда, свое начало еще с Грота, когда условием изоморфизма стали считать близость ионных или атомных объемов или радиусов. Я говорю «наполовину», потому что эти идеи не отвечали на вопрос, почему не идет замещение в обратном порядке, т. е. почему на место элемента данной валентности не становится элемент более низкой валентности.

Это стало понятно с тех пор, как В. М. Гольдшмидт в 1934 г. обратил внимание на то, что вхождение элемента в этих случаях увеличивает энергию кристаллической решетки, т. е. получается своего рода выигрыш энергии, что прекрасно иллюстрируется теорией эквов, как видно из табл. 10.

Таблица 10

Замещается	$r$	$EK$	Замещает	$r$	$EK$	Выигрыш $\Delta EK$
Ca	1.06	1.75	Y	1.06	3.95	+ 2.20
Mg	0.78	2.10	Sc	0.83	4.65	+ 2.55
Fe <sup>n</sup>	0.83	2.12	Sc	0.83	4.65	+ 2.53
Sc	0.83	4.65	Zr (Hf)	0.87	7.85	+ 3.20
Ti	0.64	8.40	Nb (Ta)	0.69	13.60	+ 5.20
K	1.33	0.36	Pb	1.32	1.65	+ 1.29
Na	0.98	0.45	Ca	1.06	1.75	+ 1.30

Что здесь дело связано именно с выигрышем энергии, доказывает еще и тем, что улавливание выгодного энергетически элемента совершенно не зависит от его концентрации в растворе и, следовательно, никак не может объясняться, например, пересыщением.

## 2. Механическая прочность минералов и образование россыпей

Влияние величины экв проявляется даже в такой, как будто удаленной области явлений, как образование россыпей полезных ископаемых. Не трудно показать, что механическая прочность минералов очень тесно связана с величиной  $U$ , а следовательно, с величинами экв. Акад. Ферсман дает для твердости (применительно к шкале Мооса) следующее выражение:

$$f = k \cdot \frac{a \cdot BEK_{\text{кат}} + b \cdot BEK_{\text{ан}}}{a + b} \quad (17),$$

где  $k$  — коэффициент, равный 6—7,

$a$  и  $b$  — число катионов и анионов в молекуле,

$BEK \frac{EK}{w}$ , т. е. эк, отнесенный к единице валентности, в общем виде равный  $\frac{w}{2r}$ .

Поэтому накапливаться в россыпях будут по преимуществу минералы высокой механической (и химической) стойкости, т. е. с высокой  $U$ . Сюда относятся, например, оловянный камень, вольфрамит, магнетит, кварц и т. д.

## 3. «Запрещенные» ассоциации минералов

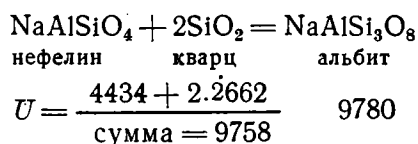
Помимо существующих объяснений «запрещенных» ассоциаций В. М. Гольдшмидта [(4), стр. 7—15], мне представляется возможным применить здесь и энергетическое толкование. Рассмотрим

два наиболее известных примера. На основании минералогического правила фаз при двух компонентах возможны два минерала. Например:

Запрещены		Возможны	
1. Кварц + нефелин		а) Альбит + кварц	
$\text{SiO}_2$ $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$		$\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ $\text{SiO}_2$	
$U = 2662$ 4434		$U = 9780$	
		б) Альбит + нефелин	
		$\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$	
2. Кварц + лейцит		а) Ортоклаз + кварц	
$\text{SiO}_2$ $\text{KAlSi}_2\text{O}_6$		$\text{KAlSi}_3\text{O}_8$ $\text{SiO}_2$	
$U = 2662$ 7052		$U = 9725$	
		б) Ортоклаз + лейцит	
		$\text{KAlSi}_3\text{O}_8$ $\text{KAlSi}_2\text{O}_6$	

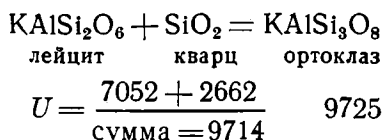
Мы замечаем, что в обоих примерах среди возможных комбинаций непременно присутствует сложный минерал (который химически является суммарным для двух других) в комбинации с тем из менее сложных минералов, который находится в избытке. Образование сложного минерала за счет двух других является энергетически выгодным, так как сопровождается уменьшением свободной энергии, что видно из сравнения энергий кристаллических решеток для первых двух случаев, взятых мной из расчетов Шибольда [(<sup>2</sup>), стр. 94].

Действительно, образование альбита схематически можно изобразить в виде такой реакции:



То есть образование альбита сопровождается выделением лишних 22 б. кал. на граммолекулу, чем образование такого же количества нефелина и кварца. Поэтому непременно должен будет образоваться энергетически более выгодный альбит в комбинации с тем другим минералом, который является избыточным по сравнению с теоретическим количеством, согласно приведенной формуле.

Точно так же для второго случая имеем;



И здесь образование ортоклаза энергетически выгоднее, чем образование суммы лейцит + кварц, поэтому возможные и запрещенные ассоциации также находят удовлетворительное объяснение.

Возможные следствия из энергетической теории не ограничиваются приведенными примерами. Число этих следствий, безусловно, будет расти вместе с дальнейшим уточнением и развитием самой теории, которая в своих общих построениях базируется на незыблемых основах периодической системы Менделеева и на основных законах термодинамики и поэтому, вне всякого сомнения, имеет большое будущее.

Ломоносовский институт.

Отдел теоретической и экспериментальной геохимии.

Академия Наук СССР.

#### ЛИТЕРАТУРА

- <sup>1</sup> Блохин М. А., Энергетическая теория строения минералов, Изв. Акад. Наук СССР, 1936.
- <sup>2</sup> Брэгг В. Л., Структура силикатов. С приложением статьи Е. Шибольда «Об изоморфии полевых шпатов». Рус. перев., 1934.
- <sup>3</sup> Гассель О., Кристаллохимия. Перев. с дополн. Н. В. Белова, под ред. А. В. Шубникова, 1936.
- <sup>4</sup> Гольдшмидт В. М., Законы ассоциаций минералов с точки зрения правила фаз. Перев. В. В. Щербины. Основные идеи геохимии, вып. 1, 1933.
- <sup>5</sup> Goldschmidt V. M., Drei Vorträge über Geochemie, 1934.
- <sup>6</sup> Капустинский А. Ф., Физическая химия металлургических процессов, т. I, 1933.
- <sup>7</sup> Леммлейн Г. Г., Порядок выделения силикатов из магматического расплава и энергии их кристаллических решеток, Докл. Акад. Наук СССР, т. I, вып. 1, 1936.
- <sup>8</sup> Меншуткин Б. Н., Курс общей химии (неорганической), 4-е изд., 1933.
- <sup>9</sup> Михайленко Я., Эволюция наших представлений о химических элементах, атомах и молекулах за последнее время, ч. 1, 1935.
- <sup>10</sup> Мысовский Л. В., Новые идеи в физике атомного ядра, 2-е изд., 1936.
- <sup>11</sup> Рабинович Е. и Тило Э., Периодическая система элементов, 1933.
- <sup>12</sup> Scherger I., Crystal Energies of Ionic Compounds, Review of Physic, XI, 1932.
- <sup>13</sup> Ферсман А. Е., Периодический закон Менделеева в геохимии, Труды Юбилейного Менделеевского съезда 1934 г., 1936.
- <sup>14</sup> Ферсман А. Е., Система эквов, Докл. Акад. Наук СССР, ч. II, № 8—9, 1935.
- <sup>15</sup> Ферсман А. Е., Применение эквов для определения энергии решеток, Изв. Акад. Наук СССР, 1935.
- <sup>16</sup> Ферсман А. Е., К геохимии щелочных магм, Изв. Акад. Наук СССР, 1935.
- <sup>17</sup> Ферсман А. Е., Геохимия, т. III, в печати, 1937.
- <sup>18</sup> Ферсман А. Е., Направленный (полярный) изоморфизм, Докл. Акад. Наук СССР, т. I (X), № 3 (80), 1936.
- <sup>19</sup> Эггерт Д. и Гок Л., Учебник физической химии, 3-е изд., 1933.
- <sup>20</sup> Эйтель В., Физическая химия силикатов. Перев. под ред. Д. С. Белянкина, 1936.

**A. A. SAUKOV. THE ENERGY OF THE CRYSTALLINE LATTICE AND ITS  
PART IN GEOCHEMISTRY**

SUMMARY

These years have brought into geochemistry a new energetical line of development led by A. E. Fersman and assuming the energy of crystalline lattice, i. e. the work of the disjunction of a gram-molecule of crystal, as a principal basis for the explanation of natural processes.

In this article the author considers different methods for the definition of value  $U$ , viz.:

1. From the experimental data, according to the cycle process of Born and Gaber:

$$U = Q + \sigma + I + \frac{D}{2} - E,$$

$Q$  the heat of reaction,

$\sigma$  the heat of sublimation of metal,

$I$  the energy of its ionization,

$\frac{D}{2}$  the heat of dissociation of gaseous molecule of metalloid,

$E$  the energy of electro-affinity for anion.

2. After Born's theoretical formula:

$$U = \frac{a w_1 w_2 e^2 N}{D} \left( 1 - \frac{1}{m} \right),$$

$a$  Madelung's coefficient depending on the type of lattice,

$w_1$  and  $w_2$  valencies of cation and anion,

$e$  the charge of electron,

$N$  Avogadro number,

$D$  the distance between anion and cation,

$m$  the coefficient of repulsion.

3. According to Kapustinsky's theoretical formula:

$$U = 256.1 \frac{\Sigma n w_1 w_2}{r_x + r_a},$$

$\Sigma n$  the number of the structural units of molecule;

$r_x$  and  $r_a$  the radii of cation and anion after Goldschmidt.

4. By means of the E. C. (energetical coefficients) method of A. E. Fersman based on the principle of additiveness:

$$U = 256.1 (a \cdot EC_1 + b \cdot EC_2 + c \cdot EC_3 + \dots),$$

$a, b, c, \dots$  the numbers of ions of a certain kind in a molecule,

$EC_1, EC_2, EC_3, \dots$  the corresponding energetical coefficients of ions, i. e. the portions of energy brought into the crystalline lattice by ions.

Differently from the two previous ways the method of energetical coefficients (E. C.) is not limited by binary associations, but allows in the first approximation to calculate  $U$  also for more complicate associations including silicates.

The succession of crystallization in dissociated solutions corresponds to the decrease of  $U$  accounting for concentration, symmetry of lattices, geometry of the energy distribution (molecular of coordination lattices) and to the formation of the complex anions. Therefore, it appeared reasonable to introduce for every ion together with E. C. a new peculiar value — «paragene», i. e. a function defining the place of a given association in the paragenetical succession,

From the paragenes of ions there are additively obtained the paragenes of associations.

The author gives examples of application of geoenergetical theory to some actual cases, viz. to the crystallization of silicates and sulphides, explanation of geochemical centres, polar isomorphism, forbidden associations etc.

---

**Ф. В. ЧУХРОВ****К МИНЕРАЛОГИИ И ГЕОХИМИИ БАРИЯ В ОСАДОЧНЫХ  
ПОРОДАХ В СВЯЗИ С ИЗУЧЕНИЕМ КЕРЧЕНСКИХ БАРИТОВ**

В статье дается описание баритов из железорудных месторождений Керченского полуострова и рассматривается ряд общих вопросов минералогии и геохимии бария. Специальное внимание уделено причине концентрации бария в коллоидных минералах марганца, а также роли коллоидной фазы в образовании фригидных (холодноводных) баритов.

**Бариты в керченских рудных пластах**

Для Крыма в целом характерно преобладание бария над стронцием (А. Е. Ферсман, 1914). Значительное количество бария вынесено из глубин гидротермальными растворами, из которых выделились уэльсит и барит. Таковы, например, описанные А. Е. Ферсманом (1907) находки этих минералов в окрестностях Симферополя. Наиболее распространенным минералом бария в Крыму является барит; местонахождения его здесь довольно многочисленны. Вне Керченского полуострова барит констатирован в юрских, меловых и триасовых осадках, а также среди изверженных пород. Несомненно, фригидный характер имеет лишь часть баритов Крыма; выделение из холодных растворов следует, например, считать вероятным для конкреций мергелистого барита из бартонских мергелей близ дер. Кият в окрестностях Симферополя, а также сходные образования из туронских мергелей Федюхиных высот возле Чоргуна (П. Двойченко, 1914).

Наиболее значительное количество баритов Крыма сосредоточено в железорудных отложениях Керченского полуострова, относящихся к средней части киммерийского яруса плиоцена.

Впервые барит в керченских рудах отмечен Я. В. Самойловым (1902), указавшим на нахождение плотного барита в Яныш-такиле. П. Н. Чирвинский (1904—1905) описал баритовые псевдоморфозы по дереву из Ново-Карантинного рудника. Цвет описанного этим автором барита белый; с поверхности барит мягок как мел, тогда как внутренние участки имеют твердость 3.5.

А. Е. Ферсману (1907) принадлежит указание на барит в Камыш-буруне. А. А. Кашинский (1909) произвел анализ плотного барита из Ново-Карантинного рудника; анализированный барит имеет твердость 3, уд. вес 4.33. Результаты анализа приводятся ниже:

BaO . . . . .	63.34	R <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	0.16
CaO . . . . .	0.74	Потеря от про-	
MgO . . . . .	0.08	каливания . . . . .	0.76
SO <sub>3</sub> . . . . .	34.21		
SiO <sub>2</sub> . . . . .	0.19		99.48

Качественно определены хлор и фосфор.

Наиболее полное описание керченских баритов принадлежит С. П. Попову (1911). Согласно этому исследователю, можно различать следующие типы выделения барита в керченских рудах.

1) Натёки — лучистые корки с округлыми очертаниями. Сюда же относятся сферические выделения в полостях раковин, иногда с вивианитом и гипсом, имеющие лучистое строение.

2) Плотные конкреции, обычно заключающие рудные оолиты и часто содержащие кварц.

3) Псевдоморфозы по дереву с сохранившимся строением последнего. Согласно П. Двойченко (1914), баритовые псевдоморфозы по дереву достигают по весу 16—32 кг.

4) Кристаллы, частью прозрачные, в полостях плотного барита и на марганцевых конкрециях, местами образующие сростки.

По данным С. П. Попова и П. Двойченко, наибольшее количество барита содержится в рудах Кыз-аульского рудника (б. рудник Провиданс), Яныш-такильского рудника (б. рудника Бока). В меньшем количестве баритовые выделения наблюдались в рудных отложениях Нового Карантина, Камыш-буруна и Оссовин. С. П. Попов установил присутствие бария в ваде из керченских рудных слоев в количестве 0.37% BaO. По определению того же автора, в обогащенных марганцем оолитах из Кыз-аульского рудника содержится 0.06% BaO.

Согласно М. И. Кантору (1937), сульфат бария обнаружен в керченских рудах как примесь к глинистому фосфориту, в котором 47.68% нерастворимого остатка, составляющего 34.14% от общей массы фосфорита, падает на сернокислый барий. Тем же автором отмечается содержание в марганцевистых оолитах из камыш-бурунской мулды 0.47% BaO.

Ниже приводится описание различных форм выделения барита в керченских рудных пластах по материалу, собранному автором настоящей статьи летом 1934 г. в различных пунктах Керченского полуострова.

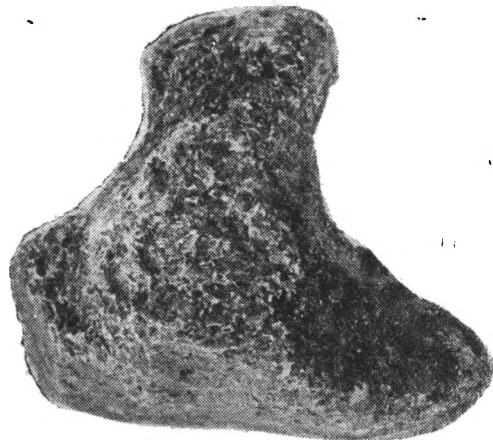
### Конкреции

Конкреции представляют наиболее обычную форму выделения барита в керченских рудных слоях, будучи приуроченными в главной

массе к марганцевистым разновидностям руды. В значительной части конкреционные выделения барита являются обогащенными рудными оолитами; реже встречаются конкреции, не содержащие оолитовых включений. Описание тех и других приводится отдельно.

Твердость барита конкреций, а равно и цементного барита в большинстве случаев равна 3.5.

I. Конкреции, обогащенные оолитами, большей частью имеют неправильную, реже лепешковидную форму. Поперечник конкреций до 10 см. Очертания их обычно округлые. Иногда наблюдаются выступы, имеющие вид рогов и бугорчатых придатков (фиг. 1). Сложение барита плотное, окраска большей частью сероватая, серовато-белая или светлосерая. Поверхностные участки в большинстве случаев обладают более светлой окраской и меньшей твердостью, чем внутренние. На плоскостях излома местами наблюдаются черные дендриты. Соотношение между количеством барита и включений непостоянно, часто даже в пределах одной и той же конкреции;



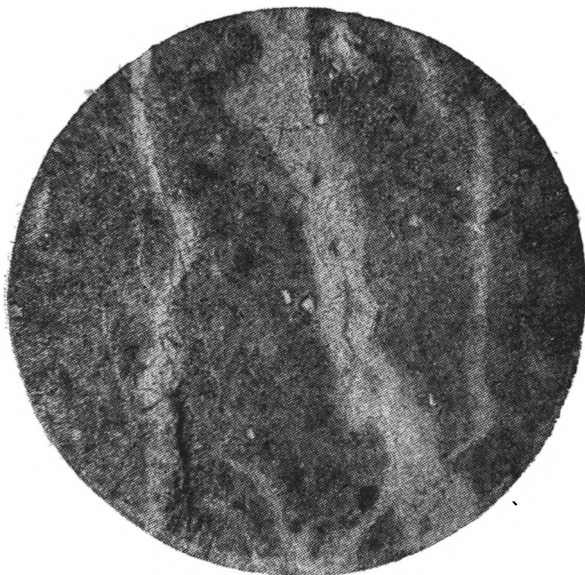
Фиг. 1. Конкреция барита, обогащенная рудными оолитами. Кыз-аульский рудник (3/4 нат. вел.)

чаще барит играет подчиненную роль и составляет цемент оолитов, реже он слагает основную массу, а оолиты играют роль включений. В последнем случае можно наблюдать обособленные участки плотного барита, иногда обнаруживающего небольшие полости неправильной формы, содержащие мелкие кристаллики барита. Помимо оолитов, включениями барита являются и мелкие рудные галечки, имеющие в основном ту же величину, что и оолиты. Те и другие нередко облепляют конкреции с поверхности; они легко отделяются от тела конкреций, оставляя на них отпечатки.

Под микроскопом видно, что плотный барит, цементирующий оолиты, состоит из неправильных, частью удлинённых зерен и из веерообразных агрегатов вытянутых неделимых. Значительная часть барита выделилась в оолитах, пересекая их в виде жилок или выполняя внутренние полости и зазоры между отдельными скорлупками; этот барит имеет более светлую окраску, чем барит основной массы, цементирующей оолиты. Светлый барит наблюдается также в виде жилок, секущих барит основной массы, а равно и в виде оторочек на оолитах. В массе барита, играющего роль цемента оолитов, заключены детритные зерна кварца.

Описанные конкреции встречены нами в Кыз-аульском и Яныштакильском рудниках, а также в шурфах ТСХА на южном крыле камыш-бурунской мульды.

II. Конкреции (и септари), не содержащие рудных включений или содержащие их в очень небольшом количестве, встречены нами как в марганцевистых рудах, так



Фиг. 2. Плотный светлосерый барит с трещинами дегидратации, выполненными более светлым баритом. Камыш-бурун, шурф 55 (× 80)

и в рудах, не обнаруживающих концентрации марганца («коричневые» руды). Ниже дается описание наиболее типичных образцов этих конкреций.

