Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/17 : CIA-RDP81-01043R001500020007-2

STAT

АКАДЕМИЯ НАУК КАЗАХСКОЙ ССР

ҚАЗАҚ ССР ҒЫЛЫМ АКАДЕМИЯСЫНЫҢ ХАБАРЛАРЫ

ИЗВЕСТИЯ АКАДЕМИИ НАУК КАЗАХСКОЙ ССР

СЕРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ

ВЫПУСК 22

АЛМАТЫ 1956 АЛМА-АТА

STAT

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/17 : CIA-RDP81-01043R001500020007-2

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/17 : CIA-RDP81-01043R001500020007-2

ҚАЗАҚ ССР ҒЫЛЫМ АКАДЕМИЯСЫ
АКАДЕМИЯ НАУК КАЗАХСКОЙ ССР

ҚАЗАҚ ССР ҒЫЛЫМ АКАДЕМИЯСЫНЫҢ ХАБАРЛАРЫ

ИЗВЕСТИЯ АКАДЕМИИ НАУК КАЗАХСКОЙ ССР

СЕРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ

ВЫПУСК 22

ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК КАЗАХСКОЙ ССР
АЛМАТЫ 1956 АЛМА-АТА

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/17 : CIA-RDP81-01043R001500020007-2

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/17 : CIA-RDP81-01043R001500020007-2

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

У. М. Ахмедсафин, Р. А. Борукаев, М. И. Ломонович, Г. Ц. Медоев, К. И. Сатпаев (ответ. редактор), Е. Д. Шлыгин

Печатается по постановлению Редакционно-издательского совета Академии наук Казахской ССР

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/17 : CIA-RDP81-01043R001500020007-2

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/17 : CIA-RDP81-01043R001500020007-2

ИЗВЕСТИЯ
АКАДЕМИИ НАУК КАЗАХСКОЙ ССР
1956 *Серия геологическая* Вып. 22

И. И. БОК

ЛИСТВЕНИТЫ, ИХ ОСОБЕННОСТИ, РАЗНОВИДНОСТИ И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ

Из истории вопроса

Название «листвениты» для группы кварцево-карбонатных пород, нередко окрашенных в красивый изумрудно-зеленый цвет и повсеместно, прямо или косвенно, связанных со змеевиками и породами основного состава, в геологической литературе появилось, повидимому, впервые в труде Густава Розе «Mineralogisch-geognostische Reise nach dem Ural, dem Altai und dem Kaspischen Meere», опубликованном в Берлине в 1842 г. Однако сам Г. Розе, как это показал Б. П. Кротов (1915), называл лиственитами крайне разнообразные породы, впрочем, объединенные общим признаком присутствия «железосодержащего горького шпата» (брейнерита) и талька. Последний, по определению Г. Розе, может быть окрашенным в зеленый или желтовато-белый цвет. После этого термин «листвениты» прочно вошел в петрографический лексикон как на русском, так и на иностранных языках, хотя смысл этого названия в дальнейшем претерпел значительную эволюцию.

Историю развития содержания термина «листвениты» хорошо изложил Б. П. Кротов (1915). Не повторяя его материалов, здесь можно указать, что только А. А. Штукенбергом со времени его исследований геологического строения Уфалейского округа на Урале впервые правильно охарактеризован истинный минералогический состав этой породы. Он определил в составе лиственитов одну из характернейших составных частей их — мусковит или фуксит, особенно последний, так как именно примесь фуксита эта порода обязана своей красивой яркой изумрудно-зеленой окраской. Кроме фуксита и мусковита, А. А. Штукенберг определил в лиственитах доломит (а не брейнерит), тальк, кварц, магнетит и пирит.

Затем на Урале эти породы описывали А. М. Зайцев и В. В. Никитин. Подробно и тщательно листвениты Миасской дачи на Урале охарактеризовал также Б. П. Кротов. В своей работе, опубликованной в Казани в 1915 г., он указал, что настоящими лиственитами нужно считать только породы, сложенные из карбоната и кварца, мусковита или фуксита, пирита, иногда железного блеска или магнетита. Тальк в них, как правило, не встречается, или, если он и констатируется, то только в разностях, переходных к талько-карбонатами породам, и обычно в небольших количествах. Карбонат лиственитов Б. П. Кротов, так же как и В. В. Никитин, определял как брейнерит, т. е. как почти чисто железисто-магнезиальный карбонат.

С этими характерными чертами, по данным Б. П. Кротова и В. В. Никитина, термин «лиственит» как название особой разновидности

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/17 : CIA-RDP81-01043R001500020007-2

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/17 : CIA-RDP81-01043R001500020007-2

метаморфических пород вошел в петрографические и минералогические сводки и обобщения (например, Г. Розенбуша, К. Дельтера, Г. Лейтмейера и др.). С этими же основными особенностями название «лиственит» расшифровывалось в широко и хорошо известном петрографическом словаре Ф. Ю. Левинсона-Лессинга и Э. А. Струве (1937).

В отличие от относительно длинной эволюции содержания самого термина «лиственит», его генетический смысл, по крайней мере на Урале, определился довольно быстро и с большей конкретностью. Еще со времен Г. Розе лиственитами на Урале (а затем и не только здесь) стали называть яркозеленые или даже не окрашенные в зеленый цвет кварц-карбонатные породы, всегда тесно — пространственно или генетически — связанные со змеевиками и другими основными по химизму породами. Вне такой позиции лиственниты никем не встречались и не описывались. Тесная связь лиственитов со змеевиками являлась качеством, столь же хорошо отличающим их от других похожих пород, как и их минералогический состав. При этом все лиственниты, повидимому, начиная со времени работ В. В. Никитина (1907), считались только сильно измененными змеевиками. Б. П. Кротов характеризует лиственниты следующим образом. «В Миасской даче месторождения лиственитов всегда бывают связаны со змеевиками: лиственниты залегают среди змеевиков или занимают периферическую часть змеевиковой площади» (стр. 151). И далее: «..условия залегания их в Миасской даче, аналогичные условиям залегания этих пород и в других местах Урала, указывают согласно, что лиственниты являются измененными змеевиками» (стр. 152). Таким же образом лиственниты определялись и описывались с тех пор многочисленными геологами, работавшими на Урале в районах нахождения этих пород и змеевиковых массивов.

Несколько по-иному подошел к характеристике этих пород В. Н. Лодочников. В отредактированном и дополненном им переводе «Описательной петрографии» Г. Розенбуша (1934), а далее в своем труде «Серпентины и серпентиниты Ильчирские и другие» (1936) он стал оспаривать за этой метаморфической породой даже право на индивидуальное существование и предложил упразднить и самое название «лиственит», считая его ненужным и бесполезным и заменив его наименованием «кварцево-карбонатная порода». Не отрицая постоянной связи этих пород со змеевиками, он считал лиственниты своеобразными контактово-метасоматическими образованиями — «так сказать, скарновым контактом около «гиперосновных» пород и серпентинитов». Он отмечал якобы чрезвычайное непостоянство химического и минералогического состава этих пород (стр. 119—120). Учитывая известные ему, впрочем, только по литературным источникам факты лиственитизации известняков и доломитов, он считал лиственниты просто осадочными карбонатными породами (известняками или доломитами), измененными контактным воздействием змеевиков или перидотитов. Лиственниты иного происхождения ему, повидимому, были вовсе не известны.

С этим совершенно не соглашался А. Н. Заварицкий. Он считал необходимым сохранить термины «березит» и «лиственит» в петрографическом лексиконе. С точкой зрения В. Н. Лодочникова на лиственниты, конечно, соглашаться нельзя, так как она находится в резком противоречии с наблюдаемыми фактами, хорошо знакомыми каждому геологу, работавшему в районах развития змеевиков, особенно на Урале, где этих пород, как известно, очень много, много также и лиственитов. Нужно думать, что ошибочность его взгляда на этот предмет (как, впрочем, и на некоторые другие стороны геологии змеевиков) объясняется только крайней ограниченностью имевшейся в его распоряжении основы для личных

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/17 : CIA-RDP81-01043R001500020007-2

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/17 : CIA-RDP81-01043R001500020007-2

наблюдений за серпентинитами и их дериватами, какую представляли Ильчирские змеевиковые массивы. Крупнейшие змеевиковые массивы Урала были известны В. Н. Лодочникову, очевидно, только по литературным данным, что и обусловило многие недостатки этой, в общем очень хорошей, но в громадном преобладании компилятивной работы 1936 года.

В дальнейшем лиственниты Урала изучались многими геологами и петрографами. Важнейшие материалы по этим породам были опубликованы Н. И. и М. Б. Бородаевскими в труде «Березовское рудное поле» (1947). В этой работе лиственитам и процессу лиственитизации уделено сравнительно очень много места, что собственно является совершенно естественным для района Березовского рудного поля, где эти породы имеют такое широкое развитие и где они были впервые описаны Г. Розе. Лиственниты в работе Бородаевских рассматриваются как продукт преобразования ультраосновных или основных изверженных пород, а также альбазов, порфиритов, туфов, зеленокаменных и осадочных карбонатных пород. Преобразование всех силикатных основных и особенно ультраосновных пород в лиственниты (т. е. всех пород, способных лиственитизироваться, кроме известняков и доломитов), по данным авторов этой работы, происходит в пять стадий: 1) стадия распада змеевика (или талька и других магнезиально-железистых силикатов) на анкерит и кварц с сопутствующими явлениями перекристаллизации, 2) стадия отложения калийных слюд, 3) стадия привноса кварца с небольшим количеством слюды, 4) стадия заполнения жил кварцем и анкеритом и 5) стадия отложения пирита и кварца третьей генерации. Благодаря этой стадиальности преобразования, тела лиственитов имеют зональное строение. Рассмотрение химического состава лиственитов показывает, что в этих случаях собственно привноса элементов в растворах (кроме углекислоты, щелочей и фосфорного ангидрида) при лиственитизации нет, и эти породы образуются только за счет перегруппировки элементов, уже присутствующих в исходных породах. В случае лиственитизации карбонатных пород, какие наблюдал и описывал В. Н. Лодочников, совершенно очевиден привнос вначале кремнекислоты, а затем окисей магния (иногда закиси железа) и калия. В работе Н. И. и М. Б. Бородаевских лиственниты вообще описаны с такой подробностью, с какой они до сих пор еще никем не характеризовались.

Такова длительная история становления представлений о лиственитах. Автору настоящей статьи лиственниты известны по работам и на Урале и в Казахстане, где они развиты достаточно хорошо. Среди геологов, имевших дело с этими породами, особенно в Казахстане, еще до сих пор наблюдаются случаи недоучета многих особенностей этих пород. Иногда имело место некритическое отношение и следование за неверными установками В. Н. Лодочникова, который в основном не был знаком с этими породами в натуре и заимствовал сведения о них из литературных источников, данные которых часто бывали противоречивы и иногда недостаточно точны. Недоучет же многих сторон геологии и минералогии этих пород, как это будет показано ниже, неоднократно приводил к крупным ошибкам в выводах и обобщениях по разным вопросам геологии таких районов, в первую очередь по их металлогенетике и даже стратиграфии. В частности, эти карбонатные породы неоднократно принимались за выветрелые известняки. Им приписывался какой-нибудь геологический возраст, хотя никаких веских аргументов для этого не имелось, и это влекло за собой неправильность выводов.

Д. С. Коржинский (1953) предложил даже расширить термин «лиственитизация» на все процессы карбонатизации змеевиков, т. е. на образо-

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/17 : CIA-RDP81-01043R001500020007-2

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/17 : CIA-RDP81-01043R001500020007-2

вание тальк-карбонатных, кварц-брейнеритовых и кварц-анкеритовых пород, поскольку они, в порядке метасоматической зональности, образуются одновременно. Но он, в отличие от В. Н. Лодочникова, считал, что доломитизированные известняки около лиственитизированных змеевиков лиственитами называть нельзя. Вообще он считает, что вопрос о лиственитизации еще требует своего изучения.

Все это вместе взятое оправдывает обобщение накопленного за последнее время материала по этим породам, в том числе критическое обсуждение взглядов В. Н. Лодочникова.

Главные особенности лиственитов

Что же собственно представляют собой эти породы и каковы их особенности? Опыт работ по змеевиковым массивам в Казахстане и на Урале привел автора этой статьи к ряду выводов относительно геологии, минералогии и генезиса этих пород, которые можно кратко сформулировать следующим образом.

1. Листвениты — это действительно, как с этим согласны все знакомые с этими породами геологи, *существенно кварцево-карбонатные породы,* но по качеству входящего в них карбоната они довольно резко разделяются, по крайней мере, на три подгруппы. В одних лиственитах в качестве карбоната присутствует обычно брейнерит, т. е. магнезиально-железистый карбонат почти без примеси кальциевого компонента. В других — карбонат сохраняет свой магнезиально-железистый характер, но обогащается большой примесью кальциевого компонента и превращается в анкерит. И только в относительно очень редких случаях карбонат в этих породах является сравнительно очень чистым (только очень слабо доломитизированным) кальцитом, но тогда в них часто исчезает кварц, и они превращаются в почти чисто кальцитовые мрамора.

На выходах карбонат, содержащий железо в закисной форме, не стоек и быстро распадается с образованием буровато-желтого охристого материала, благодаря которому вся порода в обнажениях приобретает ржаво-бурую окраску разной интенсивности, на фоне которой резко выделяются белые жилообразные (главным образом) или пятнообразные обособления кварца. Более пристальное рассмотрение такого обохренного карбоната показывает, что в крупных зернах карбонат сохраняет блеск на площадках спайных ромбоэдров, но эти плоские площадки ситовидно выщерблены, хотя общий световой рефлекс от них остается плоскостным. Ситовидно расположенные щербинки заполнены охристым железо-гидроокисным веществом, причем последнего тем больше, чем более железист был исходный до поверхностного распада карбонат. Ситовидная выщербленность карбоната этих пород и обохривание этих щербинок-пустоток особенно хорошо наблюдается в шлифах под микроскопом. В связи с обохриванием находится и интенсивность общей желтовато-бурой окраски лиственитов на выходах. Более точные исследования и сопоставление наблюдавшихся фактов показывают, что степень железистости карбоната находится в прямой связи с железистостью исходной породы, на фоне которой развился процесс лиственитизации. По змеевикам развивается почти чистый железо-магнезиальный бескальциевый карбонат. По габброидам, диабазам, порфиритам и другим аналогичным (но не ультраосновным) породам развивается анкерит с заметным присутствием кальциевого компонента. Наконец, по известнякам и доломитам в составе лиственитов образуется доломит, почти не содержащий железа в своем составе и потому прочный и неразрушающийся в гипергенной обстановке.

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/17 : CIA-RDP81-01043R001500020007-2

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/17 : CIA-RDP81-01043R001500020007-2

Карбонаты всех лиственитов всегда ясно зернисты, а иногда даже крупно кристалличны. Нередко они становятся пойкилобластовыми, что говорит или об их более позднем образовании по сравнению с серицитом или фукситом, а также (реже) тальком и кварцем, которые они обрастают, или же о более поздней собирательной перекристаллизации этих карбонатов. Структуры таких карбонатных агрегатов в лиственитах близко напоминают структуры мраморов. Это — обычно так называемые зубчатые или мостовидные структуры.

2. Второй, не менее характерной, составной частью лиственитов являются калийные слюды — мусковит и серицит, или же яркозеленая слюда — фуксит. Количество их может быть большим или небольшим, но они присутствуют в лиственитах всегда. Автору статьи, несмотря на длительное время работы по змеевикам, не удалось наблюдать эти породы без калийных слюд буквально ни разу. Но они, однако, иногда присутствуют в исчезающе малых количествах.

Что же касается характера самой слюды, то этот вопрос относительно сложен. Зеленая хромсодержащая фукситовая слюда встречается, главным образом, в тех разностях лиственитовых пород, которые произошли из змеевиков, т. е. из пород, изначально содержавших окись хрома в форме хромшпинелида. Лиственниты, образовавшиеся по габброидам, порфиритам, диабазам и другим аналогичным основным породам, а также по известнякам и доломитам, фукситовой слюды, как правило, не содержат и в них имеется только неокрашенный мусковит или серицит.

Иногда, впрочем, но сравнительно очень редко яркозеленый фуксит образуется и по породам незмеевикового характера — по порфиритам, основным туфам и даже по известнякам или доломитам. Но это встречается только в самых непосредственных контактах этих пород с первично хромсодержащими змеевиками. Это явление, между прочим, свидетельствует о некотором перемещении в процессе лиственитового преобразования и такого, в общем малоподвижного, компонента, как окись хрома. Оно также показывает, что лиственитизация, являющаяся особым случаем контактного процесса, идет так же биметасоматически, как и большинство случаев всякого контактного процесса, и в нем происходит обмен контрастирующими компонентами между обоими членами контакта. В этом случае биметасоматоз с обменом именно контрастирующими компонентами особенно отчетлив. Так, это наблюдалось в Казахстане, по крайней мере, в двух случаях лиственитизации известняков на контакте со змеевиками — по юго-западной периферии змеевиково-габбронoритового массива Бессаз в Центральном Каратау и в змеевиковом поясе Аиртау, расположенном к северу от горной группы Улутау. В обоих этих случаях проявление биметасоматического контактного процесса выразилось в превращении приконтактовых частей известняков в фуксит-доломитовые бескварцевые лиственниты или зеленые мраморы. Это красноречиво говорит об определенном привносе окиси хрома и, вероятно, окиси магния и закисного железа. Змеевики же в непосредственном контакте обогатились или порфиробластами актинолита, свидетельствующего о привносе окиси кальция (Аиртау), или же прямо крупными пойкилитовыми порфиробластами железистого анкерита (Бессаз), также говорящего о привносе в эндоконтакт, по крайней мере, окиси кальция, а возможно также углекислоты.

На современном этапе изученности этого процесса совершенно не ясен вопрос об источнике калия для образования как мусковита-серицита, так и фуксита. В. Н. Лодочников, формулируя свое известное правило полярности магматических и постмагматических элементов и минералов, полагал, что щелочной элемент калий, полярно противоположный все-

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/17 : CIA-RDP81-01043R001500020007-2

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/17 : CIA-RDP81-01043R001500020007-2

му составу ультраосновных пород, содержащих окиси магния и никеля, закисное железо, окись хрома, но с небольшим присутствием кремнезема и почти стерильных по щелочам, должен приноситься из змеевиков в процессе постмагматической эволюции при остывании.

Однако это еще не доказано и пока никем не опровергнуто. Поэтому вопрос об источнике калия остается открытым. Калий может приноситься из змеевиков, может содержаться в известняках, входя в виде сложных мутабильных систем в их мергелистую часть. Ведь существует же определенная категория метаморфических карбонатно-серицитовых пород — иполино.

В случаях же контакта доломитов не со змеевиками, а с любыми изверженными породами магнезиальная часть этих карбонатных пород в порядке явления дедоломитизации превращается в свободную окись магния — периклаз, который в этих условиях, при активном привносе вещества из магматической породы, переходит в серпентин или даже в тальк. Серпентин при этом образуется в форме тончайших индивидов, минералогический характер которых (антигорит или хризотил) определяется только с большим трудом. Получается серпентин-кальцитовая порода (офикальцит) типа verde antico, но уже без мусковита и тем более без фуксита. Так же образуются и талько-кальцитовые породы.

3. Из других минералов, часто присутствующих в лиственитах всех типов, помимо кварца, карбонатов и калиевых слюд, нужно упомянуть еще о тальке, серпентиновых минералах, магнетите и гематите. В переменных количествах они входят почти во все типы лиственитовых пород.

Как уже упоминалось выше, тальк, главным образом, входит в состав лиственитов, которые являются переходными к широко распространенным продуктам изменения змеевиков — тальк-карбонатным породам. Но, вообще говоря, это встречается относительно редко. Такой тальк иногда даже окрашивается в зеленый цвет, но эта окраска отнюдь не обусловлена вхождением окиси хрома в молекулу талька, а объясняется, как показывают спектральные и химические анализы мономинеральных фракций такого талька, примесью никеля. Несомненно, что окраска такого талька должна быстро исчезать с глубиной, так как это явление связано только с высвобождением никеля из сложных силикатных молекул (оливин, серпентин) в порядке гипергенного распада последних. И вообще зеленый никелесодержащий тальк может появиться только поблизости от первичных носителей этого элемента в рассеянной петрогенной форме — ультрабазитов и змеевиков. Тальк при микроскопическом изучении лиственитов и тальк-карбонатных пород часто неправильно определяется как мусковит и наоборот. Зеленый никелесодержащий тальк при этом нередко определяют как фуксит. Причиной столь частых ошибок этого рода при микроскопическом изучении слюд и талька является сложность диагностики талька под микроскопом и большая трудность, иногда просто невозможность, отличать его от мусковита. То же нужно сказать и о фуксите и никелесодержащем тальке.

В некоторых лиственитах довольно обилен магнетит и иногда гематит. Последний при этом более част в тальковых породах и талькосодержащих лиственитах. Нахождение гематита в тальковых породах настолько обычно, что в старых курсах минералогии (Г. Лебедев и др.) таким породам было присвоено даже особое название — спекулярит, ныне, впрочем, почти вышедшее из употребления. Магнетит в лиственитах, так же как и в тальк-карбонатных породах, является, по всей вероятности, реликтовым минералом, появившемся в процессе серпентинизации оливинов («серпентинизационный магнетит»), может быть только испытавший некоторую перегруппировку типа собирательной перекристаллиза-

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/17 : CIA-RDP81-01043R001500020007-2

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/17 : CIA-RDP81-01043R001500020007-2

ции. Он совершенно явно антагонистичен железистости карбонатов этих пород. С усилением железистости карбонатов уменьшается или даже полностью исчезает магнетит и наоборот. Создается впечатление, что железо в карбонате лиственитов, кроме тех, которые образовались по известнякам, является аутигенным. Оно не принесено в лиственитизирующуюся породу извне, а заимствуется на месте и в том числе из первично присутствующего в этих породах железа в силикатах (оливин, пироксены, амфиболы) или з магнетите-гематите первичного или постернорг магматического происхождения.

4. Отдельно нужно поставить вопрос о присутствии в лиственитах сульфидов и особенно пирита. Пирит и в меньшей степени другие сульфиды являются почти обязательной составной частью лиственитов, независимо от того, из каких пород они происходят. Это заметно тем больше, что родственные лиственитам по генезису и по геологической позиции талько-карбонатные и серпентино-карбонатные (офикальциты) породы сульфидов, как правило, не содержат.

В большинстве случаев сульфид лиственитов является пиритом, иногда присутствуют так называемый кобальт-пирит и бравоит (зональный дисульфид железа и никеля). Реже встречается халькопирит и совсем в единичных случаях и в чрезвычайно малых количествах попадаются сульфиды свинца и цинка. В одном случае в Казахстане в лиственитах были найдены арсениды и сульфоантимониды никеля (раммельсбергит, герсдорфит и ульманнит).

В лиственитах, развившихся по змеевикам, наиболее част никелесодержащий пирит. В таких лиственитовых пиритах содержание никеля контролируется первоначальным содержанием его в исходных породах в рассеянной петрогенной (силикатной) форме. Тонкое химическое исследование никелистости серпентинитов, а также никеля в пирите лиственитов, образовавшихся по этим же серпентинитам и во вмещающем этот пирит минеральном агрегате лиственита (карбонаты, слюды и кварц), показывает ярко выраженную закономерность перехода в процессе лиственитизации практически почти всего наличного никеля из силикатной петрогенной формы в сульфидную металлогенную форму. Создается впечатление, что никель в ультраосновных магмах в условиях высоких температур и давлений и в отсутствии значительных количеств серы не проявляет своих халькофильных качеств и является литофильным (силикатообразующим). В постмагматические этапы, на более низких термодинамических уровнях и при привносе в какой-либо форме агрессивных сульфидов (может быть в форме сульфида калия, идущего на образование слюды) его халькофильность начинает доминировать, и никель вместе с частью железа образует реакционно-аутигенный никелистый пирит или бравоит. Вмещающий этот пирит минеральный агрегат лиственита оказывается практически почти начисто стерилизованным от никеля.

В изученных образцах чисто отобранного лиственитового пирита содержание никеля в Казахстане определялось в пределах от 0,009 до 0,24%, оставаясь в среднем на уровне около 0,17%. И вообще никелистость пирита в апосерпентинитовых лиственитах представляет в этих пределах постоянное явление.

Также примерно ведет себя и кобальт, наблюдения над которым вести труднее, так как содержание его как в исходных породах, так и в их постернорных продуктах очень невелико. Здесь только удается установить, что содержания кобальта в аутигенно-реакционном пирите лиственитов заметно растут вместе с железистостью исходных пород. Но так как обыкновенно нормальные оливиновые породы и происшедшие из них змеевики представляют породы, в значительной степени магнезиальные,

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/17 : CIA-RDP81-01043R001500020007-2

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/17 : CIA-RDP81-01043R001500020007-2

а не железистые, то обычно содержание кобальта в них невелико. Значительно растут содержания кобальта только в высокожелезистых габбро-пироксенитах, а также в их аналогах — порфиритах, диабазах, особенно в их меланократовых (высокожелезистых) разностях, почему и при лиственитизации последних пирит в них также оказывается заметно кобальтист. Это, несомненно, объясняется крайней близостью эффективных ионных радиусов двувалентных железа (0,83) и кобальта (0,82). Таким же образом высокая никелистость магнезиальных оливинов, по А. Е. Ферсману (1937), объясняется тождеством эффективных ионных радиусов этих элементов. В обоих случаях на термодинамическом уровне лиственитизации начинает проявляться халькофильность кобальта и никеля, при более высоких (магматических) температурах и давлениях, являющихся литофильными.

Такова характеристика минералогии лиственитов и некоторые черты их геохимии.

Условия нахождения

Остается сказать только об условиях нахождения лиственитов в природе и на основе всего изложенного сделать выводы об их образовании и месте среди других метаморфических пород.

1. Совершенно бесспорным является очень частое образование весьма типичных (с фукситом) лиственитов по змеевикам без всяких следов участия в этом процессе каких-либо иных изверженных пород, в которых можно бы было заподозрить активных виновников лиственитизации. Такие листвениты можно считать автометаморфическими образованиями по змеевикам, развившимся по типу автоскарнирования кислых и средних изверженных пород. В соответствии с установленной в петрографии терминологией их нужно бы назвать апосерпентинитовыми лиственитами или ортолиственитами. В таких лиственитах чаще, чем в других, содержится зеленый хромсодержащий мусковит-фуксит, никелистый и слабокобальтовый пирит, а также брейнеритовый карбонат, почти не содержащий кальция.

Листвениты этого типа в одном случае (Бессаз) совершенно постепенно переходят в змеевики, содержащие крупные порфиробласты железистого карбоната, теряя при этом кварц и слюды и постепенно все более обогащаясь серпентиновыми минералами. В других случаях происходит обогащение тальком и переход в тальк-карбонатные породы, что иногда и наблюдается, но, повидимому, происходит реже, чем переход в нормальные змеевики. Это, собственно, находит объяснение в тех хорошо известных фактах, что процесс талькокарбонатизации и процесс лиственитизации, характеризуясь оба вместе значительным привносом углекислоты (образование аутигенно-реакционных карбонатов), вместе с тем имеют резкие различия: отальковывание требует большого привноса кремнекислоты и воды, лиственитизация — это привнос щелочей и серы, кварц же является остаточным после распада силикатов. В тальк-карбонатных породах, кроме талька и карбонатов, встречаются только актинолитовые и серпентиновые минералы, а слюды, кварц и сульфиды не характерны, так как редки. В лиственитах этого типа слюды, кварц и сульфиды, наоборот, очень часты; тальк, актинолиты и серпентиновые минералы — редки.