1. Камыш - бурун, отвалы шурфа ТСХА № 55. Конкреция (септария) несколько сплюснена. Ее поперечник достигает 10 см. Сложена в основном плотным светлосерым, реже буроватым и бурым (от окислов железа) баритом. В небольшом количестве в барите содержатся включения бурых оолитов. Имеется много неправильных тре-

щинок и пустот, которые выполнены нацело или инкрустированы бесцветным или белым ясно-кристаллическим баритом. Кристаллики последнего обычно вытянуты и располагаются перпендикулярно стенкам. Поверхность конкреции округлая, частью покрытая тонкой глинистой корочкой и пересеченная многочисленными беспорядочно ориентированными трещинками усыхания, образующими неправильную сетку. Интересно, что подобные глинистые корочки наблюдались также В. Шмидтом (W. Schmidt, 1921) на поверхности баритовых желваков из Меггенского месторождения. Под микроскопом плотный барит оказывается состоящим из отдельных зернышек, которые при скрещенных николях обнаруживают по две сходящиеся и расходящиеся балки. Окраска барита при одном никеле серовато-белая или сероватая. Пересекающие основную массу различно ориентированные жилки сложены бесцветным баритом в виде агрегата удлиненных зерен, лишенных признаков сферолитовой структуры и обладающих спайностью (фиг. 2). Из включений в барите, помимо рудных оолитов, обнаруживается кварц.

Анализ плотного барита из этого образца выполнен Н. А. Козловой и М. Л. Рафаэль. Для анализа использован материал без рудных включений. Содержание в анализированном веществе глинозема объясняется наличием примеси тонко распыленного глинистого вещества. Кремнезем фиксирован в глинистом веществе и в кварце.

BaO . . . . .	53.22
CaO + MgO . . . . .	0.65
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	5.56
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	1.06
Mn <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	0.20
TiO <sub>2</sub> . . . . .	следы
SiO <sub>2</sub> . . . . .	9.41
SO <sub>3</sub> . . . . .	28.12
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	0.25
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup> . . . . .	1.39

99.86

Спектроскопически установлен стронций (средние линии).

2. Камыш-бурун, шурф ТСХА № 54, глубина 26.9 м. Конкреция (септария) заключена в прослое глинистого ракушечника, подчиненного рудной толще.

Поперечник — до 9 см. Поверхность округло-бугорчатая (фиг. 3). Окраска в изломе сероватая, на поверхности серовато-белая. Поверхностные участки имеют меньшую твердость. На поверхности, как и в предыдущем случае, заметны многочисленные неправильные трещинки усыхания. Внутри конкреции весьма многочисленны неправильные полости, иногда открывающиеся на поверхность. На стенках этих полостей располагаются удлиненные кристаллики бесцветного барита. Плотный барит сложен из микроскопических неделимых неправильной формы, преимущественно удлиненных. Из включений, заметных под микроскопом, нужно отметить кварц и карбонат кальция.



Фиг. 3. Баритовая конкреция из прослая ракушечника. Камыш-бурун, шурф 54 (3/4, нат. вел.)

3. Камыш-бурун, старый рудник (б. рудник Таганрогского об-ва). Здесь в рыхлой оолитовой «коричневой» руде встречено несколько конкреций барита с поперечником до 5 см. Форма конкреций несколько удлиненная, очертания округлые. На поверхности имеются ребристые выступы, которые более или менее параллельны между собой и имеют толщину от долей миллиметра до нескольких милли-

метров (фиг. 4). Помимо ребристых выступов на поверхности конкреций наблюдаются полусферические бугорки барита с поперечником около 0.5 мм, покрытые мелкими неясно образованными неделимыми этого минерала.



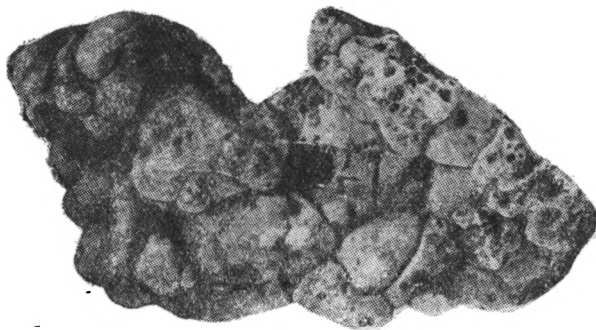
Фиг. 4. Ребристые конкреции барита из «коричневой» руды. Камыш-бурун, старый рудник ( $\frac{3}{4}$  нат. вел.)

В изломе барит, слагающий основную массу конкреций, окрашен в серовато-белый или сероватый цвет. С поверхности он загрязнен митридатитом или окислами железа; митридатит сопровождается конкреции в виде землистых скоплений. При раскалывании конкреций внутри их обнаруживаются мелкие полости неправильной формы. В барите основной массы заметно веерообразное сложение.

4. Ново-Карантинный рудник, старый карьер. а) Конкреция имеет удлиненную форму. Длина ее—6.5 см, толщина 2.5—3 см. Поверхность частью плоская, частью груборебристая. Ребристые выступы ориентированы вдоль конкреции и приблизительно параллельны между собою (фиг. 5). В поперечном направлении они частью делятся на отдельные удлиненные бугорки. Толщина ребристых выступов 1—5 мм. б) Очертания конкреции плоские, поверхность частью ребристая. Ребристые выступы, как и в предыдущих случаях, округлые. На поверхности наблюдаются также натечные бугорки барита. Внутреннее строение конкреции веерообразное. На плоскостях излома можно видеть черные и бурые дендриты.



Фиг. 5. Конкреция барита, частью ребристая. Ново-Карантинный рудник, старый карьер ( $\frac{3}{4}$  нат. вел.)



Фиг. 6. Плоская конкреция барита с отпечатками оолитов на поверхности. Яныш-такильский рудник ( $\frac{3}{4}$  нат. вел.)

Обе конкреции происходят из «коричневой» руды.

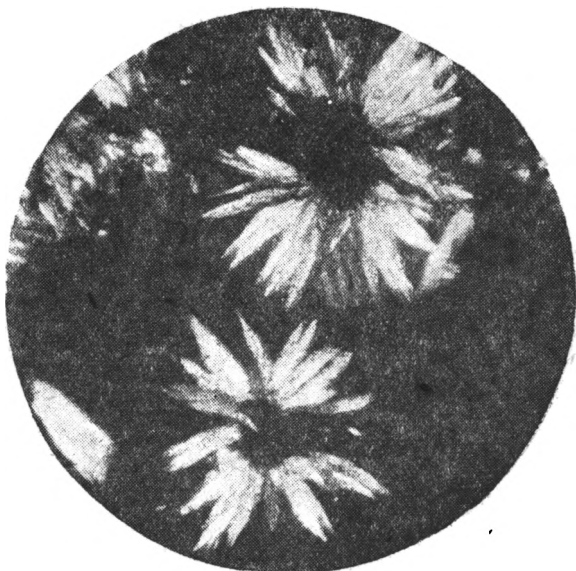
5. Яныш-такильский рудник (б. рудник Бока). В марганцевистой руде встречено несколько сплюснутых конкреций барита, содержащих в периферических частях редкие

включения оолитов. Поперечник конкреций до 8 см, толщина до 2 см. Поверхность округло-бугорчатая, соответствующая поверхности натечных образований (фиг. 6). Сложение в основном плотное. Внутренние полости частью несут на стенках мелкие кристаллики почти или вовсе бесцветного барита, частью нацело выполнены баритом, имеющим более светлую окраску, чем барит основной массы. Окраска барита основной массы в изломе светлосерая, на наружной поверхности — более светлая.

#### Выделения в трещинах и полостях

I. Отдельные удлиненные кристаллы барита и их сростки в наших образцах наблюдаются в полостях, образовавшихся в результате выщелачивания известковых створок раковин в марганцевистой оолитовой руде и в сидеритовой породе, а также, как уже отмечалось, в полостях плотного барита. В марганцевистой руде барит обычно сопровождается минералом из группы псиломелана-вада. Длина кристаллов достигает 1,5 см при толщине 1,5 мм. В значительной части кристаллы прозрачны и бесцветны; лучшие образцы встречены нами в кыз-аульской и камыш-бурунской мульдах.

II. Лучистые агрегаты неделимых барита наблюдаются в трещинах и полостях, возникших в результате выщелачивания створок раковин, преимущественно в образцах марганцевистой руды и псиломелана из кыз-аульской и камыш-бурунской мульд. Длина неделимых, из которых построены агрегаты, достигает нескольких сантиметров, толщина — до 1 мм. Звездчатые сростки неделимых барита обнаружены под микроскопом в аморфном фосфате типа курскита, образующем псевдоморфозу по древесине из Кыз-аульского рудника (фиг. 7).



Фиг. 7. Звездчатые выделения барита в аморфном минерале типа курскита. Кыз-аульский рудник (× 80)

III. Натечные и сферолитовые агрегаты встречаются относительно нередко. Ниже приводится характеристика некоторых выделений барита этого типа.

Ново-Карантинный рудник, старый карьер. 1) Барит образует бугорчатые полусферические выделения на плоскости, неправильно секущей выполненное оолитовой рудой ядро моллюска из группы кардид (фиг. 8). Поперечник натеков от 0.5 мм до 4 см. Наружная поверхность гладкая и ровная. Сложение, судя по излому, плотное с признаками лучистости. Окраска в изломе сероватая. На поверхности имеются дендриты и пленки окислов железа. С баритом ассоциируется бурый железняк. 2) В том же Ново-Карантинном



Фиг. 8. Натечный барит в полости ядра кардиды. Ново-Карантинный рудник, старый карьер ( $\frac{3}{4}$  нат. вел.)

руднике барит встречен в ассоциации с продуктом выветривания анапайта в виде мелких бугорчатых натеков, обладающих поперечником до 0.5 мм, и частью в виде корочек толщиной до 0.5 мм. Бугорчатые выделения обнаруживают ясное лучистое строение. 3) Выделения натечного барита с лучистым внутренним строением нередко встречаются в полостях псевдоморфоз барита по древесине в образцах из различных мульд. 4) В шурфе ТСХА № 53 на южном крыле камыш-бурунской мульды барит обнаружен в виде мелких натеков со сферолитовой структурой в ассоциации с пирротинном и натечным сидеритом. 5) В береговом обрыве у Камыш-буруна в ассоциации с анапайтом встречены плоские сферолитовые агрегаты барита с поперечником до 2 см. Помимо лучистого строения, в этих агрегатах наблюдаются признаки концентрической скорлуповатости. Окислы железа сообщают бариту желтоватую, буроватую или бурую окраску.

### Цементный барит

Барит, играющий роль цемента оолитов и рудных галечек, встречен в марганцевистых разностях железной руды кыз-аульской и камыш-бурунской мульд. В этих рудах барит образует неправильные, обычно незначительные участки. Сложение его плотное, окраска главным образом сероватая. Частью он имеет полости, в которых содержатся выделения ясно-кристаллического лучистого барита и плотного, частью натечного псиломелана. Значительное количество цементного барита сосредоточено в баритовых конкрециях, обогащенных включениями оолитов. В плотном сероватом барите местами заключены псевдоморфозы более светлого барита по створкам раковин.

### Зооморфозы и фитоморфозы

Зооморфозы представлены в рудных слоях псевдоморфозами по раковинам пластинчатожаберных (*Dreissensia*, кариды), реже гастропод. Генетически эти формы выделения барита представляют следствие заполнения пустот, возникших в результате выщелачивания раковин, заключенных в плотных разновидностях руды, преимущественно марганцевистой. Наблюдаются различные переходы от пустот, заполненных нацело, к пустотам, не содержащим баритовых выделений. Сложение барита обычно ясно-кристаллическое, причем в значительном числе зооморфоз можно видеть ясно лучистое расположение неделимых. Фитоморфозы барита и других минералов, пользующиеся значительным распространением в керченских железорудных отложениях, описаны нами отдельно.

### Общие сведения по геохимии бария

Распространенность бария в земной коре незначительна. Согласно акад. А. Е. Ферсману (1934, ч. 1), весовой кларк этого элемента в земной коре на 1932 г. следует принять за 0.05%. По данным В. Энгельгардта (W. Engelhardt, 1936), среднее содержание ВаО в литосфере составляет 0.045%. Этим же автором, которому принадлежит наиболее новая и полная сводка по геохимии бария, установлен ряд других средних чисел, иллюстрирующих распределение бария в земной коре; ниже приводятся важнейшие из них.

Среднее содержание ВаО в изверженных породах 0.048%. Наиболее богаты барием породы группы сиенита (до 0.23% ВаО) и граниты, содержащие ромбический пироксен (до 0.34% ВаО). Установлено также, что содержание бария в магматической горной породе увеличивается с увеличением количества калийсодержащих минералов, как полевые шпаты, и в меньшей степени — слюды и лейцит; в этих минералах находится главное количество бария изверженных горных пород. Причиной этого, вслед за Энгельгардтом, можно считать улавливание бария калием при процессах магматической кристаллизации, что подтверждено экспериментально.

Объяснение этому может быть дано, исходя из введенного А. Е. Ферсманом (1936) понятия о направленном изоморфизме: «При разных валентностях наблюдается направленный изоморфизм, благодаря которому решетки с ионами более низкой валентности принимают преимущественно ионы более высокой валентности», «наблюдается избирательное накопление иона большей валентности из весьма диффузного состояния»; при этом необходимо, чтобы улавливаемый ион имел больший ионный радиус<sup>1</sup>.

<sup>1</sup> Ионные радиусы: К 133Å; Ва 1.43Å.

Изоморфизм между барием, с одной стороны, и Mg, Fe и Ca, с другой, почти или вовсе не имеет места ввиду значительного различия их ионных радиусов. Этим объясняется чрезвычайно низкое содержание бария в габбровых породах, бедных калием. В период главной кристаллизации первыми выделениями калиевых полевых шпатов захватывается основная масса бария; это же объясняет и высокую концентрацию бария в сиенитовых породах. Кристаллизация обычных гранитов происходит из расплавов, уже обедненных барием; исключения составляют граниты чарнокитового ряда, которые, очевидно, представляют более ранние по отношению к обычным гранитам образования. Еще более бедны барием, чем обычные граниты, пегматиты, кристаллизация которых происходит из содержащего лишь весьма незначительные количества бария остаточного расплава. Бариевым минералом пегматитов является лейкофенит (см. ниже). Слюды и лейцит имеют наиболее высокое содержание бария в том случае, если они выделились в период главной кристаллизации. По мнению Энгельгардта, пространственная решетка лейцита менее благоприятна для поглощения калия, чем решетки полевых шпатов и слюд.

Появление бария в гидротермальных растворах, в которых он нередко играет весьма существенную роль, вероятно, следует объяснить выщелачиванием его из магматических калиевых минералов, так как первичный барий не доходит до остаточной кристаллизации в существенных количествах. Из гидротермальных растворов барий выделяется в виде барита, витерита, цеолитов, может быть в виде целезиана и гиалофанов; частью барит захватывается адуляром. К гидротермальной фазе, возможно, относится выделение кордилита (А. Е. Ферсман, 1931).

Количество бария в водах минеральных источников тем выше, чем меньше в них содержится  $\text{SO}_4^{2-}$  и чем больше  $\text{Cl}^-$ . Содержание Ba в водах источников достигает 1.3%. В водах, бедных ионами хлора, количество бария большей частью выражается не больше чем в десятых долях миллиграмма или в миллиграммах на литр. Соответствующий цифровой материал приведен в работах Р. Делькескампа (R. Delkeskamp, 1900 и 1902, заграничные источники) и А. П. Герасимова (1917, источники СССР). Примером источников, воды которых обогащены барием, может служить известный источник Лаутенталя на Гарце; в воде его содержится 0.314 г  $\text{BaCl}_2$  на литр.

Среднее содержание BaO в осадочных породах, по данным Энгельгардта, 0.043%, т. е. немного меньше, чем в изверженных породах. В морской воде содержится 0.000006% BaO. Из осадочных пород наиболее богаты барием глины, содержащие в среднем 0.051% BaO; это объясняется способностью глинистых коллоидов, частицы кото-

рых заряжены отрицательно, адсорбировать катионы, особенно с большим ионным радиусом. Бокситы бедны барием, так как коллоидный глинозем электроположителен и не адсорбирует катионы. Точно так же бедны барием железные руды, не обогащенные марганцем. Очень невелико содержание бария в минералах химических осадков и в фосфоритах. Наибольший теоретический интерес представляет концентрация бария в марганцевых минералах, возникающих при гипергенных процессах; этот вопрос заслуживает особого рассмотрения.

### О причинах ассоциации Ва и Мп в зоне выветривания

По указанию А. Е. Ферсмана (1934, ч. 2), сочетание Ва и Мп представляет одну из неразгаданных эмпирических закономерностей: «По всей вероятности, барий заслуживает специального исследования, начиная с осаждения его не без воздействия органического вещества в коллоидальных органических глубинах, кончая его поверхностной миграцией и перекристаллизацией с постепенной очисткой от стронция и накоплением в виде вторичных месторождений». Ассоциация Ва и Мп является весьма типичной для марганцевых минералов, выделившихся первично в коллоидальной форме (Г. Берг, 1933). Приведем некоторые фактические данные.

В чистурских марганцевых рудах, по данным Ф. Я. Аносова и И. И. Гинзбурга (1937), содержание ВаО достигает 1.90%. Барий в этих рудах местами обособляется в виде барита, образующего белые рыхлые включения и отдельные кристаллы (Н. И. Сургунов, 1907 и 1914), Фогтом (J. Vogt, 1906) констатировано присутствие ВаО в озерно-луговых марганцевых рудах в количестве до 5.65%; этот автор отметил чрезвычайную распространенность совместного нахождения бария с марганцем. В марганцевых рудах Бразилии содержится от 1.3% до 2.5% ВаО (E. Hussak, 1901). В богатой марганцем железной озерной руде из Финляндии, по Энгельгардту (W. Engelhardt, 1936), имеется 0.74% ВаО; бедная марганцем железная озерная руда оттуда же содержит лишь 0.17% ВаО. Имеются указания на нахождение бария в морских марганцевых желваках (W. Gümbel, 1878; J. Murgau and J. Hjort, 1912; K. Andrée, 1918). Энгельгардт отмечает, что барий является обычным элементом всех марганцевых месторождений Германии.

Одна из немногих попыток объяснить совместное нахождение Ва и Мп принадлежит Я. В. Самойлову (1910), который предположил существование бариевых солей марганцевых кислот и категорически отверг возможность изоморфного замещения между Ва и Мп. Современные представления об изоморфизме ограничены кристаллической средой, тогда как многие марганцевые минералы, обогащенные барием, представляют аморфные тела. Кроме того при допущении рентгено-кристаллической структуры аморфных марганцевых мине-

ралов все же нет достаточного сходства ионных радиусов Ва и Мп.

Г. Бишоф (G. Bischof), подчеркивший еще в 1847 г. ассоциацию бария и марганца, пришел к заключению, что в псиломелане барий и марганец связаны химически; этот исследователь, однако, прошел мимо объяснения подмеченной закономерности.

Не касаясь ассоциации бария и марганца в таких кристаллических марганцевых минералах, как холландит и романешит, попытаемся объяснить частую приуроченность бария к типичным коллоидным минералам марганца — псиломелану и ваду. В этих минералах трудно предположить иную связь между барием и марганцем помимо адсорбционной (может быть, хемосорбционной).