Лиственитизация и талькокарбонатизация — это два родственных по исходным породам, но тем не менее глубоко различных процесса. Н. И. и М. Б. Бородаевские, однако, считают, что листвениты всегда встреча-

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/17 : CIA-RDP81-01043R001500020007-2

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/17 : CIA-RDP81-01043R001500020007-2

ются среди талько-карбонатных пород и что только в отдельных случаях они бывают в неизмененных или слабо карбонатизированных змеевиках (1947, стр. 195).

2. Вместе с тем очень типичные лиственниты образуются по змеевикам, но уже при явном участии позднейших кислых изверженных пород, нередко дайковых, которые при этом всегда березитизируются. Такая лиственитизация внешне и в минералогических деталях не отличается от охарактеризованной выше автометаморфической, но по формам лиственитов она довольно резко отлична от нее. Эта лиственитизация локализуется вдоль трещин в змеевиках или талько-карбонатных породах, в зальбандах даек кислых или средних по кислотности гипабиссальных пород, в зальбандах высокотемпературных кварцевых жил и, наконец, в приконтактовых зонах змеевиков или талько-карбонатных пород с более молодыми по возрасту кислыми интрузивными породами. Это по сути дела настоящее приконтактовое изменение основных и ультраосновных пород типа скарнирования. При этом наряду с экзоконтактной лиственитизацией основных и ультраосновных пород, как и во всяком контактном биметасоматическом процессе, происходят и некоторые эндоконтактные явления, здесь обычно выражающиеся в березитизации. Важно при этом подчеркнуть, что по всей вероятности одни и те же дестилляты из горячих магматических масс (или из их очагов), воздействуя на разные по исходному составу породы, производят разные изменения.

Лиственниты этого типа часто являются зональными в том порядке, как это охарактеризовали Н. И. и М. Б. Бородаевские (стр. 195 — 206). Это явление совершенно подобно той метасоматической зональности при инфильтрационном или диффузионном метасоматизме, которую многократно описывал Д. С. Коржинский, расшифровавший основные закономерности ее образования.

При лиственитизации соседних основных пород эти же растворы воздействуют на темноцветные минералы и основные полевые шпаты и отдают им, главным образом, углекислоту, которая образует карбонаты того состава, который здесь возможен по особенностям геохимии этих пород. В магнезиально-железистых бесполевошпатовых ультраосновных породах образуются брейнериты, в породах же, богатых кальцийсодержащими минералами (основными плагиоклазами, амфиболами), образуются анкериты. Железистость карбоната во всех этих случаях является функцией железистости исходных пород, причем часть этого железа в этом процессе расходуется на формирование пирита. Туда же уходят и кобальт с никелем. При разрушении железисто-магнезиальных цветных минералов, равно как и при разрушении основных плагиоклазов, образуется вторичный кварц, собирающийся в порядке собирательной перекристаллизации в крупные кристаллические зерна и агрегаты, а по алюмосиликатной части образуются серициты (привнос калия) или же парагониты (привнос натрия).

К таким же выводам собственно пришли и Н. И. и М. Б. Бородаевские. Виновником процесса лиственитизации они также считают калийсодержащие углекислые термы, которые перерабатывают в лиственниты и березиты ультраосновные, средние и кислые изверженные или соответствующие им по составу осадочные и метаморфические породы, богатые окислами группы RO. Они считают, что березиты в отношении генезиса сходны с лиственитами; по существу березиты даже следует рассматри-

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/17 : CIA-RDP81-01043R001500020007-2

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/17 : CIA-RDP81-01043R001500020007-2

вать лишь как частный случай проявления процесса лиственитизации применительно к породам, богатым кремнеземом и глиноземом и бедным окислами щелочных земель и закиси железа (т. е. основаниями).

3. Сложнее всего расшифровывается вопрос о происхождении лиственитов за счет известняков. Что эти породы образуются действительно в отдельных случаях по известнякам, сомнений быть не может. В Миасском районе на Южном Урале в типичных ярко-зеленых лиственитах с фукситом и железистым, брейнеритом была обнаружена брахиоподовая фауна, настолько хорошо сохранившаяся, что специалисты-палеонтологи без особых колебаний отнесли известняки, подвергшиеся лиственитизации, по общему характеру этой фауны к нижнему карбону. Но и без этого совершенно бесспорного и твердо установленного факта случаи лиственитизации известняков, охарактеризованные в геологической литературе, очень многочисленны.

О таких же многочисленных фактах лиственитизации известняков сообщает В. Н. Лодочников (стр. 222—224).

Не менее часто случаи образования лиственитов по известнякам констатировались и в Казахстане. В казахстанских примерах лиственитообразования по известнякам выяснилось, что карбонат этих пород в процессе лиственитизации становится анкеритом, имеющим следующий состав (по пересчету химических анализов лиственитовых карбонатов): карбонат кальция — от 94 (почти чистый кальцит) до 15%, в среднем 53%; карбонат магния — от 2 до 81% (относительно чистый магнезит) в среднем 14%; карбонат железа — от 0 до 5%, в среднем 3%.

Однако пересчеты, как видно из приведенных цифр, показывают, что карбонат этих пород якобы является слабо железистым доломитом. Но в этих пересчетах карбонатной части не могли быть учтены очень значительные (1,33 — 7,12%) содержания окисного железа, которые обусловливали желтовато-бурую окраску этих и вообще всяких лиственитов на выходах. Учитывая слабую стойкость карбонатной соли закисного железа в контакте со свободным кислородом, можно полагать, что в исходной форме это железо в закисном состоянии входило в первоначальный карбонат и он носил характер действительного анкерита, т. е. двойной соли, состоящей из карбоната кальция и изоморфной смеси карбонатов магния и закисного железа в переменных соотношениях (брейнерита). Но все же нужно признать, что анализы, даже на введение окисного железа в карбонатную часть, показывают относительную малую железистость карбоната, характерного для апоизвестняковых лиственитов. Это не похоже на сильную железистость и малое содержание кальция (брейнеритов) лиственитов, образовавшихся по магнезиально-железистым породам любого исходного состава и особенно по ультрабазитам.

К категории апоизвестняковых лиственитов относятся и так называемые зеленые мраморы. Старинный поделочный камень — Невьянский зеленый мрамор представляет собой именно апоизвестняковый лиственит с зеленым фукситом. Преимуществом таких апоизвестняковых лиственитов перед апосерпентинитовыми является очень малое содержание в первых кварца и меньшее содержание железа в карбонатах, что, как уже отмечалось выше, является главной особенностью апоизвестняковых лиственитов. Эти породы полируются легче и быстрее обычных лиственитов благодаря тому, что они сложены минералами примерно одной твердости и имеющих одинаковую способность полироваться, причем кварц в них отсутствует совершенно. Этим не отличаются ортолиственниты, имеющие столь же красивые зеленые окраски, но содержащие наряду с легко шлифующимися и полирующимися фукситом и карбонатом еще и очень

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/17 : CIA-RDP81-01043R001500020007-2

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/17 : CIA-RDP81-01043R001500020007-2

вердый кварц, полирующийся с неизмеримо большим трудом, что приводит к разной скорости обработки отдельных компонентов апосерпентинитовых лиственитов и к появлению бугорчатой неровной поверхности у них после полировки. Малая железистость карбонатов апоизвестняковых лиственитов обеспечивает для них большую стойкость по отношению к ...ям выветривания.

Зеленые мраморы лиственитового типа, благодаря этим особенностям, еще в античной древности являлись хорошим поделочным материалом зеленого цвета и ценились наряду со змеевиком и серпофитом. Именно такой лиственитовый зеленый мрамор добывался на Эльбе под названием циполино (А. Е. Ферсман). Повидимому, часть той группы метаморфических пород, которая называется в петрографии циполино и определяется как слюдистый мрамор, относится также к апоизвестняковым лиственитам. Ф. Ю. Левинсон-Лессинг в петрографическом словаре (1937, стр. 393) определяет циполино как богатый силикатами мрамор, отличающийся значительными количествами слюды и талька, расположенными в нем слоями; он представляет собой переход между мраморами и слюдяными сланцами. Заметим, что именно линзами среди сланцев, интрудированных змеевиками, обычно и залегают апоизвестняковые лиственниты. В циполино слюда имеет характер серицита. Подобно этому, в лиственитах слюда совершенно не обязательно должна являться зеленым фукситом — много лиственитов содержит только серицит. Таковы почти все листвениты, развившиеся по габброидам, граувакковым песчаникам и по известнякам, т. е. по породам, не содержавшим первоначально окись хрома и не получившим ее в порядке привноса извне.

Нужно сказать, что наблюдениями над лиственитами Казахстана установлена тесная зависимость между образованием фуксита в апосерпентинитовых лиственитах и содержанием хромшпинеллидов в исходных породах. Ярко-зеленый хромсодержащий фуксит развивается только в тех лиственитах, которые происходят из хромитосодержащих серпентинитов. При этом параллельно с увеличением количества фуксита обычно уменьшается или даже исчезает совершенно хромшпинеллид. Очевидно, что окись хрома именно этого минерала и расходуется на формирование молекулы фуксита.

В прочих случаях, когда зеленый фукситовый лиственит развивается по габброидам, порфиритам, диабазам, граувакковым песчаникам и по известнякам, источник хрома, повидимому, нужно искать в привносе его из соседних змеевиков, которые где-нибудь, по обязательно поблизости обычно и обнаруживаются. Предположительно можно думать, что некоторая часть фукситовых лиственитов, развившихся по габброидным породам (в широком значении), возможно, заимствует хром из минералов типа хромдиопсида и других хромсиликатов.

Поверхностный распад лиственитов

Вопрос о разрушении лиственитов в поверхностной обстановке имеет особое значение из-за многочисленных ошибок, которые проистекают из-за сильного распада их в этих условиях, изменяющих до неузнаваемости эти породы.

Как уже указывалось, наиболее быстро во всех лиственитах разрушается железная часть карбоната, поскольку закисное железо, слагающее в них катионную часть, не является стойким в условиях контакта со свободным кислородом. Карбонат лиственитов поэтому сначала желтеет,

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/17 : CIA-RDP81-01043R001500020007-2

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/17 : CIA-RDP81-01043R001500020007-2

потом становится желтобурым, а при дальнейшем развитии этого процесса совсем распадается, превращаясь в охристую массу типа гидрогетита-эренвертита.

Но при достаточной крупности зерна карбонатов и при достаточно большом содержании магнезиально-карбонатной (брейнерит) или кальциево-карбонатной и магнезиально-карбонатной (анкерит) молекул в составе сложного карбоната этих пород кристаллические зерна карбоната полностью не разрушаются, что можно видеть при внимательном наблюдении в сохранении спаянных плоскостей ромбоэдров на поверхностях излома. Но эти спайные площадки, дающие плоскостной отблеск-рефлекс при известных наклонах по отношению источника освещения и к глазу наблюдателя, оказываются, как уже отмечалось, ситовидно выщербленными, а щербинки выполнены охристой массой типа эренвертита. Что здесь происходит с точки зрения кристаллохимии, пока ответить трудно. Но остаточный карбонат при точных измерениях (определение показателей преломления, бюреточный анализ, тонкий микрбанализ чисто отобранных проб) показывает, что он представляет кальцит или доломит, но не брейнерит и не анкерит, хотя обилие гидроокисного железа и выщербленность спайных плоскостей таких карбонатов и создают уверенность в том, что исходный (до наложения процесса поверхностного распада) карбонат был, несомненно, сильно железист.

Остальные главные компоненты лиственитов — кварц и слюды (серицит и фуксит) — в условиях коры выветривания, как и следовало ожидать, очень прочны. Они проходят почти не изменившись или мало изменившись через все стадии выветривания. Внимательный и натренированный глаз наблюдателя почти всегда без труда может различить мелкие невыветрелые чешуйки светлой или слегка заохренной слюды и особенно фуксита, не теряющего при этом своей яркозеленой окраски, что и позволяет хорошо отличать сильно выветрелые листвениты от сильно выветрелых и ожелезненных известняков. Особенно долго и хорошо сохраняются в лиственитах слюды, когда они образуют примазки на кварце. То же можно сказать и о тальке, который также очень хорошо сохраняется, не разрушаясь в коре выветривания.

Остаточный яркозеленый фуксит, несколько заохриваясь в этих условиях, нередко изменяет свой собственный, присущий только ему, изумрудно-зеленый оттенок, становится несколько желтоватым. В таком виде мало опытные наблюдатели часто смешивают его с зелеными гидрокарбонатами меди или гидросиликатами никеля. Образцы охристо-карбонатных пород с фукситом при валовом анализе почти всегда показывают некоторое (правда, небольшое) содержание никеля, а изредка даже и меди. Но это содержание никеля и меди, в основном, относится к той охристой массе, которая хорошо адсорбирует эти элементы из их растворов, и только в очень небольшой части может присутствовать в самом фуксите. Чисто отобранные чешуйки фуксита показывают устойчивое присутствие окиси хрома в количествах 2,5 — 3,5% и лишь следы никеля. Присутствие меди в этих минералах констатируется только спектральным анализом. В минералогической литературе указывается, что содержание окиси хрома в фукситах может подниматься до 4% и даже несколько выше, но в этих случаях нет уверенности в том, что хром

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/17 : CIA-RDP81-01043R001500020007-2

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/17 : CIA-RDP81-01043R001500020007-2

относится к фукситовому веществу, а не входит в остатки хромшпинелида, по которому, вероятно, развивается фуксит.

Это предположение основывается на постоянных фактах отсутствия остаточного хромита в фукситовых лиственитах и нередко присутствия его в серицитовых явно антисерпентинитовых лиственитах. Создается впечатление, что мусковит-серицит лиственитов превращается в фуксит только после распада хромшпинелидов или других хромсодержащих минералов (хромдиопсида и пр.).

Как уже отмечалось, во многих лиственитах встречаются пирит и некоторые другие сульфиды, также очень непрочные в гипергенной обстановке. Они разрушаются под действием свободного кислорода и воды, заменяясь железо-гидроокисными продуктами распада. Наиболее часто, конечно, встречается пирит. Он в этих условиях заменяется псевдоморфозами гетита по пириту. Химизм конечного продукта при поверхностном распаде пирита и брейнерита-анкерита одинаков, но в случае пирита образуются плотные, прочные, совершенно твердые гетитовые псевдоморфозы, на гранях которых четко обрисовываются все, даже мелкие, детали скульптуры прежних кристаллических граней пирита, например, характерная для кубических кристаллов пирита штриховатость и т. д. В случае же поверхностного распада брейнерита, даже очень сильно железистого, типа сидероплезита-пистомезита (что устанавливается по большому обилию буро-желтого охристого вещества), ромбоэдрическое выполнение кристаллических зерен и агрегатов такого карбоната остается всегда охристым. Оно занимает освобожденное распадом карбоната пространство, но всегда не плотно, что не похоже на образование крепких и плотных псевдоморфоз гетита по пириту.

Создается впечатление, что псевдоморфирование гетитом кристаллических зерен пирита происходит не только без уменьшения объема, но даже, повидимому, с некоторым увеличением его, что и обеспечивает развитие плотных и твердых псевдоморфоз. Замещение же железного карбонатного компонента в брейнерите-анкерите гидроокисями железа идет с явным уменьшением объема и, вероятно, с попутным выщелачиванием части вещества в растворах в процессе распада. Поэтому выполнение таких псевдоморфоз остается охристым, мажущим пальцы при растирании и неплотным. Это, между прочим, создает безошибочный критерий для выяснения вопроса, по какому исходному минералу образовалась та или иная псевдоморфоза железного гидроокисла: рыхлые, охристые псевдоморфозы образованы, как правило, по железистым карбонатам, плотные, твердые — по пириту.

При распаде сульфидов, как известно, одним из получающихся продуктов является серная кислота. Она сильно увеличивает интенсивность распада лиственитов, представляющих все же, в основном, карбонатные породы. Разрушение этих пород и выщелачивание оснований лиственитов в резко кислотной обстановке приводит к развитию явлений, очень напоминающих карстообразование. Такие лиственниты на поверхности приобретают настоящий карстовый рельеф, характеризующийся чередованием впадин и гривок. При этом впадины развиваются, по всей вероятности, на тех участках или на тех прослоях лиственитов, которые были наиболее обогащены сульфидами и содержали наименьшее количество кварца. Гривки, обычно вытянутые по простиранию изначальных серпентинитов-перидотитов или же других и, в частности, осадочных пород, как это совершенно ясно усматривается на обнажениях, образуются на участках сильного обогащения кварцем или на местах развития кварцевых жил. Это отношение лиственитов к процессу развития рельефа может быть использовано в качестве поискового критерия для выявления

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/17 : CIA-RDP81-01043R001500020007-2

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/17 : CIA-RDP81-01043R001500020007-2

среди них участков, наиболее богатых сульфидами, что особенно важно, если они содержат какие-либо ценные примеси.

При очень сильной выветрелости и заохренности лиственниты начинают напоминать по внешности те остаточные конкреционные кремнисто-охристые образования, которые развиваются в определенных условиях (среда с реакцией, близкой к нейтральной) в верхних частях коры выветривания серпентинитов. Эти образования носят название бирбиритов (Л. Дюпарк, 1927). Но от внешне чрезвычайно сходных с выветрелыми лиственитами бирбиритов первые отличаются присутствием карбонатов (вскипание с крепкой соляной кислотой — брейнериты-анкериты) и иногда различимыми даже невооруженным глазом слюдами.

Таковы важнейшие особенности этой своеобразной группы метаморфических пород. Необходимо выяснить совокупность вопросов, связанных с условиями образования этих пород.

Условия образования лиственитов разных типов

Из всего накопленного до настоящего времени материала по лиственитам прежде всего следует, что эти породы, в основном, являются карбонатными, но карбонаты во всех исходных породах (исключая только известняки) в значительных количествах до лиственитизации не присутствовали. Из этого можно сделать единственный вывод, что если эти породы являются гидатометаморфическими, то они образованы при привносе растворов (газовых или жидких), но, несомненно, содержащих много *углекислоты*. Эта углекислота была очень активной, агрессивной, так как она была способна разлагать силикаты и алюмосиликаты исходной породы, отнимая от них катионную часть (магнезию, закись железа, известь), образуя с ними сложные молекулы магнезиально-железистого карбоната-брейнерита, а иногда (по габброидам и другим аналогичным породам) с большей или меньшей примесью известкового компонента, превращающего этот карбонат в анкерит.

Вытеснение углекислотой кремнезема из силикатов и частично из поликремневых алюмосиликатов вызывает появление того кварца, который является второй характерной частью лиственитов. Однако примерные подсчеты показывают, что некоторая (неопределенно большая) часть кварца должна быть привнесенной в одну из позднейших стадий длительного и сложного процесса лиственитизации. Это же, в общем, установили на примере лиственитов Березовского рудного поля на Урале Н. И. и М. Б. Бородаевские, но они считают, что в процессе образования карбонатов по силикатам при лиственитизации кремнезем даже частично выносится. Мы это не считаем верным; во всяком случае, это можно отнести к некоторым примерам лиственитизации, как анонизвестняковые лиственниты.

Процесс образования лиственитового карбоната идет при относительно высоких температурах, о чем свидетельствует, с одной стороны, их крупнокристальность, с другой — сложность состава. Кроме того, образование карбонатов шло в пористой среде, допускавшей или перемещение самих растворов, или же беспрепятственную циркуляцию кристаллизационных токов растворенного вещества. Эти два условия и объясняют развитие карбонатов в форме крупных пойкилобластических выделений, которые включают в себе зерна кварца, чешуйки слюды, талька и т. д., целиком облекая их.

В большинстве лиственитов, кроме кварца и карбонатов, присутствуют еще светлые слюды. Эта почти обязательная составная часть

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/17 : CIA-RDP81-01043R001500020007-2

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/17 : CIA-RDP81-01043R001500020007-2

лиственитов резко отличает их от серпентинитов и талько-карбонатных пород и роднит с березитами и грейзенами.

Присутствие слюд, главным образом калиевых (мусковит, серицит, фуксит), реже натриевых (парагонит) или сложных калий-натриевых, что, вероятно, встречается чаще, так как анализы лиственитов всегда выявляют присутствие и калия и натрия, свидетельствует о привносе при лиственитизации щелочей, в первую очередь калия. Количество образующейся слюды в лиственитах обычно очень невелико. В поле зрения микроскопа в шлифе этот минерал редко встречается в количестве большем, чем одна или две чешуйки, тогда как кварц и карбонат обычно занимают все поле шлифа, являясь явно господствующими минералами. Только в присутствии очень тонко диспергированного фуксита он закрашивает всю породу в зеленый цвет, хотя и в этом случае его количество очень невелико, как это определяется по наблюдениям в шлифах и устанавливается по наличию в составе таких пород окиси хрома (до 0,05%). Подобные же содержания окиси хрома постоянно констатируются в серпентинитах. В лиственитах они только в большей степени «разбавляются» — разубоживаются привносом углекислоты и щелочей.

Выше уже указывалось, что зеленая фукситовая слюда является антагонистичной по отношению к хромшпинеллиду, который сохраняется в апосерпентинитовых лиственитах только тогда, когда вместо фуксита в них присутствует неокрашенный серицит — мусковит. Хромовые шпинели высоко огнеупорны и не растворяются (практически) даже в крепких минеральных кислотах. Разложение этих минералов, например, при химическом анализе, как известно, производится посредством сплавления их со щелочами; иначе говоря, они растворимы только в расплавленных (т. е. очень агрессивных) щелочах. По отношению к воздействию агентов выветривания, даже с учетом могущественного фактора геологического времени, они очень стойки и представляют обычный минерал шлихов и россыпных месторождений платиноидов. И если в процессе лиственитизации происходит разрушение столь прочных молекул, как хромшпинеллиды, то, очевидно, следует признать, что лиственитизация является очень активным процессом постернорномагматического или вообще гидротермально-пневматолитического изменения пород и, вероятно, идет на относительно высокотемпературном этапе эволюции магматических масс.

Агрессивность углекислоты и карбонатов при высоких температурах не является качеством, присущим только мофеттным дестиллятам. В геологической литературе (Т. А. Сатпаева, 1954) описаны факты яркой активности карбонатов, частично перекристаллизованных, а частично привнесенных в порядке гидротермального процесса. Карбонаты сильно замещают и разъедают полевые шпаты в серых рудных песчаниках Джезказганского района.

Фуксит, серицит и мусковит (особенно последние) всегда содержат некоторое количество глинозема. Оно целиком может покрываться глиноземом, получающемся при распаде хромшпинеллидов, которые за очень редкими исключениями являются безглиноземистыми. Другим источником глинозема при образовании слюд в лиственитах могут являться алюмосиликаты, всегда присутствующие в небольших количествах во всех аналогичных породах и даже наиболее ультраосновных (за счет авгитовых пироксенов, амфиболов, хлоритов). В меру небольшого присутствия этих глиноземсодержащих минералов, а также шпинеллидов, и развиваются соразмерно небольшие количества слюд в лиственитах. Что же касается до источника глинозема при лиственитизации таких пород, как габбронды, различные порфириты и основные туфы, граувак-

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/17 : CIA-RDP81-01043R001500020007-2

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/17 : CIA-RDP81-01043R001500020007-2

ковые песчаники и известняки, то у них и в исходном составе содержится много глинозема. В частности, в известняках-доломитах глинозем может содержаться в их мергелистой части.

Частично аутигенно-реакционное происхождение может иметь также железо пирита, гематита и магнетита лиственитов. Об этом, вероятно, может свидетельствовать факт некоторой обратной пропорциональности между количествами этих минералов и особенно между пиритом и степенью железистости карбоната

Таким образом, листвениты представляют собой действительно продукты гидротермально-метасоматической или пневматолито-метасоматической переработки пород, характерных в своем исходном состоянии малой кислотностью и высоким содержанием оснований, главным образом, щелочных земель и закисного железа.

Они, как было видно из изложенного, развиваются по разным породам, объединенным общим качеством — основностью химического состава, главным образом вблизи от серпентинитов или же прямо по этим породам. С этой стороны был совершенно прав В. Н. Лодочников, характеризуя эти существенно кварц-карбонатные метасоматические породы как контактово-метасоматические образования типа скарнов около ультраосновных пород и лиственитов (стр. 224). Правда, того привноса окиси магния, якобы требующегося для образования лиственитов о котором говорит В. Н. Лодочников, может быть в большинстве случаев и не требуется, но тем не менее основная мысль его правильна. Это происходит потому, что вне связи с серпентинитами и ультрабазитами — прямой генетической или косвенной — типичные листвениты никто не видел, и они не описывались до настоящего времени в существующей геологической литературе

Важно также отметить, что листвениты образуются при активном привносе углекислоты и щелочей в какой-то агрессивной форме, и это является особым типом локального метаморфизма. Может быть, целесообразно именовать этот тип метаморфизма, как это предложил Р. Дж. Холден (1937), *карботермальным*. Этим именем, в противовес гидротермальному метаморфизму, он предлагает называть случай метаморфического преобразования, обусловливающийся глубинными эманациями, в которых содержание ювенильной углекислоты выше, чем содержание воды. Карботермальный метаморфизм, нужно думать, обусловливает преимущественную карбонатизацию с вытеснением прежних кислотных радикалов, например, кремнекислоты, а не реакции высокотемпературного гидролиза, как это обеспечивает обычный гидротермальный метаморфизм. В этом предположении Р. Дж. Холдена, несомненно, имеется правильный учет совершенно конкретных фактов в природе. Действительно, ведь известны среди газовых выделений современных вулканов существенно углекислотные струи. Они настолько обычны, что им даже присвоено особое название *мофетты*. Р. Браунс (1904) указывает, что газовые струи вулкана Санторина в начале извержения содержали 36,42% углекислоты, а в конце его содержание углекислоты дошло уже до 90,78%, т. е. они превратились в типичные мофетты.

Лиственитизация, очевидно, и может явиться одной из разновидностей карботермального мофеттного метаморфизма, отличающейся присутствием в углекислотных эманациях щелочей. Употребление термина «гидротермальный метаморфизм» для такого процесса, как лиственитообразование, неудобно не только потому, что в результате его образуется мало гидролизатов-гидросиликатов, но и потому, что вопрос о фазовом состоянии лиственитизирующих растворов должен быть пока открытым. Вернее всего, они являются газовыми, а не жидкими, даже в

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/17 : CIA-RDP81-01043R001500020007-2

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/17 : CIA-RDP81-01043R001500020007-2

в условиях тех высоких общих давлений на больших глубинах, где консолидируются серпентиниты.