Остановимся на тех причинах, которые, по нашему мнению, лежат в основе избирательной адсорбционной концентрации бария в марганцевых коллоидных минералах. Из числа факторов, влияющих на адсорбируемость какого-либо иона, вслед за В. Ноллем (W. Noll, 1931) можно выделить следующие:

1) Знак заряда. Отрицательно заряженные коллоиды избирательно адсорбируют катионы, тогда как для положительно заряженных коллоидов характерна адсорбция анионов. Двоокись марганца является отрицательным коллоидом и благодаря этому адсорбционно накапливает ряд катионов, как Ва, К, Li, Cu, Ni, Со и др.; эта эмпирическая закономерность была подчеркнута Ф. Корню и М. Лазаревичем (F. Cornu und M. Lazarevič, 1909), которые, однако, не дали ей объяснения. Позже Ф. Берендом (F. Berend, 1924), а за ним и другими авторами, было отмечено, что причиной поглощения катионов коллоидной двоокисью марганца является отрицательный заряд ее частиц. Однако один знак заряда не объясняет предпочтительного накопления в марганцевых минералах бария в сравнении с другими катионами.

2) Число зарядов (валентность) иона. Адсорбируемость иона зависит от его валентности; при этом, как известно, отношение адсорбируемостей различных по валентности ионов выражается не числами их валентностей, а гораздо более сложно. Очевидно, что при равных условиях барий должен адсорбироваться марганцевыми коллоидами лучше, чем калий и другие одновалентные металлы. Как и знак заряда, значность иона все же не дает ответа на вопрос, почему барий концентрируется марганцевыми коллоидами избирательно в сравнении с Са, Sr, Mg и другими двухвалентными металлами.

3) Гидратный объем иона. Под гидратным объемом иона понимают тот объем, который он занимает вместе со своей гидратной оболочкой. Гидратация ионов легко объяснима, если исходить из допущения, что молекулы воды представляют собой диполи.

Гидратная оболочка увеличивает расстояние от центра тяжести иона до его поверхности. Увеличение этого расстояния уменьшает

силу притяжения иона коллоидной частицей, так как это притяжение обратно пропорционально квадрату расстояния. Гидратация кроме того имеет следствием и уменьшение подвижности иона вследствие увеличения его объема и поверхности.

Гидратация иона при одном и том же заряде прежде всего зависит от ионного радиуса: чем больше ионный радиус, тем больше поверхность иона и тем меньше плотность силовых линий сопряженного с ионом силового электрического поля. Уменьшению плотности силовых линий соответствует уменьшение способности иона притягивать молекулы воды. Таким образом, чем больше ионный радиус, тем меньше гидратный объем иона. Благодаря этому, из ряда ионов, обладающих одинаковым по знаку и по величине зарядом, наиболее сильно будет адсорбироваться ион с наибольшим ионным радиусом. Наименее гидратируется водородный ион, имеющий наибольший среди катионов ионный радиус.

Помимо ионного радиуса, на гидратный объем иона влияет концентрация, благодаря чему константы гидратации имеют смысл в применении к растворам определенной концентрации. Г. Реми (1933) получил следующие константы для гидратации различных ионов в однонормальных растворах. Для сравнения приводим эффективные ионные радиусы:

	Li	Na	K	H	Mg	Ca	Sr	Ba
Число молекул воды, связанных одним ионом . . . . .	12	8	4	1	14	10—12	8	4
Ионный радиус . . . . .	0.78	0.98	1.33	1.54	0.78	1.06	1.27	1.43

Ион бария имеет наибольший среди двухвалентных ионов ионный радиус и, как следствие этого, обладает наименьшим гидратным объемом. Как видно из приведенной выше таблицы, это находится в полном соответствии с экспериментальными данными. В этом, по нашему мнению, заключается объяснение предпочтительной концентрации в коллоидных марганцевых минералах бария в сравнении с рядом других элементов.

Интересно, что из щелочных металлов в псиломеланах особенно часто концентрируется калий, что всецело может быть объяснено его незначительным гидратным объемом. Теоретически возможна концентрация в псиломеланах и вадах Rb и Cs по аналогии с глинами, в которых эти элементы установлены в концентрированных количествах (W. Noll, 1931).

Как и следовало ожидать, обогащенные барием псиломеланы встречаются чаще, чем псиломеланы, обогащенные калием. А Брейт-

гаупт (A. Breithaupt, 1849), отметивший это одним из первых, употреблял для указанных разновидностей псиломелана названия *Psilomelanus kalicus* и *Psilomelanus barytosus*. В анализах чистурских марганцевых руд количество BaO всегда значительно больше количества щелочей (Ф. Я. Аносов и И. И. Гинзбург, 1937); в ряде анализов намечается обратная корреляция между содержанием щелочей и бария.

Интересно, что в соответствии с теоретическими предпосылками наблюдается концентрация бария и в других отрицательных коллоидах, как глинистые коллоиды и кремнезем. Накопление бария в глинах уже отмечалось выше. Повышенное содержание бария в кремнях, представляющих всегда несомненные метаколлоидные образования, указывается Энгельгардтом; например, кремни из бедного барием мукронатового мела оказались обогащенными барием по сравнению с вмещающей породой в 10—15 раз.

### Существенно бариевые и обогащенные барием минералы

#### Первичные минералы

- Цельзиан  $Ba Al_2 Si_2 O_8$   
 Гиалофан  $m K_2 Al_2 Si_6 O_{16} \cdot n Ba Al_2 Si_2 O_8$   
 Ортоклаз и адуляр — до 3% BaO (R. Delkeskamp, 1902; W. Engelhardt, 1936)  
 Бариевый плагиоклаз — до 7.30% BaO (A. Des Cloizeaux 1877; S. Nockolds and E. Zies, 1934)  
 Бариевый биотит — до 6.84% BaO (J. Dana, 1914)  
 Эллахерит = бариевый мусковит до 9.89% BaO (L. Bauer and H. Verma, 1933)  
 Бариевый флогопит до 1.28% BaO (H. Eckeremann, 1925)  
 Гармотом  $m (Ba, Na_2, K_2, Ca) Al_2 Si_6 O_{16} + n (Ba, Na_2, K_2, Ca) Al_2 Si_2 O_8 \cdot 6H_2O$   
 Бариевый гейландит. Содержит 2.55% BaO (D. Lovisato, 1899)  
 Брюстерит  $(Sr, Ba, Ca) Al_2 Si_6 O_{16} \cdot 5H_2O$   
 Уэльсит  $R Al_2 Si_3 O_{10}$ , где  $R = Ba, Ca$  и  $K_2$   
 Эдингтонит  $Ba_2 Al_4 Si_6 O_{20} \cdot 8H_2O$   
 Лейкосфенит  $Na_4 Ba (TiO)_2 (Si_2 O_5)_5$   
 Каппеленит — боросиликат Y и Ba  
 Джиллеспит  $Fe \cdot Ba Si_4 O_{10}$   
 Санборнит  $Ba Si_2 O_5$   
 Тарамелит  $Ba_4 Fe \cdot Fe_4 \cdot Si_{10} O_{31}$   
 Гиалотектит. Прибл.  $(Pb, Ba, Ca)_9 B_2 Si_{12} O_{36}$   
 Кордилит  $(BaF)(CeF) Ce (CO)_3$   
 Барилит  $Be_2 Ba Si_2 O_7$   
 Барит  $BaSO_4$

Витерит  $\text{BaCO}_3$   
 Альстонит  $(\text{Ba}, \text{Ca})\text{CO}_3$   
 Барито-кальцит  $\text{Ba Ca}(\text{CO}_3)_2$

### Вторичные минералы

Барит  $\text{BaSO}_4$   
 Барито-целестин  $(\text{Ba}, \text{Sr})\text{SO}_4$   
 Левигит — водный сульфат  $\text{K}, \text{Na}$  и  $\text{Al}$ ; до 1.18%  $\text{BaO}$  (П. Земятченский, 1936)  
 Витерит  $\text{BaCO}_3$   
 Ураноциртит  $\text{BaO} \cdot 2\text{UO}_3 \cdot \text{P}_2\text{O}_5 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$   
 Бариевая селитра  $\text{Ba}(\text{NO}_3)_2$   
 Фольбортит  $(\text{Cu}, \text{Ca}, \text{Ba})_3(\text{OH})_3\text{VO}_4 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$   
 Псиломелан и вад  $\text{Mn O}_2 \cdot m \cdot \text{RO} \cdot n \text{H}_2\text{O}$ , где  $R = \text{Ba}, \text{K}_2$  и др.  
 Генетически недостаточно ясно место феррацита  $(\text{Ba}, \text{Pb})_3(\text{PO}_4)_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$  и георцейксита  $2\text{BaO} \cdot 3\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{P}_2\text{O}_5 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$ .  
 Манганаты, содержащие барий (холландит, романешит), условно можно отнести к вторичным минералам.

### Формы миграции бария

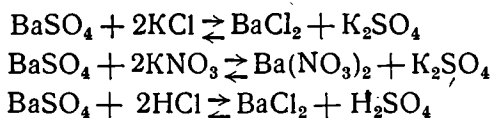
1) Наиболее растворимое в воде соединение бария —  $\text{BaCl}_2$ . При  $20^\circ \text{C}$  растворимость хлористого бария в воде составляет 36 г на 100 г воды, а при  $101^\circ \text{C}$  — 59 г на 100 г воды (Г. Реми, 1933).

2) Карбонат бария растворим в воде несколько лучше, чем карбонаты стронция и кальция, но все же растворимость его очень невелика. По данным Реми, в 100 г воды при  $18^\circ \text{C}$  растворяется 1.72 мг  $\text{BaCO}_3$ . Водный раствор  $\text{BaCO}_3$  имеет щелочную реакцию вследствие гидролиза этого соединения. С теми соединениями, которые в результате гидролиза сообщают раствору кислую реакцию, например, соли  $\text{Fe}$  и  $\text{Al}$ , карбонат бария, взмученный в воде, дает осадок гидроксида  $\text{Fe}(\text{OH})_3, \text{Al}(\text{OH})_3$ , что сопровождается выделением угольного ангидрита. Растворимость  $\text{BaCO}_3$  увеличивается, если раствор содержит соли аммония или углекислоту; в последнем случае образуется бикарбонат. Бикарбонат бария в воде растворим в значительных количествах. В качестве примера растворов, содержащих углекислый барий, можно указать воды Семигорского источника (около 20 км от Анапы), содержащие, по данным К. А. Прокопова (1914), 0.0083%  $\text{BaCO}_3$  на литр воды. В этих водах отсутствует ион  $\text{SO}_4^{''}$ . Отмечается также присутствие карбоната бария в воде Нарзана (Э. Карстенс, 1910). Г. Тренер (G. Tegner, 1908) указал на возможность переноса  $\text{BaCO}_3$  в виде суспензии.

3) Сульфат бария имеет ничтожную растворимость в чистой воде в молекулярной форме. При  $18^\circ \text{C}$  в 100 г воды растворяется

лишь 0.22 мг  $\text{BaSO}_4$ <sup>1</sup>. В присутствии некоторых кислот и растворимых солей растворимость сульфата бария значительно увеличивается. Энгельгардт (W. Engelhardt, 1936) указывает, что в кислых или нейтральных растворах, содержащих хлориды, может содержаться и транспортироваться до 100 мг  $\text{BaSO}_4$  на литр воды. По Р. Делькескампу (R. Delkeskamp, 1902 и 1904) растворимость  $\text{BaSO}_4$  повышается в присутствии щелочных карбонатов; повидимому, так же действует  $\text{CO}_2$ . Согласно Г. Латтерману (G. Lattermann, 1889) растворению  $\text{BaSO}_4$  способствуют  $\text{NH}_4\text{NO}_3$ ,  $\text{NaNO}_3$ ,  $\text{KNO}_3$  и  $\text{MgCl}_2$ . Известно также, что сульфат бария легко растворяется в присутствии серноватисто-кислого натрия.

З. Караогланов (Z. Karaoglanow, 1917) экспериментально установил, что растворимость сульфата бария повышается в присутствии  $\text{KCl}$ ,  $\text{NaCl}$ ,  $\text{KNO}_3$ ,  $\text{NaNO}_3$ ,  $\text{SrCl}_2$ ,  $\text{FeCl}_3$ ,  $\text{HCl}$ ,  $\text{HNO}_3$ . Объясняется это реакциями между перечисленными соединениями и сульфатом бария. Например:



В присутствии иона  $\text{SO}_4^{''}$  растворимость сернокислого бария понижается, что экспериментально проверено на примере разбавленных растворов  $\text{H}_2\text{SO}_4$  и  $\text{Fe}_2(\text{SO}_4)_3$ . Хлористый кальций не увеличивает растворимости  $\text{BaSO}_4$ , так как при взаимодействии с этим соединением он образует сульфат кальция, который, в отличие от щелочей, диссоциирует не в две ступени, а в одну, и дает благодаря этому слишком много ионов  $\text{SO}_4^{''}$ .

В концентрированной серной кислоте  $\text{BaSO}_4$  растворяется благодаря образованию кислой соли  $\text{Ba}(\text{HSO}_4)_2$  до его содержания в растворе в 10—12%; однако этот случай вряд ли имеет существенное значение для миграции бария в земной коре. Следует также иметь в виду возможность транспорта  $\text{BaSO}_4$  в виде золя.

Ряд интересных данных о коллоидных растворах сульфата бария имеется в работах П. Веймарна (1908 и 1910). Этот автор указал, что мельчайшие кристаллики  $\text{BaSO}_4$  имеют растворимость, по крайней мере в четыре раза превышающую растворимость крупных кристаллов. В. Джонс и Т. Мак-Вэй (W. Jones and T. McVay, 1934) пришли к заключению, что в изученном ими месторождении барит отлагался из разбавленных растворов, содержавших сернокислый барий.

<sup>1</sup> Различными исследователями приводятся неодинаковые цифры. По Караогланову, это объясняется тем, что изучение растворимости сульфата бария проводилось над материалом различной степени дисперсности.

4) По Г. Бергу (F. Behrend und G. Berg, 1927) в условиях резко восстановительной обстановки сульфат бария может восстанавливаться до сульфида. Последний подвергается гидролизу:  $2\text{BaS} + 2\text{H}_2\text{O} = \text{Ba}(\text{SH})_2 + \text{Ba}(\text{OH})_2$ . Возникают растворимые в воде гидрат и сульфгидрат бария. Растворимость  $\text{Ba}(\text{OH})_2$  при  $18^\circ\text{C}$ —3.84 г на 100 г воды. Восстановление  $\text{BaSO}_4$  до  $\text{BaS}$  требует особых условий, так как искусственное получение сернистого бария производится при температуре  $600\text{—}800^\circ\text{C}$  в присутствии угля. Нам кажется, что в этом процессе в условиях природной обстановки существенную роль должны играть бактерии, подобно тому, как эти последние способствуют восстановлению ряда других сульфатов, в частности при сероводородном заражении. Несомненным также считается участие бактерий в восстановлении сульфата кальция до сульфида (G. Trener, 1908).

Определенные указания на природный сульфид бария в литературе нам не известны. Однако по отношению к сульфиду кальция такие указания имеются. По данным К. Шмидта (C. Schmidt, 1866 и 1868) в грязи Чапаевского курорта (б. Столыпинские минеральные воды) содержится, наряду с сернистым железом, и сернистый кальций; количество  $\text{CaS}$  составляет 11.93 г на 100 г грязи.

5) Биогенная миграция бария также имеет известное значение для его геохимии. Ядовитость соединений бария является причиной того, что этот элемент почти не используется животными организмами для строения скелетных частей. Построение скелетных частей организмов из  $\text{BaCO}_3$  исключается также благодаря тому, что это соединение сравнительно легко разлагается водой (G. Trener, 1908).

Наиболее значительная концентрация бария в виде  $\text{BaSO}_4$  обнаружена в корненожках *Xenophyophorae*. Сульфат бария в этом организме представлен округлыми бесцветными и прозрачными зернами (гранеллями) с круглой или овальной формой и с поперечником  $2\text{—}6\mu$  (F. Schulze und H. Thierfelder, 1905). Важность обнаружения сульфата бария в корненожках для объяснения образования первичных выделений этого соединения в осадочных породах в свое время особенно подчеркивал Я. В. Самойлов (1911). Из растений большим содержанием бария отличается дуб; в золе листьев этого растения констатировано  $0.1\text{—}0.3\%$   $\text{BaO}$ . В золе морской водоросли *Fucus vesiculosus* найдено  $0.03\text{—}0.1\%$   $\text{BaO}$ . Содержание бария в растениях поясняет известную концентрацию его в углях; так в каменном угле из Силезии содержится до  $3\%$   $\text{BaO}$  (W. Engelhardt, 1936).

#### Главные случаи выделения бария из растворов зоны выветривания

Выделение бария из растворов в естественных условиях особенно хорошо прослежено на примере барита. Наиболее известно от-

ложение барита из воды соляного источника в Лаутентале на Гарце (G. Lattermann, 1889). Кроме того описано выделение барита из рудничных вод в Англии, в частности в Дурхэме (J. Dunn, 1877; F. Clowes, 1889 и 1890), а также в источниках Колорадо (W. Headen, 1905), Карлсбада (W. Haidinger, 1854) и др.

Ниже рассматриваются лишь те выделения бария, которые не связаны с привнесом вещества из магмы и носят фригидный характер.

1) Барий адсорбируется отрицательными коллоидами, из которых наибольшее значение имеют двуокись марганца, глинистые коллоиды и кремнезем. Закономерности этого процесса освещены выше.

2) Барий поглощается организмами, после смерти которых он выпадает в осадок. По мнению Я. В. Самойлова, барий организмов при диагенетических процессах может концентрироваться в виде желваков.

3) Барий осаждается в результате взаимодействия  $BaCl_2$  с растворимыми сульфатами. Наиболее известным примером этого является уже отмеченное выделение  $BaSO_4$  у Лаутентала в результате взаимодействия содержащих хлорид бария вод источника с рудничными водами, в которых обнаружены сульфаты магния и цинка (G. Lattermann, 1889). Из источников СССР, в отложениях которых констатирован барий, можно назвать Каргинский источник в Забайкальи. В туфе этого источника содержится 0.597%  $BaSO_4$ . Баритовые кристаллы как отложение источников известны в Карлсбаде (W. Haidinger, 1854). А. Хоуланд (A. Howland, 1936), исследовавший баритовые выделения среди известняков Колорадо, пришел к выводу, что осадителем бария из растворов мог быть содержащийся в известняках гипс.

4) Выделение бария в виде барита происходит из растворов, содержащих хлориды или соляную кислоту, наряду с сульфатом бария. Причиной выделения  $BaSO_4$  может быть испарение воды, нейтрализация кислотности и появление в растворе других сульфатов (W. Engelhardt, 1936).

5) Выделение бария за счет  $Ba(HCO_3)_2$  может происходить несколькими путями: а) бикарбонат взаимодействует с сульфатами; частным случаем этого, по У. Твенхофелу (W. Twenhofel, 1926), является выделение барита в контакте с сульфидом железа, подвергающимся окислению, а также в результате взаимодействия бикарбоната с гипсом; б)  $Ba(HCO_3)_2$ , теряя углекислоту, переходит в  $BaCO_3$ ; указания на нахождение карбоната бария, не связанного с гидротермальными процессами, в осадочных породах имеются у Твенхофела (W. Twenhofel, 1926), Делькескампа (R. Delkeskamp, 1902) и Тренера (G. Trener, 1908). Последний пришел к заключению, что барий в известняках и речном иле фигурирует как кар-

бонат, в песках как карбонат и сульфат, а в мергелях и глинах как силикат.

Ф. Клаус (F. Clowes, 1886 и 1889), изучавший баритовые песчаники из триасовых отложений Англии, пришел к заключению, что первично барий этих песчаников был отложен в виде карбоната, который под действием растворимых сульфатов перешел в сернокислую соль и лишь местами сохранился в очень незначительном количестве.

б) Образование барита может иметь место также как следствие окисления  $BaS$  или  $Ba(SH)_2$ . А. Брейтгаупт (A. Breithaupt) еще в 1849 г. высказал мысль, что поскольку частыми спутниками бария в гидротермальных жилах являются сульфиды, то и барий нужно считать привносимым в виде сульфида, позже окисляющегося до сульфата. Значительно позже аналогичный взгляд на образование барита высказал Л. Зейснер (L. Zeisner, по St. Kreutz, 1916). По Сакуру (Sackur, 1905), окисление  $BaS$  представляет один из способов получения  $BaSO_4$  мокрым путем.