Связь этих пород с серпентинитами-ультрабазитами позволяет заполнить тот пробел в гидротермально-пневматолитической деятельности магматических расплавов, который характерен для этих пород и резко отличает их от всех прочих изверженных пород (габбро-ондов, гранитоидов и др.) любого химико-минералогического состава, кроме ультраосновных. Общеизвестны такие особенности серпентинитовых массивов, как почти совершенно полное отсутствие контактных ореолов и связанных с ними дестилляционных месторождений в окружающих участках. Вместе с тем также общеизвестны их поразительно интенсивные постмагматические изменения (серпентинизация, карбонатизация), приводящие содержание связанной воды в этих породах до огромной цифры — 13% и углекислоты до 4%, не имеющие аналогов ни в каких других интрузивных или эффузивных породах. Наиболее богаты водой и вообще потерей при прокаливании соссюритовые и уралитовые габбро, но они содержат этот компонент в количествах не более 2%. Из эффузивных пород очень богаты водой пехштейны, или смоляные камни, дающие рекордную цифру потери при прокаливании в 11%. Они являются единственными в своем роде (кроме серпентинитов) породами и, помимо этого, относительно очень редки.

Листвениты при учете всех охарактеризованных положений можно считать едва ли не единственными свидетелями дестилляционной деятельности ультрабазито-серпентинитовых магматических масс. Их дестилляты отличаются в своем исходном состоянии углекислотным (мофеттным) характером, что усматривается даже из самого факта серпентинизации — процесса, по общему мнению являющемуся процессом автометаморфическим. При серпентинизации связывается колоссальное количество воды, которая в иных условиях — на меньших глубинах и в обстановке преобладания внутреннего давления над внешним — могла бы обеспечить широкий ореол контактных изменений и большое число гидротермальных месторождений. В. Н. Лодочников в той же работе (1936) указывает, что по его подсчетам для серпентинизации такого небольшого змеевикового массива, как Баженовский на Среднем Урале (28 км длины при 0,8 — 2,5 км ширины), на глубину только 150 м требуется около 1,2 куб. км воды. Это дает меру действительно громадных количеств ювенильной (магматической) воды, связывающихся в процессе серпентинизации ультраосновных магм, проходящей в порядке автометаморфизма.

Из этого можно заключить, что гидротермальная дестилляционная деятельность серпентинитов не возможна не только из-за особенностей обстановки, затрудняющей благодаря большим давлениям дестилляцию, хотя и это играет крупную роль, но еще и потому, что огромные количества воды затрачиваются на собственно автометаморфическую серпентинизацию.

Можно еще добавить, что серпентинизация представляет собой связывание не только одной воды. Обязательным спутником серпентиновых минералов в этих породах является карбонат-магнезит. Этот минерал образуется уже потому, что при серпентизационном распаде оливина выделяется излишняя окись магния, которая тотчас же фиксируется или в форме брусита (гидрата окиси магния) или же, что происходит значительно чаще, в форме карбоната магнезита. На образование этого серпентинизационного магнезита затрачивается до 4% углекислоты. Но, очевидно, значительная часть легкоподвижной фракции ультраосновных расплавов, резко обогащенных этим компонентом благодаря связыва-

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/17 : CIA-RDP81-01043R001500020007-2

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/17 : CIA-RDP81-01043R001500020007-2

нию воды, может в известных случаях расходоваться на дестилляционные явления, образуя мофеты.

Дестилляция из серпентинитовых магматических масс, учитывая особенности их консолидации на очень больших глубинах, в обстановке огромных давлений окружающих их пород, может иметь место только в тех случаях и в те этапы эволюции таких расплавов, когда внутреннее (магматическое) давление преобладает над внешним. Очевидно, это явление в тех областях земной коры, где консолидируются такие ультраосновные расплавы, как серпентиниты (а не как ультрабазиты вообще, растерявшие вследствие дестилляции всю или почти всю воду), будет встречаться не очень часто и это определяет редкость появления лиственитов и вообще ореолов контактных явлений близ серпентинитовых массивов.

Листвениты и березиты

Полагать, что лиственитизационные явления в приконтактном ореоле могут встречаться только близ серпентинитов и только в генетической связи с дестилляционной деятельностью последних, было бы неправильно. Углекислотный (мофетный) характер дестиллятов и вообще легкоподвижной сверхлавкой фракции расплавов, конечно, не может быть привилегией только ультраосновных магм.

В условиях современного вулканизма мофетные струи представляют только определенную стадию в газовой дестилляции вулканических очагов и лав. Столь же определенным этапом углекислотная дестилляция должна быть и в общем ходе эволюции интрузивных магм. Немудрено, что явления карбонатизации вмещающих рудные гидротермальные месторождения пород и явления образования заведомо гидротермальных кварцево-карбонатных и карбонатных рудных жил представляют хорошо известные и весьма частые примеры.

Несомненно, что именно такими примерами карбонатизации за счет магматических дестиллятов определенного (мофетного) типа и являются случаи развития березитов по кислым алюмосиликатным породам и лиственитов — по основным силикатным породам в Березовском рудном поле, описанные Н. И. и М. Б. Бородаевскими.

Весь приводимый этими авторами фактический материал с полной определенностью свидетельствует, что и березиты и листвениты представляют собой продукты переработки разных пород одними и теми же гидротермально-пневматолитовыми растворами. Все дело, очевидно, в химико-минералогическом составе исходных пород. Но эти газоводные дестилляты находились уже на стадии мофетт или, возможно, переходили от сольфатарной стадии к мофетной, так что содержание углекислоты в них было достаточно большим. Вместе с углекислотой в этих дестиллятах содержались и щелочи.

Эти единые по составу гидротермы воздействовали в Березовском рудном поле на резко различные по химизму породы и здесь в непосредственном соседстве друг от друга, в один и тот же отрезок времени, образовывались внешне совершенно различные породы — березиты и листвениты. Но различие это только внешнее. Как уже указывалось выше, имеющийся фактический материал по минералогии березитов и лиственитов показывает, что в березитах почти всегда содержится карбонат, обилен вторичный (оставшийся после разложения силикатов и алюмосиликатов) кварц, слюды и пирит. То же мы наблюдаем и в лиственитах — в них много карбонатов, вторичного (реакционного, освобожденного при распаде силикатов) кварца, слюд и пирита. Различие в

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/17 : CIA-RDP81-01043R001500020007-2

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/17 : CIA-RDP81-01043R001500020007-2

воздействии единых дестиллятов на разные породы в этом случае состоит только в том, что каждая из исходных пород как бы усваивает только контрастирующие с ее составом компоненты этих активных газоводных реагентов

Кислые породы (гранитоиды в широком смысле) улавливают главнейшие основания — в общем, щелочные земли и щелочи. Основные породы (габброиды, ультрабазиты, известняки, граувакковые песчаники и др.), будучи насыщенными и пересыщенными основаниями, усваивают, главным образом, кислотные радикалы и, в первую очередь, углекислоту, кроме, конечно, известняков, которые в этом процессе обогащаются кремнекислотой. Из катионных компонентов все эти породы усваивают только те, которых им не достает, т. е щелочи, а не щелочные земли как компоненты, контрастирующие их изначальному составу. В известняках появляются окись магния и закись железа. Эта закономерность улавливания перерабатывающимися метасоматическим путем породами недостающих им (контрастирующих) компонентов из гидротерм является частным выражением более общего закона гидротермального метасоматизма, идущего под действием химического неравновесия, или, что почти то же самое, под действием градиента концентраций. В процессе березитизации-лиственитизации он проявляется очень отчетливо. Источники гидротермально-пневматолитических сольфатарно-мофеттных дестиллятов здесь могут быть различны, подобно изложенному автором (1954) положению с гидротермально-пневматолитовыми дестиллятационными месторождениями без видимой связи с какими-либо изверженными породами. В отдельных случаях первоисточником дестиллятов этого типа могут быть гранитоиды и их дайкаты.

Как уже отмечалось, Н. И. и М. Б. Бородаевские считают, что и березиты, и лиственниты, т. е. породы существенно или кварц-слюдяные, но почти всегда содержащие в большем или меньшем количестве карбонат (анкерит), или же существенно карбонат-слюдяные, но почти всегда содержащие больше или меньше кварца (от 0 до 60%, по Н И и М. Б. Бородаевским), являются ветвями единого гидротермально-метасоматического процесса. Эти авторы даже считают, что точное разграничение обоих типов пород прямо невозможно (стр. 178).

В связи со всем вышеизложенным целесообразно ограничить применение термина «березит» только к таким кварц-серицитовым породам, которые содержат карбонаты. Эта примесь к настоящим березитам настолько типична, что Ф. Ю. Левинсон-Лессинг (1937) и Н Е. Трегер ввели в петрографическую терминологию название «карбонатный березит» для березитов, содержащих, по Н Е Трегеру, 14% (объемных) бурого ипата (анкерита). Этим содержанием карбоната березиты могут четко и безоговорочно отграничиваться от серицитовых вторичных кварцитов, от серицитовых грейзенов и других серицитовых метаморфических пород.

* * *

В заключение необходимо остановиться еще на вопросе о возможности сохранения термина «лиственит» в петрографическом лексиконе. В Н. Лодочников, как выше уже указывалось, предлагал исключить термин «лиственит» из-за якобы противоречивых данных об их составе и разнообразных толкованиях в отношении генезиса этих пород.

Конечно, состав разных лиственитов достаточно разнообразен, но в то же время все эти породы объединяются единством присутствия карбонатов, кварца и слюд. В такой же степени имеют самый разнообраз-

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/17 : CIA-RDP81-01043R001500020007-2

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/17 : CIA-RDP81-01043R001500020007-2

ный минералогический состав и гнейсы, для большой семьи которых даже нельзя указать никакого общего, связывающего эту группу воедино минерала. Но никому и в голову не придет отказаться от этого старинного, прочно вошедшего в петрографический обиход термина.

Далее, разноречивые толкования о генезисе лиственитов оказываются при более подробном рассмотрении отнюдь не разноречивыми. Листвениты — это продукт преобразования любых пород основного состава горячими газоводными продуктами существенно карбонатного состава (мофеттами). В этом смысле совершенно понятна их связь с ультрабазитами и вообще основными породами. Что же касается источника метаморфизующих газоводных дестиллятов, то он может быть различен. В этом отношении они совершенно подобны таким породам, как грейзены или скарны, которые могут быть и продуктами автометаморфизма и продуктами аллометаморфизма и могут иметь самые различные породы в качестве изначальных. Но никто не отказывается по этим соображениям от употребления терминов «скарн» и «грейзен».

Термин «лиственит» в петрографическом лексиконе нужно сохранить. Он прочно вошел в петрографию и в краткой форме передает как существо процесса, так и общий характер получающейся породы.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бок И. И. Об основах классификации дестилляционных (пневматолито-гидротермальных) месторождений. Сб. «Геология, горное дело и металлургия», № 9. КазГМИ, 1954.
2. Бородаевский Н. И. и Бородаевская М. Б. Березовское рудное поле (геологическое строение). Металлургиздат, 1947.
3. Князев И. П. Гидротермально-измененные карбонатные породы. Сб. «Измененные околорудные породы и их поисковое значение», 1954.
4. Коржинский Д. С. Очерк метасоматических процессов. Сб. «Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях», АН СССР, 1953.
5. Кротов Б. П. Петрографическое исследование южной части Миасской дачи, Казань, 1915.
6. Курек Н. И. и Курек А. И. Серицитсодержащие породы. Сб. «Измененные околорудные породы и их поисковое значение», 1954.
7. Лодочников В. Н. Серпентины и серпентиниты Ильчирские и другие петрографические вопросы, с ними связанные. Труды ЦНИГРИ, вып. 38, 1936.
8. Розенбуш Г. Описательная петрография. Перевод под редакцией В. Н. Лодочникова, 1931.
9. Сагиаева Т. А. К вопросу о метаморфизме месторождений медистых песчаников. Известия АН СССР, серия геологическая, № 2, 1954.
10. Ферсман А. Е. Мрамор. Нерудные ископаемые. КЕПС АН СССР, т. 2, 1927.
11. Ферсман А. Е. Геохимия кобальта. Известия АН СССР, серия геологическая, № 3—4, 1939.
12. Ферсман А. Е. Геохимия, т. IV, АН СССР, 1939.
13. Шилин Д. М. и Иванова В. П. Хлоритсодержащие породы. Сб. «Измененные околорудные породы и их поисковое значение», 1954.
14. Holden R. J. Magmatic carbonization — carbothermal metamorphism. Econ. Geol., vol. 37, № 8, 1937.

РЕЗЮМЕ

Мақалада темірлі-магнезиалық карбонат, кварц және слюда, әсіресе осы тау жыныстарына жасыл түс беретін, ашық жасыл фукситтен құралған метаморфиялық тау жыныстарының группасы — листвениттер сипатталады.

Листвениттер әртүрлі тау жыныстарын көмір қышқылымен сілтіге бай ультра негізді магмалардың газды-сулы дестиллаттарының өзгеруінен пайда болады.

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/17 : CIA-RDP81-01043R001500020007-2

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/17 : CIA-RDP81-01043R001500020007-2

ИЗВЕСТИЯ
АКАДЕМИИ НАУК КАЗАХСКОЙ ССР
1956 Серия геологическая Вып. 22

Н. П. МИХАЙЛОВ

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ УЛЬТРАОСНОВНЫХ И ОСНОВНЫХ ПОРОД БЕТПАК-ДАЛЫ И ЮГО-ЗАПАДНОГО ПРИБАЛХАШЬЯ

Интрузии ультраосновных и основных пород Юго-Западного Прибалхашья, известные еще по работам М. П. Русакова (3) и Д. И. Яковлева (6), и интрузии ультрабазитов Бетпак-Далы, выявленные в 1917 г. Б. П. Борсуком и Л. И. Боровиковым, образуют единый ультрабазитовый пояс, вытянутый на протяжении 550 км вдоль водораздела между бассейнами реки Чу и озера Балхаша. Этот пояс, названный мной Чу-Балхашским (2), представляет одну из наиболее крупных и вместе с тем наиболее типичных офиолитовых формаций Восточного Казахстана. В составе его сейчас насчитывается свыше ста интрузивных тел ультраосновных и основных пород, а суммарная их площадь составляет 460 кв. км, из которых значительная часть (около 70%) приходится на ультраосновные породы и их метаморфические производные. Интрузивные массивы данного пояса залегают исключительно в древних толщах Чу-Балхашской геосинклинальной зоны, располагаясь в ее краевой части, которая непосредственно тяготеет к глубинному разлому, проходящему по границе этой зоны с областью ранее консолидированных структур Бетпак-Далы.