Может быть, так и возникает в период катагенеза часть эпигенетического барита в осадках, сформировавшихся в резко восстановительной обстановке.

Возможно, что окисление сульфида бария до сульфата имеет место при образовании гепатита — разновидности барита, обогащенной органическим веществом.

#### **Формы фригидного выделения барита в осадочных породах**

Нахождение карбоната бария в осадочных породах вне зависимости от гидротермальных процессов, отмечаемое рядом авторов, представляет, повидимому, мало распространенный случай. В качестве примера можно указать триасовые песчаники из Beston Castle, Cheshire, в которых в очень небольшом количестве констатирован углекислый барий (F. Clowes, 1889). Значительная растворимость карбоната бария, особенно в присутствии  $CO_2$ , в сравнении с сульфатом, является основной причиной отсутствия его концентрированных выделений в осадочных породах; необходимые для выделения  $BaCO_3$  из растворов концентрации обычно не возникают ввиду подчиненной количественной роли бария в зоне фригидных процессов. Помимо того выпадение  $BaCO_3$  предполагает полное отсутствие ионов  $SO_4^{2-}$ . Эти условия, очевидно, составляют исключение для морского дна, зоны катагенеза и гипергенеза. Некоторое количество бария фиксируется в зоне выветривания в виде фольборгита, бариевой селитры, ураноцирцита и в отрицательных коллоидах. Практически же главная масса фригидного бария осадочных пород сосредоточена в виде барита, находимого как в морских, так и в континентальных образованиях.

Список баритовых месторождений СССР на 1901 г. приведен в работе Я. В. Самойлова. Более поздние сведения о баритах нашей страны, генетически связанных с осадочными образованиями, приведены в работах Н. И. Сургунова (1907), Д. Н. Артемьева (1905), С. П. Попова (1911), П. А. Двойченко (1914), Е. Е. Костылевой (1922), М. Вейденбаума (1923), Я. В. Самойлова (1910), П. Драверта (1930).

Мы считаем возможным различать две основные группы фритидных баритовых выделений среди осадочных пород: А) Кристаллизационные бариты. Выделение  $BaSO_4$  представляет процесс кристаллизации; кристаллы или неделимые формируются непосредственно из раствора. В) Коагулятивные, или метакolloидные бариты. Сульфат бария возникает в результате коагуляции его коллоидных частичек. Процесс возникновения кристаллических неделимых, заметных микро-или макроскопически, протекает в массе геля, с чем связано его затвердевание. Мелкие неделимые в процессе собирательной кристаллизации дают неделимые более крупных размеров (R. Zsigmondy, 1905).

#### А. Кристаллизационные бариты

Можно различать следующие формы выделения кристаллизационного барита в осадочных породах.

1. Частичное выполнение полостей моллюсков. Выделение барита в ассоциации с кальцитом в камерах аммонитов из мелового мергеля окрестностей Кисловодска описаны Я. В. Самойловым (1902). Таковы же выделения барита в камерах аммонитов из оксфордского мергеля Европейской части РСФСР, описанные М. Вейденбаумом (1923). Известны выделения кристаллов барита внутри раковин *Terebratula* в ассоциации с кальцитом из окрестностей дер. Шараки в Дагестане (Я. В. Самойлов, 1902). Ясно-кристаллический барит слагает ядра некоторых аммонитов, кардиниид и гастропод из нижнего лиаса Гёппингена (W. Deescke, 1923).

Выделения землистого барита в полостях аммонитов из окрестностей колодца Джангильды на полуострове Мангышлак, отмеченные В. Н. Чирвинским (1909) и Я. В. Самойловым (1914), может быть, следует отнести к метакolloидным формам.

2. Выделения в жеодах. Таков, например, барит из силурийских отложений Ленинградской области, частично отложившийся на кальците (Е. Костылева, 1922). Сюда же примыкают выделения барита в полостях шариков пирита из Меггена (B. Doss, 1912).

3. Выделения в септариях. Септарии с баритом в полостях встречаются в секванских глинах дер. Дмитриевой на р. Унже (Я. В. Самойлов, 1910). Таковы же выделения барита из окрестностей дер. Федиково и с. Погоста в б. Костромской губ. (ibidem). В ассоциации с баритом из дер. Дмитриевой находится кальцит.

Р. Гельмгакером (R. Helmhacker, 1872) описаны септарии глинистого сферосидерита из Богемии, в полостях которого выделились барит, галенит, халькопирит, сфалерит, арагонит и каолин; фригидный характер этих минералов, однако, не является бесспорным. Д. Мартенс (J. Martens, 1925) описал выделения барита в септариях плотного известняка из Северной Америки. А. Ржегак (A. Rzehack, 1903) дал описание септарий марганцевистого сидерита из Западной Галиции с ясно-кристаллическим баритом и вадом в трещинах. По данным Н. А. Смольянинова (1936), в серых мезозойских глинах бассейна р. Варзоба (Таджикистан) встречаются мергельные септарии, содержащие в центральных полостях кристаллы кальцита и частью более позднего по отношению к нему барита; с этими минералами ассоциируется халькопирит. Хорошо образованные кристаллы барита наблюдались в ядрах известковых конкреций из песчаника красного лежня (R. Delkeskamp, 1902). На берегу р. Унжи, в окрестностях дер. Половчиново, барит в ассоциации с марказитом образует прожилки в септариях доломитизированного известняка (Д. Артемьев, 1905). В ряде пунктов Западной Сибири тонкоаблитчатый барит наблюдается в полостях известково-мергелистых септарий из плиоценовых глин (П. Драверт, 1929—1930).

В качестве примеров выделения неделимых барита в полостях конкреций, сложенных из плотной разности этого минерала, можно указать: барит из бассейна р. Печоры и из б. Костромской губ. (Я. В. Самойлов, 1902 и 1910), а также некоторые разновидности описанных выше керченских баритов.

4. Выделения в трещинах и полостях горных пород и в трещинах рудных и нерудных скоплений. Примеры: а) барит в ассоциации с кальцитом из титонского известняка окрестностей Феодосии (Я. В. Самойлов, 1902); б) барит в полостях песчаника около горы Богдо (И. Б. Ауэрбах, 1871); в) барит в трещинах и на плоскостях трения марганцевой руды Чиатурского месторождения (Н. И. Сургунов, 1907 и 1914); г) барит в трещинах фосфорита в ассоциации с серным колчеданом с р. Желвати и близ с. Ожгинец в б. Костромской губ. (Я. В. Самойлов, 1910).

5. Баритовый песчаник, или песчанистый барит, вероятно, в значительной части носит кристаллизационный характер. Баритовый песчаник с полуострова Мангышлак, описанный Я. В. Самойловым (1914), относится, повидимому, к сеноману. Известны также баритовые песчаники из триасовых отложений Англии (F. Clowes, 1889), из окрестностей Оппенгейма (Gergens, 1855) и др. Старые указания на литературу о песчанистых баритах имеются в работе И. Погуэ (I. Pogue, 1911), изучавшего песчанистый барит из Ливийской пустыни в Египте. Некоторые песчанистые бариты Египта представлены монокристаллами, содержащими 44—55% песка.

6. Пластовые залежи. Пластовое залегание имеют, например, бариты Меггена на Ленне (Германия). Г. Берг (1933) считает типичным осадочный характер этого месторождения, возникшего в мелководном бассейне. В. Шмидт (W. Schmidt, 1919) пришел к заключению, что барит пластовой залежи в этом месторождении, вероятно, выделился в кристаллической форме.

7. Зооморфозы и фитоморфозы. Эти термины введены К. Науманом, который так обозначил псевдоморфозы по животным и растительным остаткам (К. Науманн, 1860). По В. Дееке (W. Deeske, 1923), барит как окаменяющий материал встречается редко. Играющий роль окаменяющего материала барит не всегда достаточно подробно описан, чтоб можно было с определенностью говорить о его кристаллизационном или коагулятивном выделении. Поэтому приводимые ниже примеры рассматриваются в настоящем разделе совершенно условно, хотя для части зооморфоз кристаллизационный характер барита несомненен.

В качестве примера зооморфоз можно указать описанные Зандбергером полые псевдоморфозы барита по раковине *Natica glaucinoides* из олигоценового песчаника Крейцнаха (F. Sandberger, 1854), а также описанные А. Роджерсом (A. Rogers, 1910) псевдоморфозы барита по *Productus punctatus* из Эльмонта в Канзасе. Баритовые фитоморфозы весьма распространены в железорудных отложениях Керченского полуострова.

#### В. Коагулятивные или метаколлоидные бариты

Указания на возможность возникновения барита из коллоидных масс принадлежат В. Маухеру (W. Maucher, 1914), В. Линдгрёну (W. Lindgren, 1924), П. Урбэну (P. Urbain, 1933), Б. Доссу (B. Doss, N. Jb. u. Z. pr. Geol., 1912) и др. Признаками метаколлоидного барита, по нашему мнению, являются:

- 1) натечный характер агрегатов;
- 2) округлая, более или менее ровная, гладкая, нередко бугорчатая поверхность агрегатов, часто с неправильными трещинами усыхания;
- 3) скрыто-кристаллическое строение, весьма характерное для плотных и землистых агрегатов;
- 4) оолитовые, пизолитовые и конкреционные агрегаты;
- 5) наличие включений, не носящих пойкилитового характера и тонких механических примесей, частным случаем которых является кремнистое вещество. Содержание  $\text{SiO}_2$  в своеобразных конкрециях, так называемых «баритовых розах», из Оклахомы составляет, по данным М. Ханна (M. Hanna, 1936), 45.20%. М. Адам употребил для обозначения кремнистого барита термин шоарит (J. Dana, 1914). Загрязненность метаколлоидного барита примесями можно

объяснить способностью  $BaSO_4$  извлекать из раствора суспендированные вещества, как это установил Л. Ванино (L. Vanino, 1902);

6) трещины и полости, возникшие в результате дегидратации первичного коллоидного осадка;

7) радиально-лучистая структура, возникновение которой, объясняемое ортотропизмом, чрезвычайно характерно для окристаллизации сравнительно чистых коллоидных сферических агрегатов. Таковы известные конкреции барита из мергелей окрестностей Болоньи, получившие название болонского шпата;

8) пористость, возникновение которой обязано дегидратации первичного осадка.

Коллоидные растворы  $BaSO_4$  подробно изучались П. Веймарном (1908 и 1910). Веймарн пришел к заключению, что коллоидные частицы сульфата бария представляют собой мельчайшие кристаллики. По опытам этого автора, характер осадка  $BaSO_4$  зависит от концентрации реагентных растворов. Чем ниже концентрация, тем легче получается коллоидный раствор или суспензия  $BaSO_4$  и тем более они устойчивы. Так, раствор  $BaSO_4$  в воде, полученный в результате взаимодействия исходных веществ с концентрацией 0.0002 N, не выделяет кристаллов приблизительно в течение 6 недель. При значительном увеличении концентрации величина кристаллических частиц убывает, получается «аморфный» осадок — гель. Согласно Веймарну, гель  $BaSO_4$  получается при взаимодействии растворов  $Ba(CNS)_2$  и  $MnSO_4$  с исходной концентрацией растворов 2/1 — 7/1 N. Этот автор пришел к выводу, что «с возрастанием концентрации число кристаллов растет, а величина их убывает». Коллоидный осадок  $BaSO_4$  рассматривается Веймарном как безусловно кристаллический; отмечается, что такой осадок перекристаллизовывается под раствором, особенно в присутствии HCl, так как это соединение увеличивает растворимость осадка. Веймарн сделал вывод, что введение в раствор вещества, понижающего растворимость  $BaSO_4$ , благоприятствует получению последнего в виде устойчивого золя. В своих опытах упомянутый исследователь пользовался для понижения растворимости  $BaSO_4$  этиловым спиртом; последний резко повышает устойчивость суспензии.

Г. Бухнер (G. Buchner, 1893) получил коллоидный раствор  $BaSO_4$  при слиянии ацетата бария и сульфата алюминия<sup>1</sup>. В. Шифф (W. Schiff, 1893) наблюдал выделение студенистого сульфата бария из спиртового раствора ацетата бария под действием серной кислоты.

М. Рекура (M. Recoura, 1908) при получении коллоидного рас-

<sup>1</sup> Не исключена возможность, что в опытах Бухнера вместе с сульфатом бария выделялся гидрат окиси алюминия, как это полагает Сакур (Sackur, 1905).

твора  $\text{BaSO}_4$  сначала нейтрализовал с помощью раствора этилата бария в абсолютном спирте серную кислоту, растворенную в глицерине, после чего полученный раствор был разбавлен десятью объемами воды. Приготовленный таким путем коллоидный раствор  $\text{BaSO}_4$  оставался прозрачным, по крайней мере в течение суток. Большинство электролитов оказало на него коагулирующее действие. Такой же результат дало нагревание раствора. В присутствии ионнорастворимых солей бария —  $\text{BaCl}_2$ ,  $\text{Ba}(\text{NO}_3)_2$  — стабильность коллоидного раствора значительно увеличивалась.

По Р. Зигмонди (1933) золь  $\text{BaSO}_4$  в отсутствие защитных коллоидов неустойчив. Препятствием к образованию коллоидных растворов  $\text{BaSO}_4$ , согласно мнению этого автора, является относительно высокая в сравнении с типичными коллоидами растворимость (R. Zsigmondy, 1905).

В природных условиях золь  $\text{BaSO}_4$ , ввиду относительной трудности его возникновения, вероятно играет второстепенную роль. Коллоидный осадок  $\text{BaSO}_4$ , повидимому, чаще возникает при взаимодействии растворимых соединений бария с растворимыми сульфатами. Согласно Г. Реми (1933), осадок сульфата бария может увлекать в значительных количествах другие соединения, находящиеся в растворе, особенно соли  $\text{Fe}^{++}$ ,  $\text{Al}$  и др.; вероятно, это обусловлено адсорбцией (H. Patten, 1903; G. Trener, 1908).

Кристалличность свежих коллоидных осадков сульфата бария была установлена рентгеноскопически П. Веймарном и Т. Хагивара (P. Weimann и T. Hagiwara, 1928); оказалось, что эти осадки и барит дают идентичные рентгенограммы. Это подчеркивает значительную кристаллизационную способность сернокислого бария.

Можно выделить следующие формы фригидного метаколлоидного барита в осадочных породах.

1. Желваки, конкреции, септарии. Внешние очертания этих агрегатов барита шарообразные, лепешковидные, неправильные. Лучистое строение наблюдается лишь в некоторых случаях (болонский шпат). Гораздо чаще обнаруживается плотное скрытокристаллическое строение. В массе плотного барита, слагающего желваки и септарии, часто можно видеть неправильные полости с трещинками; в большом количестве они характерны для септарий. Эти трещинки и полости во многих случаях бывают выполнены частично или нацело менее загрязненным, а нередко совершенно чистым баритом. Поверхность желваков и конкреций часто бугорчатая, почковидная<sup>1</sup>.

<sup>1</sup> Особое место среди баритовых конкреций занимают описанные Б. Ричардсоном (W. Richardson, 1923) дискообразные плоские тела, не обнаруживающие волокнистой или сферолитовой структуры и представляющие, повидимому, своеобразные монокристалльные образования.

Из заграничных местонахождений барита этого типа можно назвать окрестности Болоньи и окрестности Лейпцига (А. Breithaupt, 1849). В СССР такого рода выделения барита наиболее известны на востоке Европейской части страны. Баритовые желваки здесь приурочены к оксфордскому и секванскому ярусам юры. Наиболее поздняя сводка о них принадлежит Н. И. Николаеву (1932). В ассоциации с баритом, по данным Я. В. Самойлова, иногда встречаются кальцит, серный колчедан и бурый уголь. Первые два минерала частично, несомненно, эпигенетичны по отношению к бариту<sup>1</sup>. Серный колчедан местами образует прожилки в плотном барите, а также располагается на его поверхности в виде отдельных кристаллов.

Я. В. Самойлов (1910) пришел к заключению, что часть баритовых конкреций представляет псевдоморфные образования по отношению к конкрециям серного колчедана. Конкреции барита и серного колчедана из окрестностей с. Погоста обнаруживают значительное морфологическое сходство и залегают в одних и тех же отложениях. Большое количество баритовых желваков содержится в железорудных отложениях Керченского полуострова; описание их приведено выше. Значительной известностью пользуются желваки нечистого барита, полученные с морского дна у Цейлона (Е. Jones, 1888) и близ Новой Гвинеи (К. Andrée, 1918).

Остановившись на причинах концентрации бария в виде стяжений барита, Я. В. Самойлов сделал вывод, что эта концентрация носит диагенетический характер. «Самый процесс образования этих стяжений еще достаточно темен, но и здесь возможно задуматься над участием организмов (микроорганизмов)» (Я. В. Самойлов, 1910; J. Samoilov, 1916). Этот исследователь предположил, что в оксфордско-секванском море существовали организмы, концентрировавшие барий, содержащийся в морской воде в очень незначительном количестве. После смерти таких организмов происходила диагенетическая концентрация  $BaSO_4$  в желваках. Подтверждением этому Я. В. Самойлов считал нахождение сульфата бария в ксенофиофорах.

Б. Досс (В. Doss, N. Jb., 1912) в дополнение к реферату статьи Я. В. Самойлова «Месторождения тяжелого шпата в восточной части Костромской губ.» высказал мысль, что в образовании баритовых желваков играют роль серобактерии. Последние выделяют серную кислоту, которая и вызывает осаждение бария, прине-

<sup>1</sup> Исследования Я. В. Самойлова (1914) подтвердили наблюдения Брейтгаупта (А. Breithaupt, 1849), отметившего для гидротермальных выделений, что в ассоциации барита и кальцита последний обычно представляет более позднее выделение. Однако исследования Е. Е. Костылевой (1922), П. Драверта (1929) и Н. А. Смольянинова (1936) показывают, что существуют и обратные возрастные соотношения между этими минералами.

сенного в виде  $\text{Ba}(\text{HCO}_3)_2$  с суши. Возникновение стяжений, по Доссу, представляет последующий процесс.

Существенный довод против этого предположения выставил К. Андрэ, который указал, что если бы процесс выделения сульфата бария соответствовал взглядам Досса, то находки барита на морском дне были бы более многочисленными (К. Andrée, 1918). Серная кислота может возникать и неорганическим путем, при выветривании серного колчедана; помимо нее, в условиях моря осадителем бария Андрэ считает растворенные в воде сульфаты.

Образование конкреций барита, а равно и местных обогащений этим минералом в местах выветривания серного колчедана, в результате взаимодействия  $\text{BaCl}_2$  или  $\text{Ba}(\text{HCO}_3)_2$  с  $\text{FeSO}_4$  и  $\text{H}_2\text{SO}_4$ , по нашему мнению, играет наиболее существенную роль в зоне гипергенеза. Осаждению  $\text{BaSO}_4$  способствует наличие в растворах серной кислоты и сульфата железа. Известно, что эти соединения понижают растворимость  $\text{BaSO}_4$ ; здесь проявляется хорошо известное в химии действие общего иона. Поэтому выделение  $\text{BaSO}_4$  из раствора должно происходить быстро, а это благоприятствует образованию коллоидного осадка.

Баритовые желваки с ядрами серного колчедана из Меггенского месторождения в Германии описаны В. Шмидтом (W. Schmidt, 1919). Выше уже приводилось мнение Я. В. Самойлова о замещении серного колчедана баритом. Тем же автором описаны и случаи отложения серного колчедана в трещинах баритовых стяжений.

Нам кажется возможным, что сернистый барий, возникший в придонном или с резко восстановительными условиями, может давать сульфат бария в период диагенеза и, вероятно, отчасти в период катагенеза в местах с наибольшим доступом кислорода, что может повести к концентрированным выделениям барита.