В составе массивов Чу-Балхашского пояса принимает участие комплекс разнообразных изверженных пород, представленных в подавляющем большинстве сильно измененными метаморфизмом и гипергенными процессами разностями. Среди них преобладают ультраосновные породы и их метаморфические производные, основные породы им значительно уступают, а средние и кислые — встречаются лишь спорадически. В группе бесполевошпатовых ультраосновных пород здесь выделены дуниты, гарцбургиты, лерцолиты, верлиты и происшедшие из них серпентиниты, а также другие их метаморфические производные (тальково-серпентинолиты, серпентинно-хлорито-тальковые породы, породы группы лиственитов, оталькованные серпентиниты и кремнисто-лимонитовые породы — бирбириты). Меньшее распространение в этой группе пород имеют пироксениты, представленные, главным образом, диаллагитами и вебстеритами. Среди основных пород выделяется меньшее количество петрографических разновидностей: оливиновые габбро, нормальные габбро и габбро-диориты. Весьма редко и в незначительном проявлении были встречены диориты и кварцевые диориты, являющиеся крайними кислыми членами дифференциального ряда. Породы типа норитов здесь совершенно отсутствуют, что вообще является характерным для большинства ультрабазитовых поясов Казахстана (4).

В таблицах 1, 1а и 2 приведены результаты химического анализа главнейших представителей ультраосновных и основных пород Чу-Балхашско-

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/17 : CIA-RDP81-01043R001500020007-2

Таблица 1

Химический состав дунитов, перидотитов и серпентинитов

№ / Окислы	20		24		31		32		34		35		37		38		42		43	
	весов. %	мол. к-во	весов. %	мол. к-во	весов. %	мол. к-во	весов. %	мол. к-во	весов. %	мол. к-во	весов. %	мол. к-во	весов. %	мол. к-во	весов. %	мол. к-во	весов. %	мол. к-во	весов. %	мол. к-во
SiO_2	40,38	672	42,58	709	39,50	658	36,30	605	39,16	652	37,14	618	42,21	703	37,58	626	35,23	586	37,37	622
TiO_2	0,12	1	0,15	3	0,11	1	0,15	2	0,13	1	0,19	3	0,18	3	0,13	1	0,08	0	нет	0
Al_2O_3	5,00	49	6,62	65	2,86	28	3,40	33	1,77	18	7,97	78	3,70	36	3,41	33	0,30	3	0,63	6
Cr_2O_3	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,19	1	0,27	2
Fe_2O_3	3,21	20	2,11	13	9,92	62	7,26	46	7,36	46	7,88	49	8,76	54	9,05	56	6,37	40	4,34	27
FeO	4,04	56	5,96	82	0,40	6	2,57	36	0,31	4	1,72	24	1,39	19	1,50	21	1,86	26	2,71	38
MnO	0,09	1	0,06	0	0,04	0	0,06	0	0,05	0	0,04	0	0,05	0	следы	0	0,32	4	0,78	11
MgO	36,00	900	31,26	781	34,51	862	35,80	895	37,25	931	31,05	775	26,75	669	35,05	875	42,78	1069	43,62	1090
CaO	0,35	5	2,68	47	0,45	8	1,70	30	0,55	10	2,25	40	9,85	176	0,60	11	0,68	13	0,32	5
Na_2O	0,20	3	0,23	4	0,42	7	0,29	5	0,15	2	0,24	3	0,20	3	0,17	2	0,14	2	0,12	2
K_2O	следы	—	следы	—	следы	—	следы	—	следы	—	следы	—	следы	—	следы	—	следы	—	следы	—
П. п. п.	11,01	—	9,01	—	11,92	—	12,68	—	13,66	—	11,62	—	7,28	—	12,60	—	12,58	—	10,07	—
Сумма	100,40	—	100,66	—	100,13	—	100,21	—	100,39	—	100,10	—	100,40	—	100,09	—	100,53	—	100,23	—

Примечание. 20—серпентинизированный перидотит из Пстанского массива, 24—апоперидотиговый серпентинит из Пстанского массива, 31—серпентинит из Ергенектинских массивов, 32—серпентинизированный перидотит из Ергенектинских массивов, 34—серпентинит из Каратальского массива, 35—гарцбургит из Каратальского массива, 37—серпентинизированный перидотит из Каратальского массива, 38—дунит из Каратальского массива, 42—дунит из Андассайского массива, 43—гарцбургит из Андассайского массива.

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/17 : CIA-RDP81-01043R001500020007-2
Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/17 : CIA-RDP81-01043R001500020007-2

дотит из Карагайского ...
бургит из Андассайского массива.

Таблица 1а

Химический состав дунитов, перидотитов и серпентинитов

Окислы \ №	45		48		56		47		91		94		95		61		30		113	
	весов. %	мол. к-во	весов. %	мол. к-во	весов. %	мол. к-во	весов. %	мол. к-во	весов. %	мол. к-во	весов. %	мол. к-во	весов. %	мол. к-во	весов. %	мол. к-во	весов. %	мол. к-во	весов. %	мол. к-во
SiO_2	34,23	570	41,02	683	37,65	627	51,12	851	33,26	553	38,19	636	38,58	642	38,74	645	36,96	615	36,88	615
TiO_2	следы	0	следы	0	следы	0	следы	0	следы	0	0,70	9	0,75	9	0,58	7	0,15	1	0,08	0
Al_2O_3	5,20	51	0,97	10	3,28	32	0,84	8	2,77	27	5,00	49	4,23	41	3,88	37	3,44	33	1,68	16
Cr_2O_3	0,21	1	0,18	1	0,38	3	0,12	0	0,32	2	следы	—	0,06	—	0,09	—	—	—	0,39	3
Fe_2O_3	6,08	38	4,25	26	5,28	33	6,07	38	2,75	17	0,24	2	0,73	7	1,72	11	7,62	48	5,13	32
FeO	4,32	60	2,68	38	5,09	71	5,40	75	3,63	50	10,54	146	11,40	158	10,02	139	2,69	38	1,50	21
MnO	0,56	7	0,97	14	1,00	15	2,12	30	1,75	25	0,37	5	1,57	22	0,74	11	0,09	—	0,09	—
MgO	38,05	950	37,24	931	32,97	825	27,47	686	29,44	736	31,39	785	32,03	716	33,85	846	36,08	901	40,04	1000
CaO	следы	0	0,72	13	3,48	62	1,88	34	12,78	228	1,94	35	1,24	22	2,00	36	1,50	27	1,20	21
Na_2O	0,14	2	0,34	5	0,11	2	0,42	6	0,31	5	0,31	5	0,24	3	0,13	2	0,19	4	0,21	3
K_2O	следы	—	нет	—	следы	—	0,11	1	следы	—	следы	—	следы	—	следы	—	нет	—	нет	—
П. п. п.	11,44	—	11,80	—	10,62	—	4,98	—	13,31	—	12,00	—	9,42	—	8,38	—	12,00	—	33,09	—
Сумма	100,23	—	100,17	—	99,86	—	100,53	—	100,35	—	100,68	—	100,25	—	100,13	—	100,72	—	100,29	—

Примечание. 45—дунит из Андассайского массива, 48—гарцбургит из Андассайского массива, 56—серпентинизированный перидотит из Андассайского массива, 47—порфировидный перидотит из Андассайского массива, 91—перидотит из Тарланатского массива, 94—серпентинит из массива Хантау, 95—серпентинит из массива Хантау, 61—серпентинит из группы Шайтанскиеских массивов, 113—дунит из Андассайского массива.

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/17 : CIA-RDP81-01043R001500020007-2
Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/17 : CIA-RDP81-01043R001500020007-2

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/17 : CIA-RDP81-01043R001500020007-2

Таблица 2

Химический состав пироксенитов и габбро

№ / Окислы	21		44		70		96		97		091		092		79	
	весов. %	мол. к-во	весов. %	мол. к-во	весов. %	мол. к-во	весов. %	мол. к-во	весов. %	мол. к-во	весов. %	мол. к-во	весов. %	мол. к-во	весов. %	мол. к-во
SiO_2	42,18	702	42,54	708	42,66	710	43,57	726	43,02	716	45,85	764	49,96	833	50,31	838
TiO_2	0,63	8	1,46	18	1,17	14	0,95	12	0,46	5	0,72	9	0,30	4	0,98	12
Al_2O_3	10,70	105	13,99	137	12,86	125	14,93	146	16,42	161	10,93	107	12,87	126	15,96	156
Cr_2O_3	нет	—	0,06	1	—	—	0,12	2	0,07	1	нет	—	следы	—	—	—
Fe_2O_3	2,51	16	0,51	5	6,70	42	1,54	10	1,38	9	2,14	13	0,50	5	1,17	8
FeO	8,27	114	10,37	144	5,33	74	8,81	122	6,18	85	9,68	135	8,42	117	7,69	107
MnO	0,19	3	0,60	8	0,11	1	1,83	26	0,68	10	0,32	4	0,24	3	0,31	4
MgO	18,96	471	16,42	411	16,01	402	10,62	265	11,06	276	9,88	247	10,98	274	10,78	269
CaO	12,90	230	10,21	182	9,84	176	13,78	246	15,55	278	11,83	211	12,26	219	8,36	149
Na_2O	0,48	7	0,84	14	0,66	10	1,38	23	1,73	28	3,18	52	2,01	32	2,28	37
K_2O	0,10	1	0,20	2	нет	—	следы	—	следы	—	0,47	5	0,49	5	следы	—
П. п. п.	2,64	—	2,70	—	3,88	—	2,64	—	3,83	—	4,81	—	1,82	—	2,41	—
Сумма	99,56	—	99,90	—	99,22	—	100,17	—	100,38	—	99,81	—	99,85	—	100,25	—

Примечание. 21—пироксенит из Пстальского массива, 44—пироксенит из Андассайского массива, 70—пироксенит из Шайтансимесского массива, 96—97—габбро из Андассайского массива, 091—092—габбро из Тарланатского массива, 77—оливиновое габбро из массива Дурбынсай.

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/17 : CIA-RDP81-01043R001500020007-2

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/17 : CIA-RDP81-01043R001500020007-2

го пояса[1], а в таблицах 3 и 4 даны пересчеты этих анализов на числовые характеристики по методу А. Н. Заварицкого.

Таблица 3

Числовые характеристики дунитов, перидотитов и серпентинитов по А. Н. Заварицкому

№ образцов	Основная характеристика					Дополнительные параметры				
	a	*c*	*b*	*s*	*n*	f^1	m^1	c^1	a^1	*Q*
20	0,3	0,3	61,1	38,3	100,0	8,9	83,5	0	7,6	—24,3
24	0,5	2,8	54,4	42,3	100,0	11,8	85,7	0	2,5	—19,2
31	0,8	0,5	59,2	39,5	100,0	12,7	84,9	0	2,4	—23,1
32	0,6	1,7	61,4	36,3	100,0	12,5	87,3	0,2	0	—30,3
34	0,2	0,6	61,0	38,2	100,0	9,3	89,5	0	1,2	—24,6
35	0,4	2,4	59,0	38,2	100,0	12,7	80,7	0	6,6	—26,8
37	0,3	1,9	55,9	41,9	100,0	13,5	71,3	15,2	0	—18,7
38	0,2	0,5	62,4	36,9	100,0	12,5	81,9	0	5,6	—27,1
42	0,2	0,1	66,7	33,0	100,0	8,9	90,1	1,0	0	—34,5
43	0,2	0,2	65,3	34,3	100,0	7,9	91,9	0,2	0	—32,0
45	0,2	0,0	67,4	32,4	100,0	11,4	80,1	0	8,5	—35,6
48	0,5	0,3	59,6	39,6	100,0	8,7	90,6	0,7	0	—22,1
56	0,2	1,6	60,2	38,0	100,0	13,7	82,9	3,4	0	—26
47	0,7	0,0	50,4	48,9	85,6	17,3	79,0	3,7	0	— 2,6
91	0,6	1,0	64,0	34,4	100,0	8,2	71,3	20,5	0	—33,4
94	0,6	2,1	57,9	39,4	100,0	15,7	82,4	0	1,9	—24,5
95	0,3	1,3	59,3	39,1	100,0	19,8	76,9	0	3,3	—23,7
61	0,2	2,0	59,9	37,9	100,0	16,6	83,3	0,1	0	—26,6
30	0,4	1,6	61,6	36,4	100,0	13,0	86,7	0	0,3	—29,6
113	0,3	0,9	63,1	35,7	100,0	7,9	91,7	0,4	0	—31,0

Таблица 4

Числовые характеристики пироксенитов и габбро по А. Н. Заварицкому

№ образцов	Основная характеристика					Дополнительные параметры				
	a	*c*	*b*	*s*	*n*	f^1	m^1	c^1	a^1	*Q*
21	1,0	6,1	48,5	44,4	87,5	19,2	63,2	17,6	0	—19,2
44	1,9	7,0	43,1	47,8	87,5	25,6	63,5	10,9	0	—15,0
70	1,2	7,0	42,8	49,0	100,0	25,4	64,8	9,8	0	—11,4
96	3,3	8,5	37,9	50,3	100,0	30,3	47,9	21,8	0	—14,5
97	3,9	9,2	36,9	50,0	100,0	21,2	51,6	27,2	0	—17,0
091	6,9	3,3	38,2	51,6	91,2	28,8	43,1	28,1	0	—13,9
092	4,8	5,9	34,8	54,5	86,5	24,4	51,2	24,4	0	— 6,5
77	4,8	7,6	33,4	51,2	100,0	29,8	63,2	7,0	0	— 8,8

Из данных этих таблиц можно видеть, что химический состав ультрабазитов Чу-Балхашского пояса является довольно обычным для этого типа пород. Так, в образцах дунитов, перидотитов и происшедших из них серпентинитов количество кремнезема колеблется от 33,26 до 42,58%, составляя в среднем около 37%. Количество магнезии находится в пределах 31,05 — 43,62%, причем в образцах, содержащих карбонаты кальция, количество магнезии снижается до 26—27%. Содержание железа

[1] Анализы произведены в химических лабораториях Казахского геологического управления, ВСЕГЕИ и Керамического научно-исследовательского института.