В качестве примера месторождений, для которых метакolloидный характер барита наиболее обоснован, можно указать известное Меггенское месторождение. В. Шмидт считает, что барит септарий из Меггенского месторождения выделился в форме геля или по крайней мере при значительном участии геля. Этот автор обоснованно указывает, что в результате сокращения объема в первично-коллоидном веществе  $\text{BaSO}_4$  при его дегидратации возникают трещинки, которые заполняются баритом до окончания образования желваков; следовательно, трещины одновременны образованию желваков. Перекристаллизация барита желваков, по Шмидту, может происходить значительно позже.

В. С. Васильев (1929), описавший септарии барита с р. Иргиза, пришел к заключению, что плотная основная масса барита этих септарий образовалась при быстром выделении, тогда как мелкие кристаллы барита, располагающиеся в полостях, обязаны своим

возникновением медленному выделению сернокислого бария из тех остаточных растворов, которые проникали внутрь септарий.

2. Оолиты и пизолиты. Первое описание пизолитов барита принадлежит Г. Вюстнеру (H. Wuestner, 1906), который изучил образцы пизолитового барита, выброшенные газами с глубины около 400 м из буровой скважины в Саратога (Техас). Позже образцы оолитового и пизолитового барита из Саратога и Бэтсон с приблизительно той же глубины описал Е. Мур (E. Moore, 1914), по указанию которого этот барит имеет строение от скрыто-кристаллического до аморфного.

М. Ханна (M. Hanna, 1936) описал конкреции из эоценовых глин Луизианы, сложенные пизолитами барита. Общие условия образования оолитов из коллоидальных сгустков наиболее полно освещено В. Бэчером (W. Bacher, 1918).

3. Землистый барит («баритовая земля»). Образует гнезда в мергеле близ Канштейна в Вестфалии (Г. Лебедев, 1891). По П. Н. Чирвинскому (1909) и Я. В. Самойлову (1914), землистый барит составляет ядра аммонитов из окрестностей колодца Джангильды на полуострове Мангышлаке.

4. Натечный барит. Выше уже описывались натечные выделения барита из керченских рудных пластов. Давно известны также сталактитовые агрегаты барита из Дербишира (W. Phillips, 1823).

Рассеянные выделения бария, могущие иметь как кристаллизационный, так и коагулятивный характер, отмечаются для многих глин и известняков (K. Andrée, 1918), а также для «пестрого песчаника» Германии (W. Engelhardt, 1936).

### Заключение

1. Из литературных данных следует, что концентрированные выделения фригидного барита наблюдаются среди осадочных образований различного геологического возраста; это не позволяет связывать их с определенными этапами в истории земли.

2. На примере марганцевых коллоидных минералов видно, что концентрация бария в значительной части может быть объяснена чисто физико-химическими явлениями без учета деятельности организмов. Повторение процессов концентрации бария можно объяснить повторением физико-химических условий независимо от деятельности организмов, концентрирующих барий.

3. Причиной относительной редкости концентрирования фригидных выделений бария в виде барита среди осадочных пород следует считать незначительный кларк бария и частое отсутствие условий местной концентрации этого элемента. Из числа факторов местной концентрации бария нужно отметить следующие: а) наличие источ-

ников серной кислоты и сульфатов железа в виде серного колчедана, реже — пирротина; эти соединения благоприятствуют быстрому и концентрированному выделению из раствора сульфата бария; б) наличие карбонатов, особенно  $\text{CaCO}_3$ ; если растворы содержат  $\text{HCl}$  и  $\text{BaSO}_4$ , выделение сульфата бария из раствора является следствием нейтрализации кислотности; в) наличие участков, обогащенных кислородом, вследствие его избыточного притока или в результате локальной деятельности организмов; это может иметь значение при образовании  $\text{BaSO}_4$  за счет  $\text{BaS}$ .

Применительно к Керченскому месторождению наиболее вероятно значение для концентрации бария первых двух факторов. Сульфиды железа в виде серного колчедана и пирротина установлены в ассоциации с сидеритом и анапаитом в глубоких горизонтах рудной толщи; в более верхних горизонтах сидерит и анапаит встречаются вместе с баритом. Карбонат кальция наблюдается в марганцевистых разностях керченских руд в виде цемента рудных оолитов.

4. Главными поставщиками бария в осадки являются полевые шпаты. Частично барий перемещается в осадки в виде полевошпатового детрита. В условиях моря барий полевых шпатов может обособляться при процессах гальмиролиза.

При процессах химического выветривания участь бария зависит от характера действующих растворов и вмещающих пород. Карбонатные воды наиболее благоприятны для перемещения бария, особенно если они содержат хлориды (F. Кеер, 1917). Перешедший в раствор барий частью уносится в водоемы, частью выделяется среди боковых пород; если последние в массе водоупорны, но трещиноваты, могут возникнуть латераль-секреционные жильные выделения баритов, пример которых описан С. Клейном (S. Klein, 1935).

Для керченских руд можно допустить привнос бария в водоемы как в детритном материале, так и в виде растворимых соединений. В фиксации бария существенную роль сыграли отрицательные коллоиды, в частности дериваты коллоидной двуокиси марганца и отчасти глинистые коллоиды. Ремиграция бария в период катагенеза и гипергенеза могла осуществляться в основном виде бикарбоната или хлорида. Образование барита в главной массе следует отнести к периоду гипергенеза; об этом говорит преимущественная приуроченность барита к окисным рудам, почти или вовсе не содержащим закисного железа.

5. Автор приходит к заключению о значительном распространении в осадках метаколлоидных форм барита, типичными примерами которых в керченских рудах являются желваки и натёки. Благодаря значительной кристаллизационной способности сульфата бария, аморфные формы его в природе быстро переходят в кристаллические. К тому же есть основание считать, что коллоидные осадки

сернистого бария могут уже в первые моменты своего возникновения заключать, наряду с рентгено-кристаллическими частицами (аморфными при наблюдении под микроскопом), и микрокристаллические неделимые барита. К метакolloидным баритам весьма близко стоят бариты, образовавшиеся в результате выделения из тонких суспензий. Практически те и другие трудно различимы.

Ломоносовский институт.  
Академия Наук СССР.  
Москва.

#### ЛИТЕРАТУРА

- <sup>1</sup> Аносов Ф. Я. и Гинзбург И. И., Очерки по геохимии марганца. 1. О некоторых рассеянных элементах в чистурских марганцевых рудах и о проблеме генезиса этих руд, Труды ЛИГЕМ АН, 9, 1937.
- <sup>2</sup> Артемьев Д. Н., Барит из Костромской губ., Bull. Natur. de Moscou, 18, 364—366, 1905.
- <sup>3</sup> Ауэрбах И. Б., Гора Богдо, Зап. Геогр. об-ва (по общ. геогр.), 4, 35, 1871.
- <sup>4</sup> Берг Г., Геохимия месторождений полезных ископаемых, 143, 1933.
- <sup>5</sup> Васильев В. С., Барит с реки Иргиза, Изв. Краевого ин-та при Саратовском ун-те, 3, 1929.
- <sup>6</sup> Вейденбаум М., Ярусы, зоны и петрографические горизонты коренных и послетретичных образований в пределах 71-го листа общей геологической карты Европейской России. Труды Костромского научн. общ-ва изучения местн. края, Кострома, 32, 9, 1923.
- <sup>7</sup> Веймарн П. П., Кристаллическое состояние — внутреннее свойство материи, ЖРФХО, ч. хим., 40, 1, 27—64, 1908.
- <sup>8</sup> Веймарн П. П., К учению о состояниях материи, СПб., 1910.
- <sup>9</sup> Герасимов А. П., Минеральные воды, КЕПС, Ест. произв. силы России, 4, 40, 1917.
- <sup>10</sup> Двойченко П., Минералы Крыма. Зап. Крымского об-ва естествоиспытателей, 4, 118, 120, 1914.
- <sup>11</sup> Драверт П., К минералогии осадочных отложений Западно-Сибирской низменности, Труды Сибирского ин-та с. х. и лес., 13, 1—2, 260, 1929—1930.
- <sup>12</sup> Змятченский П. А., К вопросу о рассеянии редких элементов, сборн. «К пятидесятилетию акад. В. И. Вернадского», 2, 713—721, 1936.
- <sup>13</sup> Зигмонди Р. (Zsigmondy R.), Коллоидная химия, Киев, 533, 1933.
- <sup>14</sup> Кантор М. И., Генезис керченских железных руд, 1937.
- <sup>15</sup> Карстенс Э., Химический состав кавказских минеральных вод по новым исследованиям, 44, Пятигорск, 1910.
- <sup>16</sup> Кашинский А. А., Барит из Керченских рудников., Зап. Горного ин-та, 2, 3 251, 1909.
- <sup>17</sup> Костылева Е., Барит из силурийских отложений по реке Поповке, Изв. АН, VI сер., 389—390, 1922.
- <sup>18</sup> Лебедев Г., Учебник минералогии, 2, 503, 1891.
- <sup>19</sup> Науманн К. Ф., Основания минералогии, 96, СПб., 1860.
- <sup>20</sup> Николаев Н. И., О распространении верхнеюрских баритов на востоке Европейской части Союза, Вестн. Союзгеограф., 1932, 1, 2, 20—28.
- <sup>21</sup> Попов С. П., Минералы рудных пластов Керченского и Таманского полуостровов, Труды Геол. музея АН, 4, 7, 133, 191, 192, 194, 1911.
- <sup>22</sup> Прокопов К. А., Геологические исследования Кубанского нефтеносного района, Труды Геол. к-та, н. с., 92, 1914.

- <sup>23</sup> Реми Г., Учебник неорганической химии, 1, 50, 177, 180, 188, 1933.
- <sup>24</sup> Самойлов Я. В., Материалы к кристаллографии барита, Bull. Natur. de Moscou, 1—2, 105—115, 1901.
- <sup>25</sup> Самойлов Я. В., Месторождения тяжелого шпата в восточной части Костромской губернии, Изв. АН, 857—880, 1910.
- <sup>26</sup> Самойлов Я. В., О сульфате бария в теле животных, Изв. АН, 475—477, 1911.
- <sup>27</sup> Самойлов Я. В., К вопросу о генезисе некоторых минералов осадочных пород. О целестинах Туркестана, сборн. в честь 25-летия научной деятельности В. И. Вернадского, 226, 235, М., 1914.
- <sup>28</sup> Смольянинов Н. А., Баскин Б. Л. и др., К минералогии и геологии Варзоба, ТПЭ, 34, 93, 1936.
- <sup>29</sup> Сургунов Н. И., Барит из Чиатурских марганцевых рудников, Bull. Natur. de Moscou, n. s., 20, 153—154, 1907.
- <sup>30</sup> Сургунов Н. И., Отчет о поездке в Чиатурский марганцевый бассейн, М., 1914.
- <sup>31</sup> Ферсман А. Е., Барит из окрестностей Симферополя, Bull. Natur. de Moscou n. s., 20, 201—211, 1907.
- <sup>32</sup> Ферсман А. Е., Химическая жизнь Крыма в ее прошлом и настоящем, Зап. Крымского об-ва естествоиспытателей, 4, 23, 1914.
- <sup>33</sup> Ферсман А. Е., Геохимия, 1 (изд. 2), 147, 1934.
- <sup>34</sup> Ферсман А. Е., *ibid.*, 2, 69, 328, 1934.
- <sup>35</sup> Ферсман А. Е., Пегматиты, 307, 1931.
- <sup>36</sup> Ферсман А. Е., Направленный (полярный) изоморфизм, ДАН, нов. серия, 1, 3, 115—118, 1936.
- <sup>37</sup> Чирвинский П. Н., К минералогии Закаспийского края, Зап. Киевского об-ва естествоиспытателей, 21, 1, 175—179, 1909.
- <sup>38</sup> Чирвинский П. Н., Об анапите и других минералах из рудных пластов Керченского и Таманского полуостровов, Ежегодн. геол. и минер., 7, 32; 1904—1905.
- <sup>39</sup> Andréе К., Zbl. Min., 1918, 160.
- <sup>40</sup> Bauer L. H. and Berman H., N. Y. Amer. Min. 18, 1, 1933, 30.
- <sup>41</sup> Behrend F., Z. prakt. Geol., 32, 1924, 81—89, 102—108.
- <sup>42</sup> Behrend F. und Berg G., Chemische Geologie. Stuttgart, 1927, 42.
- <sup>43</sup> Bischof G., Lehrbuch der chemischen und physikalischen Geologie. Bonn, 1, 1847, 433.
- <sup>44</sup> Breithaupt A., Die Paragenesis der Mineralien. Freiberg, 1849, 41, 106.
- <sup>45</sup> Bucher W. H., J. Geol., 26, 7, 1918, 593—609.
- <sup>46</sup> Buchner G., Chemiker-Zeitung, 17, 1, 1893, 878.
- <sup>47</sup> Clowes F., Proc. Roy. Soc. (London), 46, 1889, 363—366.
- <sup>48</sup> Clowes F., *Ibid.*, 363—369.
- <sup>49</sup> Clowes F., Rep. Brit. Ass. Adv. Sci., 59, 1889, 594—597.
- <sup>50</sup> Cornu F. und Lazarevič M., Kolloidz., 4, 6, 1909, 295—298.
- <sup>51</sup> Dana J., System of Mineralogy, 1914, 629, 903.
- <sup>52</sup> Deecke W., Die Fossilisation. Berlin, 1923, 134.
- <sup>53</sup> Delkeskamp R., Notitzblatt Ver. Erdk. u. Geol. Landesanst. Darmstadt, IV F., 21, 1900, 47—83.
- <sup>54</sup> Delkeskamp R., Z. prakt. Geol., 10, 1902, 117—126.
- <sup>55</sup> Delkeskamp R., *Ibid.*, 12, 1904, 314.
- <sup>56</sup> Des Cloizeaux A., Tscherm. Min. u. Petr. Mitt., 1877, 99—100.
- <sup>57</sup> Doss B., Z. prakt. Geol., 1912, 465.
- <sup>58</sup> Doss B., N. Jb. Min., 1, 1912, 416—417.
- <sup>59</sup> Dunn J. T., Chemic. News and J. Phys. Sci., 35, 906, 1877, 140.
- <sup>60</sup> Eckermann H., Tscherm. Min. u. Petr. Mit., 38, 1925, 277—287.
- <sup>61</sup> Engelhardt W., Chem. d. Erde, 10, 2, 1936, 187—245.
- <sup>62</sup> Gergens, N. Jb. Min., 1855, 172—173.

- <sup>83</sup> G ü m b e l W., Sitzungsber. math. phys. Kl. Bayer. Ak. Wiss. (München), 8, 1878, 207.
- <sup>84</sup> Haidinger W., Jb. Geol. Reichsanst (Wien), 5, 1854, 142—148.
- <sup>85</sup> Hanna M. A., J. Sedim. Petr., 6, 1, 1936, 28—30.
- <sup>86</sup> Headden W. P., Am. J. Sci., S. 4, 19, 1905, 112, 297—309.
- <sup>87</sup> Helmhacker R., Denkschr. Akad. Wiss. (Wien), Math.-Nat. Kl., 32, 2, 1872.
- <sup>88</sup> Howland A. L., Am. Min., 21, 9, 1936, 584—588.
- <sup>89</sup> Hussak E., Z. prakt. Geol., 9, 1901, 263—265.
- <sup>90</sup> Jones E. J., J. Asiat. Soc. (Bengal), 56, 2, 1888, 209—211.
- <sup>91</sup> Jones E. J., Rec. Geol. Surv. India, 21, 1, 1888, 35—37.
- <sup>92</sup> Jones W. B. and Mc Vay T. N., Econ. Geol., 29, 8, 1934, 762.
- <sup>93</sup> Karaoglanow Z., Z. anal. Chem., 56, 1917, 225—246.
- <sup>94</sup> Keep F. E., South Rhodesia Geol. Surv., Schort Rep., 22, 1917.
- <sup>95</sup> Klein S., Z. Deutsch. Geol. Ges., 85, 5, 1935, 320—331.
- <sup>96</sup> Kreuz St., Extr. du Bull. Akad. Sci. Cracovie, Janvier, 62, 1914.
- <sup>97</sup> Lattermann G., Jb. Geol. Landesanst. u. Bergakad., 1889, 259—283.
- <sup>98</sup> Lindgren W., The Theory and Applic. of Coll. Behavior. Edit. R. H. Bougue, 2, 1924, 445—465.
- <sup>99</sup> Lovisato D., Z. Krist., 31, 1899, 392.
- <sup>100</sup> Martens J. H. C., Am. Min., 10, 4, 1925, 102—104.
- <sup>101</sup> Maucher W., Die Bildungsreihe der Mineralien. Freiberg, 1914. Реф.: Kolloidz., 20, 1917, 281.
- <sup>102</sup> Moore E. S., Bull. Geol. Soc. Am., 25, 1, 1914, 77—79.
- <sup>103</sup> Murray J. and Hjort J., The Depths of the Ocean. London, 1919, 157.
- <sup>104</sup> Nockolds S. R. and Zies E. S., Min. Mag., 23, 143, 1934, 448—457.
- <sup>105</sup> Noll W., Chem. d. Erde, 6, 4, 1931, 552—575.
- <sup>106</sup> Patten H. E., J. Am. Chem. Soc., 25, 1903, 197.
- <sup>107</sup> Phillips W., An Elementary Introduction to the Knowledge of Mineralogy. London, 1823, 284.
- <sup>108</sup> Pogue J. E., Z. Krist., 49, 1911, 225—228.
- <sup>109</sup> Recoura M. A., C. R. Acad. Sci. Paris, 146, 1908, 1274—1276.
- <sup>110</sup> Richardson W. A., Quart. J. Geol. Soc. (London), 79, 1, 1923, 88—89.
- <sup>111</sup> Sackur, Abbeg's Handbuch der anorg. Chem., 2, 1905, 271.
- <sup>112</sup> Samoilov J. V., Min. Mag., 18, 84, 1916, 87—98.
- <sup>113</sup> Sandberger F., N. Jb. Min. 1854, 421—422.
- <sup>114</sup> Schiff H., Chemiker-Zeitung, 17, 2, 1893, 1000.
- <sup>115</sup> Schmidt C., Bull. Acad. Sci. St.-Pet., 9, 1866, 323—324.
- <sup>116</sup> Schmidt C., Ibid., 12, 1868, 13.
- <sup>117</sup> Schmidt W. E., Jb. Preuss. Geol. Landesanst (Berlin), 39, 2, 1919, 31, 39, 53, 143.
- <sup>118</sup> Schulze F. E. und Thierfelder H., Sitzungsber. Ges. Naturf. Freunde (Berlin), 1, 1905, 2—4.
- <sup>119</sup> Trener G. B., Jb. Geol. Reichsanst (Wien), 58, 1908, 424, 425, 444, 448, 457.
- <sup>120</sup> Twenhofel W. H., Treatise on Sedimentation. Baltimore, 1926, 519.
- <sup>121</sup> Urbain P., Actual. Scient. et Industr., 69, Paris, 1933.
- <sup>122</sup> Vanino L., Ber. Deutsch. Chem. Ges., 35, 1902, 662—663.
- <sup>123</sup> Vogt J. H. L., Z. prakt. Geol., 14, 1906, 217—233.
- <sup>124</sup> Weimarn P. P. und Hagiwara T., Chem. Zbl., 2, 1928, 2325.
- <sup>125</sup> Wuestner H., J. Cincinn. Soc. Nat. Hist., 20, 6, 1906, 245—250.
- <sup>126</sup> Zsigmondy R., Zur Erkenntnis der Kolloide. Jena, 1905, 150.