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/17 : CIA-RDP81-01043R001500020007-2

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/17 : CIA-RDP81-01043R001500020007-2

подвержено большим колебаниям: сумма окислов железа составляет от 7 до 14%, причем в большинстве образцов за счет уменьшения закисного железа наблюдается повышенное содержание окисного железа, количество которого достигает 9,92%. Это связано, вероятно, с тем, что большинство анализированных образцов подверглось выветриванию, которое обычно начинается с перехода закисного железа в окисное.

Особенностью пород дунито-перидотитового ряда Чу-Балхашского пояса является несколько повышенное, против нормального количество глинозема, достигающее 5—6% и редко снижающееся меньше 1%.

В пироксенитах содержание кремнезема колеблется около 42%, снижается количество магнезии и увеличивается содержание извести глинозема и железа.

Габброидные породы Чу-Балхашского пояса характеризуются несколько повышенной основностью и химический состав их подвержен бо́льшим колебаниям, чем состав ультрабазитов, вероятно, за счет более разнообразных и более интенсивно проявляемых процессов гидротермального автоморфического изменения.

Петрохимические особенности пород Чу-Балхашского ультрабазитового пояса наиболее наглядно выражены на приложенной барицентрической диаграмме химических составов, построенной по методу А. Н. Заварицкого (рис. 1).

Рассматривая положение фигуративных точек и характер векторов на этой диаграмме, можно видеть некоторые совершенно определенные закономерности, характеризующие особенности химического состава пород данного магматического комплекса.

Прежде всего бросается в глаза, что фигуративные точки на диаграмме располагаются не беспорядочно, а определенными группами, которые занимают ясно ограниченные, в особенности по вертикали, поля, соответствующие составу определенных петрографических разновидностей ультрабазитов и габброидов. Каждая из этих групп характеризуется определенными направлениями и длинами векторов.

В самой нижней части диаграммы располагается густой рой фигуративных точек и векторов, соответствующих составу существенно оливиновых бесполевошпатовых ультраосновных пород — дунитов и перидотитов (поле I на рис. 1). Здесь все фигуративные точки расположены вблизи оси *SB* ввиду малых значений параметров *a* и *c*. Векторы на плоскости проекции *ASB* направлены почти вертикально вниз и отличаются большой длиной, что указывает на бедность пород алюмосиликатами и богатство магнезией. Отклонение отдельных векторов влево обусловлено некоторым пересыщением состава породы глиноземом, что вообще не является обычным для ультрабазитов. Такое положение векторов связано, повидимому, с явлениями хлоритизации некоторых серпентинитов, когда даже небольшое повышение содержания глинозема в породе при ничтожных количествах щелочей и извести создает соотношение окислов, характерное для составов, пересыщенных глиноземом. Все векторы, расположенные на плоскости проекции *CSB*, очень короткие и также направлены вертикально вниз, что наглядно показывает ничтожное содержание в составе ультрабазитов окиси натрия и отсутствие окиси калия.

Характерной особенностью этого поля химических составов является тот факт, что здесь мы имеем сгущение фигуративных точек, а длинные векторы на плоскости проекции *ASB* здесь настолько сближены, что они почти сливаются в одну узкую полосу, примыкающую к оси *SB*. Это обстоятельство указывает на относительную близость химических составов дунитов, перидотитов и серпентинитов.

Следующая группа векторов и фигуративных точек (поле II на рис. 1),

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/17 : CIA-RDP81-01043R001500020007-2

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/17 : CIA-RDP81-01043R001500020007-2

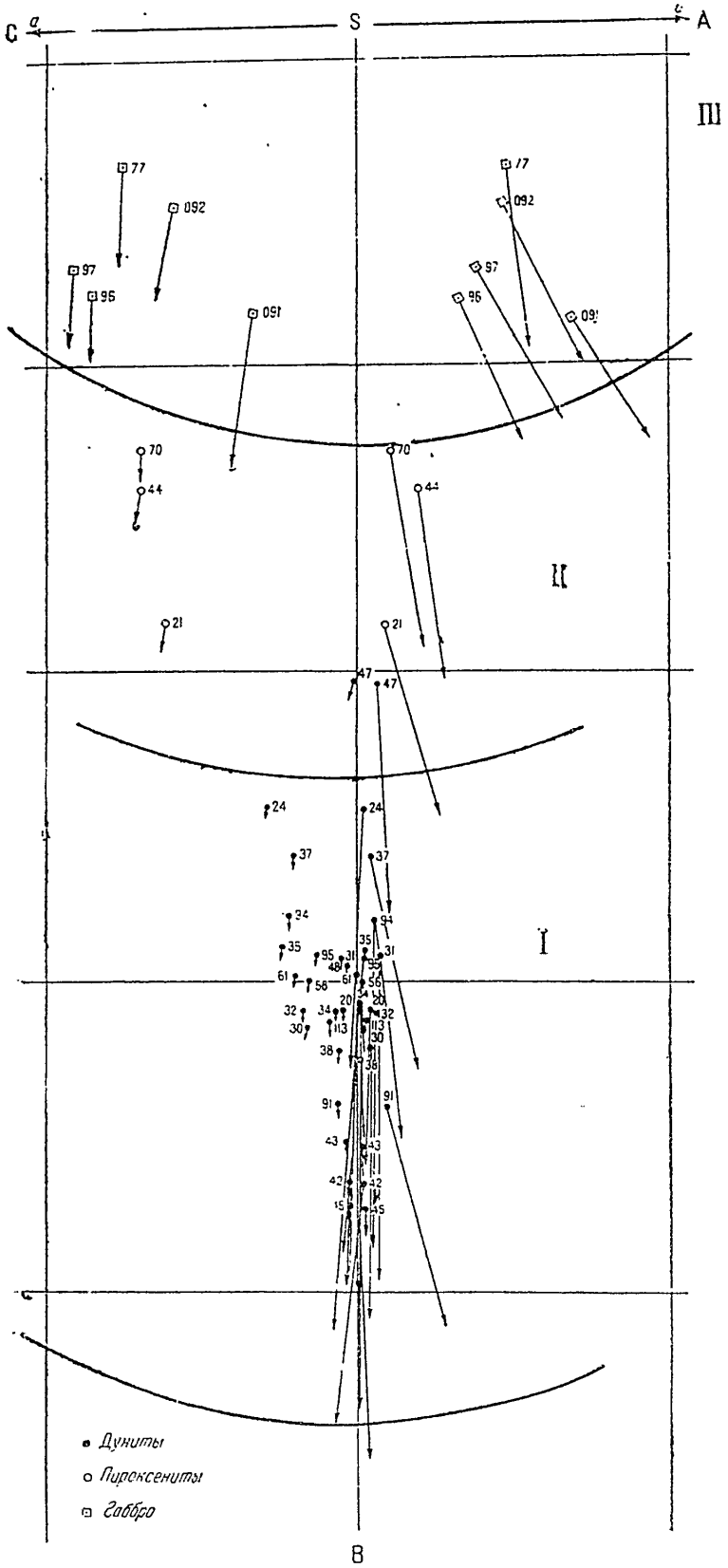


Рис 1 Диаграмма химических составов интрузивных пород Чу-Балхашского ультрабазитового пояса (по А. Н. Заварицкому).

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/17 : CIA-RDP81-01043R001500020007-2

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/17 : CIA-RDP81-01043R001500020007-2

соответствующая пироксенитам, занимает промежуточное положение между составами рассмотренной выше группы пород (поле I) и химическими составами габброидов (поле III). Векторы на плоскости проекции *ASB* здесь уже несколько более удалены от оси *SB* и имеют заметный, хотя еще и слабый, наклон вправо. Векторы, расположенные на плоскости проекции *CSB*, еще более удалены от оси *SB* и имеют несколько большую длину, чем аналогичные векторы поля I. Все это наглядно отражает особенности химического состава пироксенитов, где по сравнению с дунитами и перидотитами мы имеем меньшее содержание магнезии и повышенное содержание окиси кальция за счет увеличения в составе породы моноклинного пироксена (диопсида).

Третья группа векторов и фигуративных точек соответствует химическим составам габброидов (поле III). Фигуративные точки на обеих плоскостях проекции здесь еще более удалены от осевой линии *SB*, что характеризует большее значение параметров *a* и *c*, связанное с наличием в породе полевых шпатов. Векторы на плоскости *ASB* имеют закономерный наклон вправо и немного меньшую длину по сравнению с аналогичными векторами нижней части диаграммы. Такой характер векторов отражает более высокое содержание железа и извести в габброидах по сравнению с ультрабазитами. Более длинные и вертикально направленные вниз векторы на плоскости проекции *CSB* указывают на большее содержание в этой группе пород окиси натрия, также связанное с появлением полевых шпатов.

Таким образом, диаграмма химических составов интрузивных пород Чу-Балхашского пояса наглядно показывает все основные особенности химизма ультрабазитов и габброидов, а также те закономерные изменения химического состава, которые выявляются при переходе от ультраосновных членов рассматриваемого комплекса пород к более кислым.

В целом в серии интрузивных пород Чу-Балхашского пояса ясно обособляются по химическому составу две главные группы пород: 1) ультраосновные породы, которые по своим химическим особенностям попадают, по классификации А. Н. Заварицкого (1, стр. 186—187), в группу ненасыщенных кремнеземом, бедных щелочами голомеланократовых пород (класс 6, группа 23-в), 2) основные породы, которые по своему химическому составу относятся к группе слабо насыщенных кремнеземом, бедных щелочами меланократовых пород (класс 5, группа 19-б).

Некоторые особенности химизма серии пород Чу-Балхашского ультрабазитового пояса видны также на вариационной диаграмме (рис. 2), показывающей зависимость процентного содержания окислов от содержания кремнекислоты.

Здесь также хорошо видно различие химического состава двух главных групп интрузивных пород: ультрабазитов и габброидов. Кривые содержания всех окислов имеют ясные переломы в области содержания кремнекислоты от 42 до 45%, то есть в области перехода от ультраосновных пород к основным. Особенно отчетливо эти переломы видны на кривых содержания MgO и CaO. Первая из них круто спускается на участке от 40 до 44% кремнекислоты, а вторая — резко поднимается на этом же участке. Обе кривые пересекаются на линии, соответствующей 43,5% содержания кремнекислоты, а далее, в сторону более кислых пород, постепенно снижаются. Почти аналогичный характер, но с другими абсолютными величинами, имеют и кривые содержания Fe_2O_3 и FeO. Точки для Al_2O_3 хорошо укладываются на кривую, имеющую сравнительно плавный и постоянный подъем от ультраосновных пород к более кислым. Однако и эта кривая имеет более крутой подъем в области содержания кремне-

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/17 : CIA-RDP81-01043R001500020007-2

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/17 : CIA-RDP81-01043R001500020007-2

кислоты, соответствующий переходу от ультрабазитов к габброидам. Почти такой же характер имеет кривая для суммы щелочей, которая в области ультраосновных пород почти сливается с осью абсцисс, затем круто, но незначительно поднимается при переходе к габброидам и, наконец, имеет дальнейший плавный подъем по мере увеличения содержания кремнекислоты.

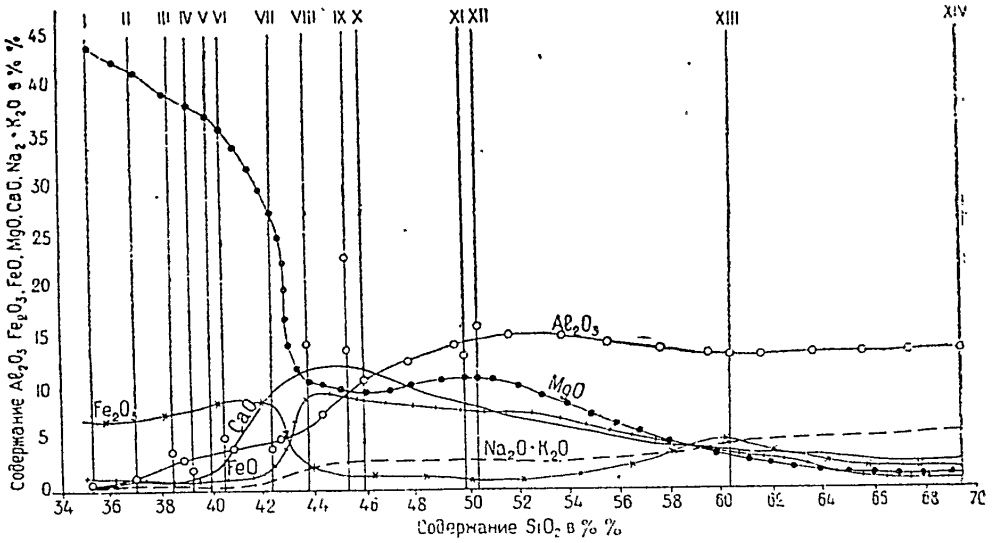


Рис. 2 Вариационная диаграмма интрузивных пород Чу-Балхашского ультрабазитового пояса (по Харкеру).