**F. V. CHUKHROV. ON THE MINERALOGY AND GEOCHEMISTRY OF BARIUM  
IN THE SEDIMENTARY ROCKS IN CONNECTION WITH THE STUDY OF THE  
KERTCH BARITES**

SUMMARY

The iron ore deposits of the Kertch peninsula, referred by their age to the Kimmerian stage of the Pliocene, contain some quantity of barite. It occurs in greatest quantity in the manganese varieties of the iron ore. The author distinguishes the following forms of barite concentrations in the Kertch iron ores.

1. Concretions. They have a dense or finely crystalline structure. The dense barite usually has the veinlets of a later lighter coloured barite as well as the inclusions of iron ore oolites, quartz and argillaceous particles. The analysis of one of the dense barite samples is given on the page 535. Figures 1, 3, 4, 5 and 6 represent the outer appearance of concretions and Fig. 2 shows the dense barite under the microscope.

2. The concentrations in the fissures and hollows are represented by separate elongated crystals and their aggregates (fanlike, sheaflike, spherulitic, etc.) and also by reniform aggregates. Fig. 7 represents a photomicrograph of radial-ray secretions of barite amid the amorphous phosphate of the kurskite type. Fig. 8 shows the reniform barite secreted in the core of a mollusk.

3. The concentrations of barite cementing the ore particles have usually a dense structure. They bed in form of irregular areas.

4. Zoomorphs and phytomorphs (C. F. Naumann's terms). Pseudomorphs of barite on the vegetation remnants (phytomorphs) occur rather often amid the Kertch ores and are long since known. Pseudomorphs of barite on the remnants of animals (zoomorphs) are described for the first time; they are represented by the pseudomorphs on the shells. The origin of these zoomorphs is the result of the filling of hollows, formed in the dense varieties of ores due to the leaching out of shells consisting of calcium carbonate.

Besides the description of the Kertch barites the author considers a series of questions concerning the mineralogy and the geochemistry of barium. He particularly discusses the concentration of barium in the colloidal manganese minerals of psilomelane and wad type. The author explains the selective adsorption concentration of barium in the colloidal manganese minerals by the greatest ionic radius of this element of all the bivalent cations resulting in its minimum hydrate volume. Comparing with the monovalent cations barium is concentrated in the manganese minerals in greater quantities because its valency is higher. The more recent explanation of the barium concentration in the man-

ganese colloids was based on the negative character of the latter. However, this could not explain the greater absorption of barium comparing with the other bivalent cations.

Of all other general questions the author considers in detail the part of colloidal phase in the formation of barites in the sedimentary rocks. He thinks that the colloidal precipitates of the barium sulphate occur rather often in nature. But they acquire comparatively soon the character of metacolloids, i. e. become crystalline or cryptocrystalline. The features of the metacolloidal barites are as follows:

1. Rounded more or less even and smooth, often tubercular, surface, in many cases with the dehydration cleavage.
2. Cryptocrystalline texture, very characteristic for dense and earthy aggregates.
3. Aggregates in the form of oolites, pizolites, concretions, septariae and efflorescences.
4. The presence of the mechanical admixtures different from the poikilitic inclusions.
5. Pores, fissures and cavities formed due to the dehydration of the primary colloidal sediment.
6. Radial-ray texture generally characteristic for the crystallization of comparatively pure colloidal sediments.

The examples of the metacolloidal forms of barite concentration in the Kertch iron ores are: reniform aggregates, concretions and its secretion in the cement of ore.

---

**Ф. И. ВОЛЬФСОН и Г. М. ЛЕЙН****ИТОГИ СОВЕЩАНИЯ ПО ВОПРОСУ О СОСТАВЛЕНИИ УЧЕБНЫХ  
ПОСОБИЙ ПО МЕСТОРОЖДЕНИЯМ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ****(сованного Президиумом Геологической группы Академии Наук СССР в Москве  
1—3 февраля 1937 г.)****Введение**

До революции курс рудных месторождений преподавался в трех горных вузах, в нескольких университетах и в Ленинградском политехническом институте для небольшого числа учащихся.

В то время было напечатано на русском языке два учебника: «Курс рудных месторождений» Эд. Фукса и Л. Де-Лонэ, 1903 г. (перевод И. А. Корзухина) и «Рудные месторождения» К. И. Богдановича, 1912 г. Оба эти учебника были составлены на основании материалов западно-европейских, американских и незначительного количества русских месторождений.

Политехнический институт пользовался литографированным курсом Ф. Ю. Левинсона-Лессинга.

Существовавшие в то время учебники полностью удовлетворяли потребность учащихся.

В первые годы революции наши горные вузы пользовались этими же учебниками, но лекции, читаемые акад. В. А. Обручевым в Московской горной академии, проф. Н. И. Свитальским в Ленинградском горном институте и проф. М. А. Усовым в Томском технологическом институте, охватывали все больше и больше материала, который только в незначительной степени отвечал тексту учебников того времени.

Обобщив имевшийся в то время материал и положив в основу курс своих лекций, акад. Обручев, проф. Свитальский и проф. Усов опубликовали свои учебники, и по этим учебникам, начиная с 1929 г. и до последнего времени, тысячи учащихся проходили, и проходят курс рудных месторождений.

Первым из этих новых учебников был напечатан «Курс рудных месторождений» акад. В. А. Обручева в 1929 г., который затем был переработан автором и переиздан в 1934 и 1935 гг. (3-е издание). В 1930 г. вышел учебник по рудным месторождениям проф. М. А. Усова, в 1933 г. — «Курс рудных месторождений» проф. Н. И. Свитальского, и, наконец, в 1934 г. появился перевод В. Линдгрена «Минеральные месторождения» под редакцией Б. П. Некрасова. Кроме того значительным вкладом в нашу литературу по рудным месторождениям в свое время был перевод В. Эммонса — «Введение в учение о рудных месторождениях».

Все изданные учебники охватывают большой материал, написаны хорошим языком и в общем являются хорошим пособием.

Однако бурный рост геолого-разведочных и эксплуатационных работ в значительной мере изменил старые представления об отдельных месторождениях и отдельных рудных районах; к тому же за последние годы открыт ряд новых рудных районов. Весь этот новый материал не освоен существующими учебниками. Кроме того за последнее время изменились и некоторые теоретические представления в учении о рудных месторождениях; эти новые теоретические моменты также не отразились в старых учебниках.

Однако поскольку преподавание рудных месторождений в наших вузах так или иначе стремится идти в ногу с жизнью, существующая программа ГУУЗа НКТП совершенно не соответствует тексту учебников. Во-первых, программа составлена по металлам, в то время как во всех учебниках месторождения расположены по генетическому принципу; далее, в программу введен ряд новых месторождений и значительно расширена общетеоретическая часть.

Кроме того в геолого-разведочных институтах введены новые курсы: металлогенические провинции и структура рудных полей, по которым вообще учебников не существует.

В результате сложившегося положения учащиеся горных геолого-разведочных вузов и университетов изучали и изучают курс рудных месторождений со всеми новыми разделами по своим конспектам и полностью зависели и зависят от преподавателей.

В то же время количество вузов и факультетов, на которых преподается курс рудных месторождений, в настоящее время свыше 15, и 10 000 учащихся во всех этих учебных заведениях проходят курс рудных месторождений. Если к этому еще добавить ряд геолого-разведочных и горных техникумов, то число учащихся возрастет до 12—13 000 человек. Необходимо кроме того учесть, что в эту цифру не включены еще слушатели различных курсов по переподготовке и повышению квалификации геолого-разведочных кадров, а также значительное количество практиков, занимающихся самообразованием.

Все вместе взятое вызывает настоятельную необходимость в составлении нового учебника по курсу рудных месторождений. С этой целью Президиум Геологической группы Академии Наук СССР созвал специальное расширенное совещание Группы совместно с ГУУЗом НКТП (с 1 по 3 февраля), на котором и были рассмотрены все вопросы, связанные с составлением нового учебника и учебных пособий по рудным месторождениям.

Идею происходившего совещания можно сформулировать следующим образом: «обсудить вопрос о необходимости издания нового учебника по курсу рудных месторождений, отвечающего современному состоянию предмета как в части теоретической, так и описательной, а также разрешить вопросы об объеме и характере учебника, об увязке курса рудных месторождений с геохимией, кристаллографией, минералогией, петрографией и методами поисково-разведочного дела и об издании курсов «металлогенические провинции» и «структуры рудных полей», а также учебных пособий и расширенных изданий по рудным месторождениям».

В соответствии с этой основной идеей и была построена программа работ совещания. Были заслушаны доклады: 1) проф. А. Н. Заварицкого «Связь курса рудных месторождений с петрографией», 2) акад. А. Е. Ферсмана — «Связь курса рудных месторождений с геохимией», 3) проф. И. Ф. Григорьева — «О связи курса рудных месторождений с геологией», 4) проф. В. М. Крейтера — «О связи курса рудных месторождений с методами поисков и разведок», 5) проф. И. Ф. Григорьева — «Теоретический и описательный курс рудных месторождений, их существо и объем», 6) проф. Б. Л. Степанова — «Построение теоретического и описательного курса «рудные месторождения», 7) проф. А. Г. Бетехтина — «О методике изучения рудных месторождений», 8) проф. А. В. Королева — «Курс структуры рудных полей», 9) доц. Е. Е. Захарова — «Металлогенические провинции» и др.

### Краткое содержание докладов

Акад. А. Е. Ферсман в своем докладе «Связь курса рудных месторождений с геохимией» прежде всего указывает, что существенное значение при конструировании курса рудных месторождений имеет самое расположение материала, что в значительной степени предопределяет взаимоотношение учебника с другими дисциплинами.

Говоря об использовании природных объектов, акад. Ферсман указывает на целесообразность разделения их на две категории: 1) таких, в которых основное значение имеет химический состав, определяющий как использование полезного ископаемого, так и способы его обработки, и 2) таких, использование и качество кото-

рых определяется не химическим составом, а другими химическими или физическими свойствами (сырье для оптической промышленности, асбест, драгоценные камни и т. п.).

Из этих двух категорий первая, очевидно, включает рудные месторождения, но представляет собой более широкое понятие; введение последнего в учебники было бы желательным, но это потребует прежде всего весьма внимательной проработки вопроса о системе, по которой должен быть расположен весь материал.

В связи с последним вопросом, имеющим при составлении учебника вообще весьма большое значение, акад. Ферсман подвергнул критическому рассмотрению две существующие в настоящее время системы: германскую, которая исходит из известной систематики процессов, и французскую, которая исходит из химических элементов.

Анализируя работы немецкой школы, акад. А. Е. Ферсман приходит к выводу о необходимости перехода на систематику по отдельным химическим элементам, так как «расположение материала по элементам представляет собой наиболее глубокий подход, имеющий огромное теоретическое и практическое значение. Оно позволит с достаточной глубиной и последовательностью дать картину данного химического элемента, понимание его взаимоотношений с другими элементами и вместе с тем продолжить эти данные химического и геохимического характера до понимания тех металлургических и практических вопросов, которые являются часто лишь продолжением и развитием тех основных химических черт, которые предопределяют распределение, сочетание и миграцию данного химического элемента в земной коре». При таком расположении, правда не лишенном недостатков, можно избежать до некоторой степени того субъективизма, который обычно вносится, когда подходят с точки зрения тех или иных генетических схем.

Однако акад. А. Е. Ферсман не отбрасывает совершенно и генетические схемы, а считает нужным, чтобы изложение их предшествовало расположению материала по элементам.

Генетические схемы обладают тем недостатком, что нередко приводят к различным точкам зрения и не дают возможности создать единство взглядов на генезис; они вносят как бы некоторый трафарет и заставляют следовать за известными авторитетами, не подвергая их выводы достаточному анализу. Таким образом они недостаточно совершенны, и благодаря им мы до сих пор не имеем в целом ряде вопросов в сущности даже более или менее рационального объяснения процесса. В частности совершенно неясен контактовый процесс после того, как отпали все фантастические идеи о хлорном железе, которое выносится хлорными эманациями из гипотетического гранитного массива. Поэтому вопрос

о генетической классификации должен быть коренным образом пересмотрен. Необходимо составить такого рода сводку-учебник, который давал бы не только фактический материал, но и учил мыслить определенным методом. Переходя к вопросу о конкретном построении курса, акад. А. Е. Ферсман указал, что по его мнению первая часть учебника «должна состоять из краткой характеристики хода геохимических процессов в земной коре, которые приводят к концентрации и рассеянию химических элементов»; здесь должен быть дан «анализ природных процессов, ведущих к накоплению вышесреднего кларка тех химических элементов и веществ, которые имеются в природе».

Вторая часть учебника должна быть построена по химическим элементам, причем каждый из элементов должен быть освещен с точки зрения его основных характерных черт. «Сначала должна быть дана краткая характеристика его, затем характеристика его геохимических свойств и, наконец, анализ путей миграции по фактическим точкам накопления, имеющимся в природе». Что же касается последовательности группировки элементов, то здесь необходимо исходить из естественных групп, «которые хорошо намечаются менделеевской таблицей»; при этом иногда будут происходить некоторые повторения, однако бояться повторений не следует, и в учебнике повторения, выраженные в иной форме и преподнесенные в ином сочетании, даже полезны.

Такое расположение учебного материала акад. А. Е. Ферсман считает не только правильным, но и таким, которое способно заинтересовать студентов, а, следовательно, обеспечить лучшее усвоение.

В заключение акад. А. Е. Ферсман выражает сомнение в возможности коллективного составления учебника и говорит, что «учебник, который нужно писать, должен быть индивидуальным, так как только при этом условии он может быть интересным и живым; он будет не только собранием сведений, а таким, который заставляет мыслить в определенном направлении и делать известное количество выводов».

Проф. А. Н. Заварицкий в своем докладе «Связь курса рудных месторождений с петрографией», указал, что вопрос сводится не к выяснению связи, а к линии разграничения, — какие вопросы должны быть отнесены к петрологии и какие удобнее рассматривать в учении о рудных месторождениях.

Большой ущерб преподаванию приносит так называемое «забегание», когда студент с неподготовленным кругом сведений получает некоторые понятия, в которых он воспринимает, в сущности говоря, внешнюю сторону и на почве этого внешнего восприятия все дальнейшее принимает своеобразный вид догматического усвоения некоторых понятий.

В частности проф. А. Н. Заварицкий отметил, что недавно вышедший, очень хороший учебник минералогии коллектива авторов под редакцией проф. А. К. Болдырева включает в генетической части ряд понятий, которые студенту еще рано усваивать и невозможно воспринять при прохождении минералогии.

В частности в этом учебнике изложены пегматитовые и послемагматические процессы, которые студенты только тогда могут себе ясно представить, когда предварительно овладеют методами анализа физико-химических диаграмм. «Иначе все эти флюиды явятся для учащегося каким-то таинственным духом, который все творит и куда-то перемещается». Далее докладчик указывает, что при прохождении геохимических дисциплин повторение иногда можно допустить, и это может быть полезным. Однако он отмечает, что повторять необходимо лишь факты и вещи, которые являются твердо установленными и проверенными, а у нас обычно повторяют гипотезы. Для иллюстрации своей мысли А. Н. Заварицкий указал, что в течение прохождения вуза студент не менее 6 раз слышит об эколгитовых зонах и структуре земного шара: студент слышит об этом в общей геологии, в минералогии, в геохимии, геофизике, в петрографии, в курсе рудных месторождений и т. д., что является совершенно излишним.

Докладчик отмечает, что у нас нередко наблюдается такое явление, когда преподавание естественно-научных дисциплин, где во главу угла должна быть поставлена критическая мысль, сводится чуть ли не к догматическому «богословию».

В заключение проф. Заварицкий указывает на недопустимое качество выходящих переводов иностранных геологических работ и считает необходимым, чтобы для переводов подбирались специальные переводчики и чтобы редакторы не прятались за переводчиков, а полностью отвечали за перевод.

Проф. И. Ф. Григорьев в своем докладе «О связи курса рудных месторождений с геологией» отметил, что в ряде геолого-разведочных вузов студенты подходят к изучению курса рудных месторождений с плохими знаниями сопредельных дисциплин.

Остановливаясь на вопросе о связи курса рудных месторождений с исторической геологией, проф. Григорьев отмечает, что историческая геология обычно читается в вузах стратиграфами, и вопросы горообразовательных эпох и образования связанных с этими эпохами месторождений обычно преподносятся в трафаретном виде. В этой части необходимо перестроить курс так, чтобы стратиграфия связывалась с магматической деятельностью, и студенту необходимо давать материал в таком виде, чтобы он знал, что не эпоха определяет отложение тех или иных металлов, а что к образованию этих металлов приводят определенные геологические процессы. Далее, оста-

навливаясь на вопросе связи курса рудных месторождений с геотектоникой, И. Ф. Григорьев указал, что курс геотектоники должен быть тесно увязан с курсом структуры рудных полей. При этом курс геотектоники необходимо строить так, чтоб за широкими гипотезами не исчезали основные понятия о надвигах, сбросах и т. п., которые обычно приходится повторять в курсе структуры рудных полей.

Рассматривая связь курса рудных месторождений с другими сопредельными дисциплинами, необходимо отметить, что чрезвычайно важно в курсе гидрогеологии несколько детальнее разобрать вопрос о карстах, знание коих крайне необходимо для понимания генезиса ряда месторождений.

Переходя к вопросу о связи курса рудных месторождений с петрографией, докладчик отметил, что в петрографии необходимо излагать более широко ряд понятий, чем обычно принято. В частности важно, чтобы в петрографии шире и подробнее был освещен вопрос о летучих составных частях в магмах, подробней разобран пегматитовый процесс, и крайне важно, чтобы на нескольких примерах была рассмотрена последовательность всей магматической деятельности для того или другого района. Последнее дало бы возможность в будущем инженеру отойти несколько от сухого изложения данных, от простого описания пород, а стараться при изучении пород подходить к вопросу об условиях их образования.

Далее докладчик отметил, что особо неблагоприятно обстоит вопрос с преподаванием минералогии в геолого-разведочных вузах. К преподаванию минералогии необходимо поставить совершенно определенные требования. Для изучения рудных месторождений необходимо, чтобы студенты знали минералы и основы минералогии. Однако очень часто приходится сталкиваться с таким положением, что студенты не в состоянии определить даже самые обычные минералы.

Причиной последнего обстоятельства является, повидимому, то, что в связи с новой установкой, указывающей на необходимость, помимо прохождения описательной минералогии, также разбирать генетические условия образования минералов, произошел перегиб в сторону второй части, и по минералогии проходят только генетические условия образования минералов. При этом необходимо отметить, что генетические условия образования минералов студенты проходили и в петрографии, так что здесь даже получилось повторение, а определением минералов студенты часто не занимались. В результате создавшегося положения нередко случаи, когда ряд полезных ископаемых пропускается в поле и некоторые ценные минералы устанавливаются только при камеральной обработке материалов. Проф. Григорьев считает, что при прохождении минералов необхо-

димо обязательно научить студентов определять минералы, включенные в существующие программы, и ввести в преподавание еще целый ряд распространенных минералов, которые встречаются при прохождении общей и особенно описательной части рудных месторождений.

Останавливаясь на вопросе о связи курса рудных месторождений с геохимией, проф. Григорьев поддерживает мнение В. В. Щербины, что курс геохимии должен преподаваться после курса рудных месторождений, и только некоторые основные понятия геохимии должны быть включены в программу общего курса рудных месторождений.

Проф. В. М. Крейтер начинает свое сообщение «О связи курса рудных месторождений с методами поисков и разведок» с указания на то, что предмет «методы поисков и разведок» до сих пор шел самотеком и никогда не освещался в печати и не ставился на конференциях. Поэтому решение, которое примет конференция по этому вопросу, будет иметь весьма большое значение.

Далее проф. Крейтер отмечает, что часто наблюдается непонимание содержания предмета «поиски и разведки». Одни полагают, что в нем должна идти речь только о бурении скважин и проходке шурфов, другие же думают, что в нем должны быть освещены только методические вопросы.

В вузах преподавание этого предмета и смежных дисциплин шло самотеком, в зависимости от людей, которые там находились. В частности проф. Крейтер отмечает, что в Днепропетровске разведка понимается как бурение, а рудные месторождения — как геохимия. В связи с этим специалисты, окончившие Днепропетровский институт, которых приходится встречать в практической деятельности, обнаруживают широкое расхождение в подходе к изучению того или иного объекта полезных ископаемых. Как положительный пример проф. Крейтер отмечает работу ташкентской кафедры, которой руководит проф. А. В. Королев, где преподается курс рудных месторождений с явно разведочным уклоном. Переходя к связи курса рудных месторождений с курсом «методы поисков и разведок», проф. Крейтер отмечает, что в последнее время намечается тенденция, которую возглавляет ленинградская кафедра разведочного дела, курсом «методы поисков и разведок» перекрыть рудные месторождения. В частности во второй части книги, которую издают ленинградцы, дается подробное описание ряда рудных месторождений и только вскользь указывается на методы разведок этих месторождений. Профессор Крейтер считает, что генетический принцип в разведочное дело вводить не следует, а в основу методов поисков и разведок должен быть положен морфологический принцип, который является главным для геолого-разведочного дела. Разбирая этот вопрос, докладчик отме-

чает, что когда Роберт Пиль выпустил свой справочник, он провел свою практическую классификацию с оговоркой, что им вводится практическая промышленная классификация и что эта классификация несколько не исключает генетическую классификацию Линдгрена, а лишь дополняет ее.

Далее проф. Крейтер переходит к разбору программы курса «методы поисков и разведок», утвержденной ГУУЗом, и указывает, что эта программа построена заново и не отвечает прежним программам и прежним учебникам по разведочному делу.

В программе, утвержденной ГУУЗом НКПТ, намечены следующие разделы: раздел поисков, раздел детальной съемки, раздел разведки, раздел оценки и пятый раздел — организация всех работ.

В разделе поисков программа старается разрешить три основных вопроса: что искать, где искать и как искать.

При разборе вопроса: «что искать» дается геолого-экономическая группировка, или геолого-экономическая классификация месторождений. По этой классификации, например, гидротермальные медные месторождения разбиваются на медистые песчаники, порфиновые медные руды, медистые колчеданы и трещинные жилы. Сурьмяные месторождения, например, разбиваются на метасоматические залежи и жилы и т. д. При этом особое внимание обращается на главные промышленные типы.

На второй вопрос: «где искать» пытаются ответить ряд дисциплин, но методика поискового дела освещает их с другой стороны, рассматривая факторы: 1) физико-химические, 2) структурные и 3) литологического порядка.

При изложении факторов физико-химических рассматривается первичная зональность, изменение вмещающих пород и т. д., структурные вопросы разбираются на основе идей Локка, Бененцлея и др., вопросы литологического порядка сводятся к анализу той обстановки, в которой концентрируются рудные месторождения (основные интрузии, кислые интрузии, контакты, вмещающие породы вблизи активной интрузии и т. д.).

В разделе: «как искать руды» входит методика самого поискового процесса — шлиховой метод, валунно-речной и т. д. Здесь же разбирается вопрос об оценке выходов.

Курс «методы поисков и разведок» рассматривает кроме того методы детальной съемки в масштабе 1:10 000, 1:5000 и т. д., так как этими масштабами в курсе методов геологического картирования не занимаются. В этот раздел входит и рассмотрение вопросов подземного картирования.

В разделе «разведка» новым является введение математических методов — вариационного анализа; возможно, что вскоре здесь найдет применение и теория бесконечно малых разностей.

В разделе «оценка месторождений» разбирается собственно оценка месторождений и сюда кроме того входит методика подсчетов запасов, составление отчетов, типы ответов. В то же время оценка месторождений освещается не только в этом разделе, — идеи оценки яркой нитью проходят через весь курс. Оценка начинается с того момента, когда разведчик берет в руки детальную карту или общую региональную карту района.

Остановившись на последнем разделе — организации работ, — докладчик отметил, что во вводной части этого раздела производится районирование Советского Союза по отдельным группам: высокогорные области, степи, таежные области и т. д., и далее подробно разбираются вопросы, чем должен вооружаться разведчик, выезжая в тот или иной район.

Производя краткий разбор курса «структура рудных полей», проф. Крейтер подчеркивает, что это есть важнейший предмет для геолого-разведочных вузов и что он должен обязательно читаться на разведочном факультете и тесно увязываться с курсом «методы поисков и разведок».

В заключение проф. Крейтер отметил, что конференция должна обязательно высказаться по вопросу разграничения курса «методы поисков и разведок» с курсом рудных месторождений. При этом необходимо решить вопрос, должна ли вся масса геолого-оценочных вопросов читаться в первом курсе, или все эти вопросы, будут переведены в курс рудных месторождений, а в методах поисков и разведок тогда останется лишь небольшой материал, охваченный, скажем, в книге проф. Трушкова.

Проф. Григорьев начал свой доклад «Теоретический и описательный курс рудных месторождений, его сущность и объем» с разбора существующих программ ГУУЗа по курсу рудных месторождений, указав, что программа состоит из двух частей: первой вводной теоретической общей части для рудных и нерудных месторождений и второй специальной части, составленной по отдельным металлам.

Однако, несмотря на существующую программу, некоторые преподаватели пытаются все же читать общий курс с приведением сразу же ряда примеров, характеризующих отдельные месторождения, и таким образом получается, что, несмотря на то, что программа составлена не по процессам, курс все же читается в некоторых вузах по процессам. В результате такого положения, целый ряд важных теоретических вопросов, которые могли бы быть развиты при характеристике процессов концентрации отдельных металлов, выпадает.

Перейдя к краткой характеристике будущего учебника по рудным месторождениям, проф. И. Ф. Григорьев отметил, что учебник должен состоять из двух частей: первой — теоретической, в которой

на основании природных процессов должна быть выведена классификация месторождений, и второй — специальной, построенной по металлам.

При разборе процессов в общей части особое внимание должно быть уделено гидротермальным процессам. При разборе типов гидротермальных месторождений, можно оттенить все слабые места и указать на возможность выделения еще более дробной классификации.

В общей части должны быть разобраны вопросы окисления и вторичного обогащения сульфидных месторождений, а также процессы образования экзогенных месторождений. При чтении лекций преподаватели должны обязательно давать установившиеся взгляды на генезис тех или иных типов месторождений, если даже сами они с этими взглядами не согласны, отмечая в каждом случае спорные моменты.

Вторая часть курса должна строиться по отдельным металлам, и для каждого металла должны быть даны краткие сведения о добыче, перспективных запасах, и отмечены значение того или иного металла и потребность народного хозяйства в нем. Далее должны быть подробно разобраны процессы первичной концентрации металла, его поведение в зоне вторичного обогащения, и, наконец, приведена дробная классификация промышленных типов месторождений и далее характеристика отдельных типичных месторождений. Количество примеров отдельных месторождений должно быть невелико, но примеры эти должны быть разобраны детально, и крайне важно в каждом отдельном случае разбирать вопрос, почему именно в данном месте рудной площади произошла концентрация металла.

Далее проф. Григорьев остановился на вопросе практических занятий по рудным месторождениям и указал, что на занятиях, которые необходимо сохранить для первой и второй части, студенты должны, пользуясь микроскопом, изучать измененные вмещающие породы, характерные минералы, должны просмотреть образцы главных типов месторождений и разобрать чертежи и разрезы по главным месторождениям, которые не могли быть помещены в курсе.

Говоря о производственной практике, докладчик отметил, что необходимо сохранить выработанную в последние годы систему, по которой студенты odbyвают производственную практику, прослушав общую часть курса, и, возвратясь с полевой работы, изучают специальную часть курса.

Переходя к вопросу самой техники составления учебника, проф. Григорьев отметил, что он полностью согласен с акад. А. Е. Ферманом, что писать коллективно учебник по первой части невозможно, вторая часть может быть написана коллективно, однако

здесь необходимо одно условие, — чтобы была налажена тщательная и жесткая редакция, которая бы весь материал привела в одно русло; только в таком случае курс получится цельным.

Кроме того крайне необходимо, помимо издания учебника, создать серию очерков, охватывающих вопросы генезиса рудных месторождений, металлогении отдельных районов СССР и т. д. Для этой работы потребуется привлечь авторов из разных институтов, оплачивая им по листно.

Проф. Б. Л. Степанов сделал доклад о построении теоретического и описательного курса рудных месторождений.

Построение курса рудных месторождений должно основываться на рассмотрении четырех основных моментов; условий залегания, формы, вещественного состава и генезиса месторождений. Говоря о форме и вещественном составе, необходимо обращаться за помощью к физике, химии и геохимии. Далее, для разбора генезиса необходимо разобрать вопрос относительно каналов возможной миграции растворов, т. е. обратиться к той части геологии, которая излагается под названием структурной геологии.

Таким образом структурная геология и геохимия, трактующие о закономерностях в миграции вещественного состава, должны быть использованы и введены в качестве необходимой главы общей теоретической части рудных месторождений. Это устранил необходимость составления специального учебника по этим отделам, если только он не является предметом специализации.

Переходя к описательной части, докладчик указывает, что обычно в учебниках приводится описание очень большого количества месторождений, что совершенно не нужно; изучение этого материала является напрасной тратой времени. По мнению проф. Степанова, описательная часть не нужна совершенно. Хорошо изученные месторождения разных типов должны быть приведены в этой общей части как примеры при изложении отдельных глав о вещественном составе, о форме и о генетических типах месторождений.

Весь учебник по рудным месторождениям должен состоять: 1) из введения, в котором определяется сущность учения и его особенности; 2) схемы классификации, и в этой схеме должно быть приведено описание различных случаев образования месторождений в зависимости от температуры, давления и концентрации; 3) главы о форме месторождений, в которой должны быть подробно рассмотрены вопросы о рудоподводящих каналах; 4) главы о различных изменениях во вмещающих породах под влиянием движущихся вверх или вниз растворов; 5) главы о различных видах деформаций месторождений и процессах вторичного обогащения и, наконец, 6) из последней главы учебника, в которой должны рассматриваться металлогенические провинции и эпохи, куда войдет рассмотрение форм ме-

сторождений, вещественного состава и т. д. Все изложение должно сопровождаться примерами хорошо изученных месторождений. Кроме того в качестве вспомогательных глав могут быть введены главы о применении различных металлов в промышленности и использовании в нашем государстве наиболее важных металлических месторождений.

Чтобы обеспечить надлежащее проведение курса, он должен сопровождаться лабораторными работами: 1) лаборатория по изучению вещественного состава руд различными методами: иммерсия, минераграфия и т. д., и 2) лаборатория структурного изучения: изменение до предела упругости вещества и за пределами упругости, применение механики к анализу деформации твердых тел, изучение пластичных масс и т. д.

Доцент А. Г. Бетехтин в своем сообщении о методике изучения рудных месторождений и руд указывает на то, что разведчик только тогда может правильно разведать месторождение, если он достаточно полно овладеет методикой изучения данного месторождения. Однако в большинстве случаев разведчики не владеют такой методикой. Далее А. Г. Бетехтин предлагает на рассмотрение выработанную им методику, которую он анализирует на фоне сравнения с методикой изучения горных пород и указывает, что главным в изучении месторождения является установление его вещественного состава и морфологических особенностей.

По мнению докладчика, при изучении месторождения должен подбираться материал для выяснения процесса рудообразования, нахождения источника оруденения и путей оруденения. Однако для этого необходимо прежде всего изучать структурные особенности руд.

Останавливаясь далее на вопросах минераграфии, докладчик отмечает, что в задачи минераграфии входит не только изучение минералов, но также изучение текстурных и структурных особенностей руд, их возрастных соотношений и последовательности кристаллизации минералов внутри данной группы.

Проф. А. В. Королев сделал доклад о курсе «структура рудных полей». Впервые курс этот был введен в программу геолого-разведочных вузов в 1925 г. по инициативе проф. И. Ф. Григорьева.

Как известно, основные вопросы практики сводятся к следующим: 1) почему руда залегает в данном месте земной коры, 2) чем обусловлена именно такая форма залегания, 3) чем объясняется нахождение в нем такого количества полезных ископаемых. До сих пор обычно геологи-рудники отделяются от этих вопросов общими фразами, такими, например: что «данное рудное тело образовано в трещине» или «что оно является результатом замещения благоприятного пласта». Развивая это положение, докладчик отметил, что

курс «структура рудных полей» на основании детального анализа пытается разрешить ряд практических вопросов и вместо обычных общих фраз наметить динамику рудного процесса. Разведчик должен уметь реставрировать механизм рудного процесса, «он должен как бы чувствовать, где трещит геологическое тело, где оно хрустело раньше, в какой момент развития и по какой причине». Поскольку курс «структура рудных полей» в какой-то мере научает понимать динамику рудного процесса, он должен являться не факультативным предметом, а обязательным для разведочной специальности. При этом докладчик отметил, что может быть правильней назвать этот курс не «структура рудных полей», а «морфогенезис рудных месторождений».

Далее проф. Королев перешел к критике программы ГУУЗа по курсу «структура рудных полей», отметив, что в программе недостает геологического подхода к изучению месторождений и, самое главное, отсутствует морфогенезис рудных тел. Взамен программы ГУУЗа докладчик предложил свою программу курса структуры рудных полей и месторождений, которая рассматривает следующие отделы:

1. Генезис пустот и трещин.
2. Свойства среды в геологических, в частности тектонических и рудных процессах.
3. Морфогенезис рудных тел в различных условиях.
4. Морфогенезис и классификация структуры рудных полей (включающих в себя серию рудных жил).
5. Принципы структурного анализа рудных полей и месторождений.

Проф. Королев отметил, что программа курса должна опираться на работы исследователей старой школы экспериментаторов: Добре и Беккера и отдельных современных исследователей в области структурной геологии: Виллиса, Клосса и др.

В программе курса важно использовать микроскопический метод структурного анализа Зандера и достижения американской школы Локка и др., а также наш отечественный, пока небольшой опыт.

Изложив обстоятельно программу «структура рудных полей», докладчик далее перешел к разбору программы, по которой он составляет этот курс. Программа состоит:

- 1) Из введения, в котором указаны содержание и значение предмета.
- 2) Из главы о связи рудных процессов с геотектоникой и вулканизмом, в которой в частности отмечаются основные положения Локка о связи рудных месторождений с крупными сбросами, разбирается вопрос обновления крупных разломов и даются понятия об *inlets* (рудовыводящих отдушниках).
- 3) Из главы, в которой рассматриваются пустоты и трещины в горных породах, придерживаясь классификации Линдгрена. При

этом развивается та часть, которая касается экзокинетических трещин и рассматривается развитие трещин в изотропной и анизотропной среде.

4) После этого рассматривается влияние свойств горных пород на структуры рудных полей и месторождений, а также разбираются типы пород, склонных к метасоматизму, и особенности их деформации.

5) Следующая глава посвящена морфогенезису рудных тел. Она обнимает важнейшие факторы, контролирующие распределение оруденения и морфологию в различных рудных процессах.

После краткой характеристики роли факторов первичной зональности рассматриваются такие моменты, как скорость процесса минерализации, характер вмещающих пород и последовательность самого процесса рудоотложения. Кроме того здесь рассматриваются тектонические движения и их роль в процессах минерализации.

Эти движения необходимо классифицировать прежде всего по отношению ко времени процесса минерализации; при этом важно выделить деминерализационные трещины, являющиеся путями циркуляции растворов, и необходимо особо подчеркивать трещины, образующиеся во время минерализации, потому что именно последние контролируют распределение оруденения внутри рудного тела. Фиксирование интраминерализационных движений дает нам в руки чрезвычайно интересный метод для осознания динамики самого процесса оруденения. Пользуясь парагенезисом минералов в сочетании с этими движениями, нередко можно составить календарь самого процесса. В качестве примера, иллюстрирующего высказанную мысль, докладчик приводит сурьмяно-ртутное месторождение Хайдаркан, где на небольшой площади наблюдается группа отдельных рудоносных участков с резко меняющимся составом, — один из этих участков является ртутным, другой — сурьмяно-ртутным со значительным количеством флюорита и т. д. Все это, по мнению проф. Королева, нельзя объяснить одним фактором первичной зональности, а это есть следствие различного наполнения и открытия трещин в различных участках рудного тела.

Далее дается трактовка типов структур благоприятных для развития рудных тел и рассматриваются структуры обычные для всех пород, структуры, возникающие в участках изменения простирания и падения жил, и морфология подчиненных им тел. Значительное внимание уделяется структурам заполнения пустот для слоистых пород, структурам метасоматических месторождений и, наконец, целой серии сложных структур, куда входят различные типы трубчатых тел, и в заключении очерчиваются возможности взаимных переходов между структурами. Этим, по указанию проф. Королева, исчерпывается теоретическая часть.

6) За ней следует часть геологическая, в которой излагаются принципы анализа структуры рудных полей и месторождений. В этой части рассматривается роль структурного анализа в общем процессе изучения геологического строения рудных полей и месторождений. Далее особо рассматривается метод изучения трещин, и затем разбираются этапы структурного анализа района рудного поля и отдельных месторождений.

В результате указанных геологических исследований, по мнению докладчика, составляется представление о положении и характере важнейших складчатых дислокаций, элементах залегания пород, распределения и характера крупных сбросовых нарушений. Существенным моментом при изучении структуры рудных полей является сбор материала для решения вопросов о характере, направлении и интенсивности усилий, действовавших в районе в различные орогенические эпохи, и преобладающее направление движения масс.

Далее рассматривается роль крупных послерудных дислокаций и, как сводный результат, принципы составления структурной карты района с показом важнейших элементов дислокаций.

Потом изучается структура самого рудного поля, место и роль рудного поля в общей структуре района, контролирующие линейные структуры, их влияние на формирование рудного поля, глубина формирования рудного поля от поверхности, существовавшей в период минерализации, и т. д. После этого рассматривается структура месторождения и отдельного рудного тела, место и роль исследуемого объекта в общей структуре рудного поля и связь данного месторождения с соседними месторождениями. Здесь же рассматривается парагенезис минеральных образований, их соотношение с движениями в процессе минерализации и т. д.

После разбора всех методов структурного анализа накапливается материал, на основании анализа которого делаются общие выводы об условиях локализации и механизме формирования рудных тел, что дает возможность правильно проектировать разведку анализируемого месторождения.

На изложение этого курса структуры рудных полей, куда входит весь разобранный им материал, докладчик тратит около 30 лекционных часов. Кроме того 10—15 часов необходимо посвятить практическим занятиям, на которых выдвигаются конкретные примеры и упражнения в структурном анализе. Для практических занятий можно пользоваться материалами, собранными студентами во время летней практики.

В заключение проф. Королев отметил, что необходимо развивать идеи структурного анализа у разведчиков, чтобы они могли в дальнейшем собирать и накапливать материалы в этом направлении.

Доцент С. А. Юшко в своем докладе «О методах изучения руд» указывает, что этот курс должен охватить все существующие методы диагностики рудных минералов, куда входит химический метод, капельный метод и т. д.

Программа, по которой ведется преподавание курса в Московском геолого-разведочном институте, разбивается на ряд отделов, охватывающих всю существующую аппаратуру для изучения рудных минералов, а также иммерсионный метод и его применение к изучению рудных минералов и сопутствующих фракций. Наконец, в последнем разделе производится описание рудных и жильных минералов с точки зрения их диагностики в порядке их генетической схемы.

Доцент Е. Е. Захаров в своем докладе о курсе «металлогенические провинции» указывает, что этот курс является завершающим курсом всех разделов рудных месторождений, и отмечает, что правильное построение этого курса представляет большую сложность, так как он не может строиться на чисто геохимических, петрографических или палеогеографических принципах. По мнению Е. Е. Захарова, в основу курса должен быть положен принцип геологического районирования, но и в этом случае могут возникнуть дискуссионные моменты, например: брать ли за основу эпоху или регионы.

Разбирая этот вопрос, докладчик указывает, что он кладет в основу отдельные геологические районы, рассматривает складчатые зоны и щиты и разбирает отдельные области в их историческом развитии, начиная от самых древних этапов истории и кончая современными. При этом дается краткая геологическая характеристика, которая охватывает магматические седиментационные и тектонические процессы, и, по его мнению, при построении курса самым правильным является сведение всего этого материала в таблицы, которые должны быть снабжены некоторой текстовой частью, сокращенной до минимума.

На базе такого геологического введения должен производиться разбор металлогенезиса, который должен вестись отдельно для магматических и экзогенных процессов. При этом должны быть показаны все главнейшие генетические типы месторождений для того или иного района и их связь с магматической деятельностью.

В заключение Е. Е. Захаров указал, что, помимо теоретического курса «металлогенические провинции», он практикует упражнения по этому курсу, которые строятся примерно по следующему принципу: дается подробная геологическая и петрографическая характеристика района и ставится перед студентами задача, какие генетические и промышленные типы месторождений могут быть встречены в этом районе. По мнению докладчика, этот метод дает значительный эффект.

Проф. М. А. Усов в своем докладе прежде всего остановился на взаимоотношениях между тектогенезом и рудными месторождениями, указав, что на практике геологического изучения Западно-Сибирского края «стало намечаться большое количество критериев для выделения формаций и фаз тектогенеза».

Проф. Усов насчитывает 11 таких критериев выделения формаций. В результате увеличилось количество фаз тектогенеза; так, например, только по Западно-Сибирскому краю мы имеем уже 54 точно установленных фазы тектогенеза различной интенсивности. Все эти тектонические фазы объединяются в соответствующие циклы, причем каждый цикл состоит из 5, 6 или больше таких отдельных фаз, отделяющих одну формацию от другой.

Говоря об установленных фазах и циклах, проф. Усов подчеркивает, что они более или менее отчетливо могли быть выделены по осадочным формациям. «Трудно выделить,—говорит он,— фазы вулканизма»; последних насчитывается проф. Усовым 36, из которых 20 относятся к эффузивным образованиям, и только 16 выделяются как существенные фазы интрузивного вулканизма. «Совершенно естественно,—говорит далее проф. М. А. Усов,— что эти отдельные фазы тектогенеза и связанные с ними фазы вулканизма, будучи индивидуальными, сопровождаются и различными рудными образованиями», а когда для каждого образования найдено свое место в истории развития данного участка, чрезвычайно целостными становятся и поиски.

Изложив учение о фазах и циклах и перейдя к вопросу о построении курса «металлогенические провинции», проф. М. А. Усов считает, что в основу его надо положить эпохи, которые характеризуются тем или другим комплексом образований. Мы столкнемся неизбежно здесь с пестротой формаций, фаз тектогенеза, а следовательно, в конечном счете — полезных ископаемых; может быть, это и недостаток, но во всяком случае «это будет гораздо больше, чем предлагается в различных руководствах».

Далее проф. Усов переходит к вопросу об учебнике по рудным месторождениям, к вопросу о том, что положить в основу его. Перечисляя различные высказанные на этот счет взгляды, проф. Усов говорит, что удобнее всего разрешить этот вопрос, если подойти к нему с точки зрения классификации наук вообще и в частности, совершенно необходимой и приемлемой для геологов.

Показывая место отдельных геологических дисциплин в общей классификации наук, проф. Усов приходит к тому выводу, что в основу учения о рудных месторождениях, «которое является и исторически и практически отделом геологического цикла», необходимо положить прежде всего чисто геологические принципы. Это не означает, что надо применить какой-то один определенный

метод для сопредельных геологических дисциплин. «Мы должны,— говорит проф. Усов,— для изучения полезных ископаемых, стоящих параллельно с основными сгустками материи в земной коре— горными породами, минералами и атомами, использовать все методики, которые применяются для изучения этих сгустков материи», а также и методы изучения полезных ископаемых, как таковых, с точки зрения их практической ценности для человека. Основными методами изучения полезных ископаемых являются, таким образом, стратиграфия, геотектоника, петрология, минералогия, геохимия. Одновременно проф. Усов считает, что не нужно бояться повторений в учебнике, они неизбежны и полезны. Кроме того учебник, не теряя своего научного достоинства, должен быть популярным, и в этом отношении необходимо сделать соответствующий вывод из письма Надежды Константиновны Крупской. Учебник должен избегать застывших стандартов, он должен дать нам динамику развития взглядов, борьбу мнений и их критику. Учебник должен быть достаточно кратким и приспособленным к времени, которым располагает студент для изучения данной дисциплины. Учебник должен быть написан живым и понятным языком, по возможности без лишних терминов, затрудняющих изучение дисциплины, и в этом отношении нужно следовать указанию, данному В. И. Лениным, который сказал, что «учебник должен быть кратким, он должен быть написан живым, ясным языком, без излишних иностранных терминов, без тех словечек, которыми ученые мужи хотят как бы отгородиться от окружающего мира. Нужны лишь самые необходимые термины, которые отражают сущность определенных понятий».

Переходя к структуре учебника по рудным месторождениям, проф. Усов говорит, что учебник необходимо разделить на две части и что в смысле построения он солидаризируется с проф. Григорьевым и кафедрой Московского геолого-разведочного института, предлагая внести лишь некоторые поправки, а именно: в общей части курса дать раздел о методах исследования руд и кроме того ввести в курс отдел структуры рудных полей и месторождений. Кроме того последний должен быть дан и в качестве отдельного пособия.

Говоря о специальной части, проф. Усов предлагает прежде всего отбросить неточное название ее как «описательной части» и затем переходит к изложению характера этой части. Специальная часть, касающаяся рудных месторождений, по его мнению, должна быть дана по металлам с разбивкой последних по естественным группам, которые выработаны практикой социалистического строительства и вполне отвечают тому, как они находятся в природе. Что же касается того, как писать учебник: коллективно или индивидуально, то проф. Усов высказывается за коллективное написание,

в том числе и общей, теоретической части, говоря при этом, что «всяких несогласованностей можно вполне избежать, если выработать подробную программу и иметь хорошего и строгого редактора».

Попутно проф. Усов поднял вопрос о том, что необходимо как бы отразить характер практикума по курсу рудных месторождений в общей части, в методике исследования руд,— это должны быть лабораторные занятия с элементами самостоятельной творческой работы студента; точно так же лабораторные занятия можно поставить и в специальной части. «Вы можете,— говорит проф. Усов,— дать студенту коллекции, карты, разрезы, характеризующие определенное месторождение, и пусть студент самостоятельно разберет все элементы этого месторождения и даст его описание».

В заключение своего выступления проф. Усов высказался за необходимость подготовки кадров рудничных геологов, говоря, что, по мере того как осваиваются рудные месторождения и развивается рудное дело, появляется все бóльшая и бóльшая потребность в таких специалистах. Что же касается того, где сосредоточить сведения по рудничной геологии, то проф. Усов предлагает передать этот курс кафедре разведочного дела. Кроме того надо обязательно ввести факультативную дисциплину по тектогенезу и сделать обязательным программным курсом «структуру рудных полей и месторождений».

### Прения по докладам

В прениях по докладам подвергались дискуссии в основном следующие вопросы:

1. Строить ли курс «металлогенические провинции» по регионам или по эпохам и что класть в основу этого курса— геологию или петрологию. За построение курса по эпохам высказался проф. Шахов, а за принятие в основу этого курса петрологии высказывался проф. Зверев. Однако большинство выступавших высказались за построение этого курса на основе детального разбора геологии по регионам.

2. Каков должен быть объем учебников по всем трем разделам и должен ли быть создан один учебник для всех специальностей, или для некоторых специальностей должен быть создан краткий учебник. За то, что для некоторых специальностей должен быть создан второй учебник, выступали доц. Талдыкин и доц. Ушаков. Однако большинство выступавших отметили, что учебник должен быть создан один и преподавание более краткого курса предполагает исключение отдельных глав основного курса.

Все выступавшие отметили, что объем учебника по всем разделам должен быть порядка 1500 стр. и что на общетеоретическую часть должно быть уделено не менее 250—300 стр. и в специальной

части должно быть подробно описано не менее 120—150 месторождений.

3. Третьим вопросом дебатировалось положение, нужно ли в общую теоретическую часть помещать детальное описание отдельных месторождений. За то, чтобы помещать описание месторождений в общей части, высказывался доц. Талдыкин. Однако большинство выступавших было против этого предложения.

4. В прениях детально разбирался вопрос о практических занятиях по рудным месторождениям. Большинство выступавших: доц. Ушаков, проф. Королев, проф. Шахов, проф. Усов высказались за то, что при кафедрах рудных месторождений должны быть созданы лаборатории по исследованию руд.

5. Высказываясь по отдельным докладам, многие выступавшие отметили как очень содержательный доклад проф. Королева о структуре рудных полей, и в частности на это указали: проф. Усов, проф. Зверев, проф. Заварицкий и др. Многие из выступавших полностью поддерживали программу, предложенную проф. Крейтером по курсу «методы поисков и разведок», и в частности проф. Заварицкий указал, что, когда он думал над курсом «методы поисков и разведок», он предполагал правильным его строить так, как докладывал проф. Крейтер.

По поводу доклада проф. Б. Л. Степанова о построении теоретического и описательного курса рудных месторождений с критикой выступил доц. Вольфсон, отметивший, что предложенная проф. Степановым программа значительно устарела; вскользь об этом же упомянул и проф. Григорьев.

В своем выступлении проф. Зверев по докладу Захарова о металлогенических провинциях высказался против укладывания в таблицы геологических сведений, как это делает Захаров в своем курсе.

На основе докладов и обмена мнений совещание приняло резолюцию, приведенную ниже.

#### Резолюция

1. Расширенное совещание Геологической группы Академии Наук СССР и ГУУЗа НКТП по вопросу преподавания курса рудных месторождений и издания учебников и учебных пособий по его разделам считает, что постановка вопроса об издании нового учебника и учебных пособий по рудным месторождениям является вполне своевременной.

Совещание отмечает, что имеющиеся учебники не отвечают программам преподавания; быстрое развитие горной промышленности в СССР привело к тому, что материал в имеющихся учебниках уже заметно устарел.

2. Совещание считает правильным построение курса рудных месторождений по разделам: теоретический курс, специальный, минераграфия, структура рудных полей и металлогенические провинции СССР.

Наряду с этим желательно проведение ряда факультативных курсов по отдельным вопросам.

3. Совещание считает правильным разделение основного курса рудных месторождений на две части: первую — общую для курса рудных месторождений и курса нерудных ископаемых, разбирающую основные типы процессов образования месторождений, и вторую — специальную, дающую характеристику и условия образования месторождений по отдельным металлам.

4. Первая, теоретическая часть должна состоять из введения и изложения основных процессов образования полезных ископаемых и основанной на этих процессах характеристики генетических типов месторождений.

5. Вторая, специальная часть должна быть составлена по отдельным металлам, и в ней должны быть включены сведения, характеризующие экономику, применение, минералогию, геохимию, технологические требования к рудам и подробно разобраны промышленно важные генетические типы месторождений металла и приведены характерные примеры месторождений.

6. Занятия в лабораториях и кабинетах по рудным месторождениям должны быть обязательными и должны привить студентам навыки в анализе каменного и соответствующего литературного материала, относящегося к курсу рудных месторождений. Считать необходимым издание руководств по таким занятиям и освещение этого вопроса в ряде статей.

7. В связи со значительным расширением курса минераграфии необходимо его переименование в курс «методы изучения руд и минерального сырья», осветив в нем все методы изучения минералов и генетических взаимоотношений минеральных агрегатов. Для нормальной постановки курса необходимо организовать при кафедре соответствующие лаборатории.

8. Курс «структура рудных полей» считать обязательным для студентов разведочной специальности. В связи с тем, что курс этот является новым и находится еще в стадии формирования, считать, что опубликование основ этого курса, хотя бы на правах рукописи, является крайне желательным для различных направлений, наметившихся для курса.

9. Курс «металлогенетические провинции СССР», в связи с многими техническими затруднениями в проведении его, считать курсом факультативным, имеющим важное значение для расширения познаний в области учения о рудных месторождениях.

В построении курса считать более целесообразным разбор материала по отдельным геологическим областям, с характеристикой металлогенетических эпох области. Издание руководства по курсу «металлогенетические провинции СССР» считать необходимым.

10. Совещание считает необходимым приступить к выпуску Академией Наук СССР серии очерков «Вопросы генезиса рудных месторождений», освещающих отдельные вопросы генезиса, и серии очерков «Металлогения СССР» по отдельным районам, при широком привлечении ряда геологов различных организаций.

11. Помимо издания отечественной литературы, совещание считает желательным организовать переводы и рефераты классических иностранных работ по вопросам, относящимся к рудным месторождениям, гарантируя качество переводов путем утверждения переводчиков, референтов и редакторов редакционным комитетом.

12. Для проведения мероприятий к изданию намеченных учебников и их редактирования выделить Редакционный комитет при Президиуме Геологической группы Академии Наук СССР в составе:

Председателя — акад. В. А. Обручева и членов: члена-корреспондента Академии Наук СССР М. А. Усова, проф. А. Н. Заварицкого, проф. И. Ф. Григорьева, проф. В. М. Крейтера, секретаря — доц. Ф. И. Вольфсона.

13. Поручить Редакционному комитету на основании материалов конференции просмотреть и уточнить программы намеченных курсов и привлечь авторов для их составления.

Сроки выпуска учебников наметить следующие:

Общий курс полезных ископаемых и специальный курс рудных месторождений — 1½ года.

Курс структуры рудных полей и металлогенических провинций СССР — 1 год

Поручить Редакционному комитету не позднее 20 марта составить программу. урсов, увязав ее с программой ГУУЗа, и произвести распределение разделов среди второв.

14. Одобрить программу курса «методика поисков и разведок полезных ископаемых», утвержденную ГУУЗом, как достаточно увязанную с курсом рудных месторождений.

Считать, что морфология месторождений является основным моментом в разведочных работах.

Признать целесообразным изложение вопросов детальной съемки и рудничной геологии в курсе «методика поисково-разведочного дела».

15. Считать, что главным содержанием курса минералогии должна быть диагностика минералов, которая является основанием всей практической работы инженеров-геологов. В связи с этим рекомендовать пересмотр программ по минералогии с целью освобождения ее от вопросов, неизбежно и более углубленно трактуемых в других дисциплинах. Освобожденное таким образом время пойдет для повышения знаний студентов в указанном направлении.

16. Считать необходимым для геологов-разведчиков краткий курс технологии руд и минерального сырья, необходимый для правильной оценки месторождения.

---

## Оглавление

	<i>Стр.</i>
<b>А. Криштофович.</b> Ботанико-географическая зональность и этапы развития флоры верхнего палеозоя . . . . .	383
<b>Г. А. Мирлин.</b> О так называемом «ближе не определенном палеозое» восточного склона Урала	405
<b>Б. А. Петрушевский.</b> О возрасте континентальной третичной толщи Каракумов . . . . .	435
<b>А. В. Пейве.</b> О границе северного и южного Тянь-шаня . . . . .	455
<b>В. В. Галицкий.</b> Новые данные по тектонике центрального Кара-тау . . . . .	471
<b>А. А. Сауков.</b> Энергия кристаллической решетки и ее роль в геохимии . . . . .	491
<b>Ф. В. Чухров.</b> К минералогии и геохимии бария в осадочных породах в связи с изучением керченских баритов . . . . .	531
<b>Ф. И. Вольфсон и Г. М. Лейн.</b> Итоги совещания по вопросу о составлении учебных пособий по месторождениям полезных ископаемых . . . . .	565

## Sommaire

	<i>Pag.</i>
<b>A. Kryshstofovich.</b> Phytogeographical Zones and Stages of Evolution of the Upper Paleozoic Flora .	401
<b>G. A. Mirlin.</b> On the so-called «More Accurately Undefined Paleozoic» of the Eastern Slope of the Urals . . . . .	431
<b>B. A. Petrushevsky.</b> On the Age of the Continental Tertiary Series of Kara-Kums . . . . .	454
<b>A. V. Peive.</b> On the Boundary Between the Northern and Southern Thian-Shan . . . . .	468
<b>V. V. Galitzky.</b> New Data Concerning the Tectonics of the Central Kara-Tau . . . . .	489
<b>A. A. Saukov.</b> The Energy of the Crystalline Lattice and its Part in Geochemistry . . . . .	529
<b>F. V. Chukhrov.</b> On the Mineralogy and Geochemistry of Barium in the Sedimentary Rocks in Connection with the Study of the Kertch Barites . . . . .	562
<b>F. I. Wolfson and G. M. Lein.</b> Results of the Conference on the Problem of Compilation of Text-Books on Mineral Deposits . .	565

Технический редактор Е. Шнобель

Сдано в набор, 4/IV 1937 г. Подписано к печати 27/IV 1937 г. Формат 72 × 108 см.

13 печ. л. + 3 вклейки. 45 760 зн. в печ. л.

Уполном. Главлита Б-8949. Тираж 2 100 экз. Заказ 457. АНИ № 611.

18-я типография треста «Полиграфкнига», Москва, Шубинский пер., 10

**НОВЫЕ КНИГИ:**

**Баткий очерк геологической структуры и геологической истории СССР.** Составили: акад. А. Д. Архангельский, Н. С. Шатский, В. В. Меннер, Е. В. Павловский, Н. П. Херасков, А. З. Константинович (Геологический институт). 1937, 30 печ. л., 177 карт, цена в пер. 16 руб. (ориент.), (в печати).

**Восстановления рудных и малых металлов СССР.** Под редакцией акад. А. Е. Ферсмана и инж. Н. П. Некрасова. Вып. I (Ломоносовский институт и НКТП СССР Союзредметразведка), 1937, 40 печ. л., 179 илл., цена 20 руб. (ориент.)

Том II, 1937, 30 печ. л., цена 12 руб. (ориент.), (в печати).

**Научные итоги работ Таджикско-Памирской экспедиции Академии Наук СССР.** Геологическая группа. 1936, 566 стр., 1 вкл. + таблицы в особом футляре, цена в пер. 20 руб.

**Курс геохимика и минералога** (Ломоносовский институт). Под общей редакцией акад. А. Е. Ферсмана и О. М. Шубниковой. Составители: Э. М. Бонштедт, В. П. Петров, М. П. Шаскальская, О. М. Шубникова, В. В. Щербина. 1937, объем около 30 печ. л., 31 илл., цена в пер. 15 руб. (ориент.), (в печати).

**Таджикско-Памирская экспедиция 1935 г.** 1937, 952 стр. с многочисл. рис., фото, чертежами, цена в пер. 27 руб.

**Результаты второго совещания по экспериментальной минералогии и петрографии 7—10 мая 1936 г.** (Геологическая группа и Петрографический институт имени Ф. Ю. Левинсон-Лессинга). 1937, 312 стр., 46 фиг., цена в пер. 12 руб.

**Акты конференции по генезису руд железа, марганца и алюминия** (Геологическая группа). Под ред. акад. А. Д. Архангельского и проф. Н. А. Смольянинова. 1937, 648 стр., цена в пер. 22 р. 50 к.

**Минералы СССР, том I.** Под ред. акад. А. Е. Ферсмана и А. Г. Бетехтина. 1937, объем около 25 печ. л., 148 илл., цена в пер. 15 руб. (ориент.), (в печати).

**Сборник очерков Академии Наук СССР в 1935 г.** Сборник популярных очерков. Под редакцией акад. Н. П. Горбунова, акад. И. М. Губкина, акад. А. Е. Ферсмана (СОПС). 1937, 50 печ. л., цена 17 руб. (ориент.), (в печати).

---

Каталог изданий Академии Наук СССР по геологии, минералогии, геохимии высылается по требованию бесплатно.

Книжки высылают наложенным платежом Почтово-абонементный сектор Издательства Академии Наук СССР. Москва, 9, проезд Художественного театра, 2.