В целом можно сказать, что вариационная диаграмма выявляет те же особенности химизма пород Чу-Балхашского пояса, что и рассмотренная выше барицентрическая диаграмма химических составов. Вариационная диаграмма лишь более наглядно выражает то, что в химизме этой почти непрерывной серии пород с постепенными переходами от дунита и перидотита до габбро и диорита отмечаются явные скачкообразные изменения их качественных свойств, соответствующие переходу от бесполевошпатовых ультрабазитов к породам группы габбро. Этот скачкообразный перерыв наблюдался и при изучении петрографического состава пород данного магматического комплекса, в котором почти не встречалось промежуточных пород между габбро и ультрабазитами, за исключением единичных случаев полевошпатовых пироксенитов.

Основываясь на этих данных и учитывая указанное выше количественное распространение ультрабазитов и габброидов в массивах Чу-Балхашского пояса, вполне допустимо предположить, что исходная для этих интрузий магма имела габбро-перидотитовый состав, причем перидотитовая составная часть в ней значительно преобладала.

Рассматривая химический состав ультраосновных пород Чу-Балхашского пояса, нетрудно видеть, что эти породы по своим петрохимическим особенностям являются в общем типичными производными ультрабазитовой магмы и по существу не имеют сколько-нибудь значительных отклонений от нормального ряда офиолитовых комплексов.

В таблице 5 приведены соотношения магния и железа в слабо метаморфизованных ультрабазитах Чу-Балхашского пояса.

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/17 : CIA-RDP81-01043R001500020007-2

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/17 : CIA-RDP81-01043R001500020007-2

Таблица 5

№	20	24	31	32	35	37	38	45	48	56	91	30	113
Mg : Fe	11,85	8,22	12,67	10,9	10,61	9,16	11,06	9,7	14,5	7,9	11,0	10,5	19,0

Из данных таблицы 5 видно, что все отношения Mg : Fe в чу-балхашских ультрабазитах оказываются большими 7,5, что, согласно известному химическому критерию Г. Г. Хесса (5), свидетельствует о том, что эти породы принадлежат к первому генетическому типу ультрамафических пород по классификации того же автора (7), то есть являются производными первичной перидотитовой магмы.

ЛИТЕРАТУРА

1. Заварицкий А. Н. Введение в петрохимию изверженных пород. Изд. АН СССР, 1950.
2. Михайлов Н. П. Чу-Балхашский ультрабазитовый пояс. Известия АН СССР, серия геологическая, № 1, 1955.
3. Русаков М. П. Асбест в Киргизской степи. Минеральное сырье, № 5, 1930.
4. Трусова И. Ф. Нижнепалеозойские ультраосновные и основные интрузии Центрального Казахстана. Труды ИГН АН СССР, вып. 92, 1948.
5. Хесс Г. Г. Островные дуги, аномалии силы тяжести и интрузии серпентинита (к проблеме офиолитов). Труды XVII Международного геологического конгресса, т. 2, 1939.
6. Яковлев Д. И. Голодная степь Казахстана. Труды Казахского филиала АН СССР, вып. 13, 1941.
7. Hess H. A primary peridotite magma. Amer. Journ. Sciens, vol. 35, № 209, 1938.

РЕЗЮМЕ

Чу-Балқаш ультрабазит поясындағы интрузивтік тау жыныстары өздерінің химиялық составы бойынша екі группаға бөлінеді: 1) дала шпатысыз ультра негізді тау жыныстары, 2) негізгі тау жыныстары. Чу-Балқаш ультра негізді тау жыныстарының химиялық составтары, олардың ілгергі ультрабазит магмаларының өзгертінділері екендігін және офиолиттік комплекстерден айырмасы жоқтығын көрсетіп айтады.

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/17 : CIA-RDP81-01043R001500020007-2

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/17 : CIA-RDP81-01043R001500020007-2

ИЗВЕСТИЯ
АКАДЕМИИ НАУК КАЗАХСКОЙ ССР
№ 956 Серия геологическая Вып. 22

Б. К. КОРАБЛЕВ

НОВЫЙ ТИП ПОЛЕВОШПАТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ В ЦЕНТРАЛЬНОМ КАЗАХСТАНЕ

(В порядке обсуждения)

До последнего времени фарфоровая промышленность в Центральном Казахстане не была обеспечена местным высококачественным полевошпатовым сырьем. Открытое в 1952 г. Аксоранское полевошпатовое месторождение частично разрешило эту проблему.[1]

Летом 1953 г. автор произвел геологическое картирование Аксоранского полевошпатового месторождения. По результатам этой съемки ниже приводится геологическое описание месторождения, являющегося основной сырьевой базой Акмолинского фарфорового завода.

Геологическое строение месторождения

Аксоранское полевошпатовое месторождение находится в пределах Жаманкарабасского, условно позднегерцинского, гранитного массива в северном Прибалхашье. Массив имеет крупнозернистое сложение и активный контакт с осадочно-эффузивным комплексом фаменского возраста.

В контактовой зоне гранитов довольно часто наблюдаются разности, имеющие местами пегматитоподобную структуру и состоящие в основном из крупных кристаллов розового пертита и кварца. Темноцветные минералы в указанных разностях встречаются редко.

Наиболее сильно пегматитизированы апофизы гранитного массива.

Вмещающие аркозовые туфопесчаники в отдельных участках претерпевают значительную гранитизацию и содержат большое количество прожилков розового полевого шпата. Наряду с этим количество кварца в измененных породах резко уменьшается. Все это свидетельствует об интенсивном калиевом метасоматозе.

Подобные явления проявляются спорадически. Чаще же граниты из эндоконтакта ничем не отличаются от гранитов центральной части массива.

Макроскопически в гранитах устанавливаются следующие минералы: розовый и белый полевые шпаты, серый кварц и тонкочешуйчатый биотит, распределенный в породе более или менее равномерно.

Из акцессорных минералов макроскопически устанавливается сфен и железная слюдка. Из вторичных минералов в гранитах встречается эпидот, развивающийся в виде прожилков.

В пределах месторождения в гранитах Жаманкарабасского массива широким развитием пользуются маломощные прожилки молочно-белого кварца. Мощность их редко превышает 10 см. Максимальное количество прожилков кварца наблюдается в участках автоскарнирования гранитов.

Под микроскопом крупнозернистый биотитовый гранит имеет гипи-

[1] Месторождение открыто директором Акмолинского фарфорового завода А. Д Поповым с участием геологов Аксоранской ГРП Б. К. Кораблевым и П. Ф. Чебаненко.

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/17 : CIA-RDP81-01043R001500020007-2

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/17 : CIA-RDP81-01043R001500020007-2

диоморфнозернистую структуру. Главными составными частями гранита являются полевые шпаты, кварц и биотит.

Полевые шпаты представлены несдвойникованным ортоклаз-пертитом, редкими зернами плагиоклазов и альбитом.

Ортоклаз-пертит является наиболее распространенным минералом в породе. Он встречается в виде крупных зерен, размером до 3 мм в поперечнике. В пертите встречаются включения кварца и биотита. Ортоклаз-пертиты в значительной мере пелитизированы.

Плагиоклазы представлены мелкими зернами, не превышающими 2,5 мм в поперечнике, они серицитизированы и альбитизированы.

Альбит является вторичным минералом, развивающимся на стыках зерен полевых шпатов в виде отдельных зерен до 0,3 мм в поперечнике и в виде цепочек (рис 1). На контакте зерен полевых шпатов с кварцем альбит не развивается.

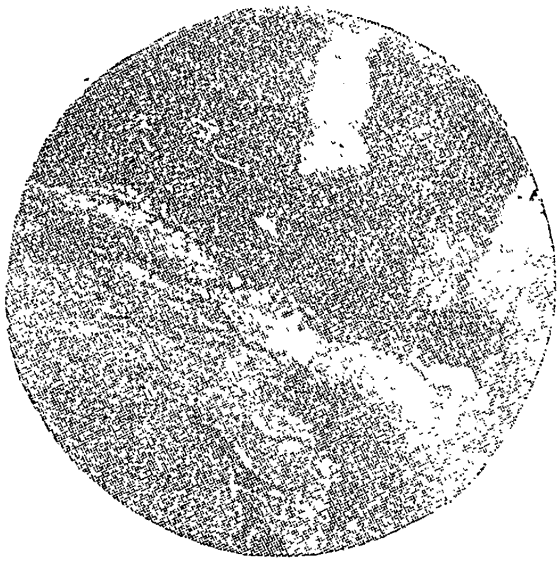


Рис. 1 Альбит развивается каемками у зерен пертита. Ник. X. Увел. 16.

Кварц выполняет промежутки между ранее выделившимися образованиями. Зерна кварца имеют неправильную форму, волнистое погасание и разбиты редкими трещинами. В кварце встречаются мелкие чешуйки мусковита.

Биотит встречается единичными чешуйками в породе. По краям зерен и по трещинам развивается хлорит и рудный—ильменит. В биотите встречаются мелкие включения апатита.

Сфен присутствует в значительном количестве.

Жильные интрузивные породы на месторождении пользуются довольно широким развитием. Они представлены дайками аплитовидных гранитов. Простирание даек на месторождении различное. Они хорошо выражены и, вероятно, выполняли приоткрытые трещины скола.

Аплитовидные граниты состоят из кварца, ортоклаз-пертита, кислого плагиоклаза и редких мелких листочков биотита. Структура — порфировидная, а основная масса микропегматитовая (рис. 2).

Порфировидные выделения состоят из сильно пелитизированного несдвойникованного ортоклаз-пертита неправильной формы, размером до 1,2 мм в поперечнике.

Основная масса сложена мелкими изометричными зернами кварца, незначительным количеством калиевого полевого шпата, альбита и биотита. Из вторичных минералов в породе встречаются серицит и хлорит по биотиту. Акцессорные — представлены рудным минералом.

Степень денудации Жаманкарабасского массива в пределах месторождения, вероятно, незначительна, о чем свидетельствуют останцы кровли сильно ороговикованных конгломерат-песчаников, встреченные в юго-восточной части закартированной площади, и гранатовые скарны на полевошпатовых породах, образованные иногда за счет пород кровли.

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/17 : CIA-RDP81-01043R001500020007-2

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/17 : CIA-RDP81-01043R001500020007-2

При детальном картировании отдельных полевошпатовых тел четко устанавливается несколько метаморфических зон — от неизмененных гранитов до темноокрашенных гранатовых скарнов.

Зональность здесь следующая (снизу вверх): 1) граниты, 2) сиенитизированные граниты (сиениты), 3) мономинеральные полевошпатовые породы—автоскарны (альбититы), 4) темноокрашенные гранатовые скарны.

Полевошпатовые тела на месторождении располагаются в эндоконтакте Жаманкарабасского гранитного массива—между темноокрашенными скарнами и сиенитизированными гранитами. Пространственное расположение метаморфических пород в пределах месторождения позволяет отнести полевошпатовые образования к автоскарнам.

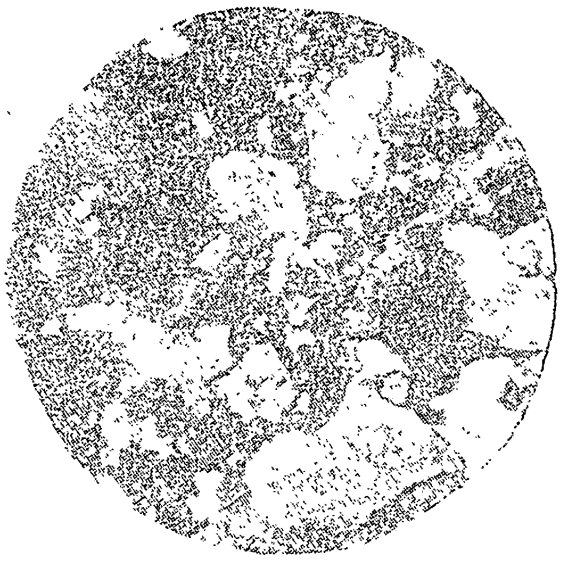


Рис. 2. Аплитовидный гранит из дайки с мелкими порфировыми зернами пертита. В породе много кварца. Ник X. Увел. 34.

Сиенитизированные граниты. Контакты сиенитизированных гранитов с вмещающими породами постепенны. Переходная зона от одних к другим имеет мощность от 20 см до 3 — 4 м. Зону сиенитизированных гранитов макроскопически можно разделить на две подзоны — кварцевые сиениты и сиениты. Первая из этих подзон располагается у гранитов, вторая—у контакта с альбититами. В кварцевых сиенитах кварц является широко распространенным минералом, во второй же зоне он макроскопически не устанавливается.

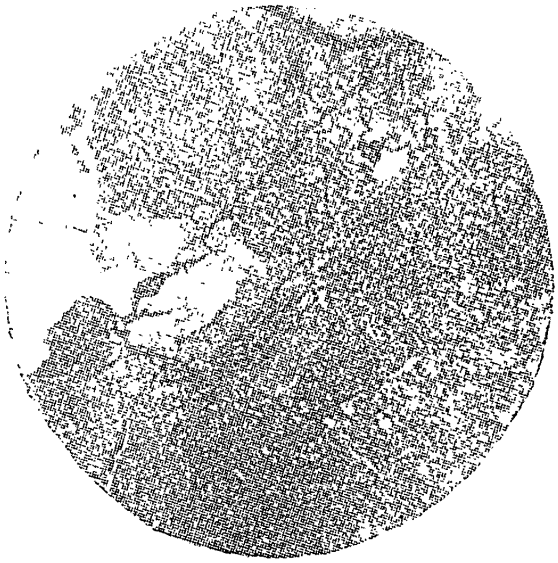


Рис 3 Метасоматическое замещение средних плагиоклазов пертитом Ник X Увел 16.

Структура сиенитизированных гранитов гипидиоморфнозернистая. Микропертит является преобладающим минералом в породе. Он имеет форму неправильных зерен, значительно пелитизированных. Размер зерен достигает 3 см в поперечнике.

Микропертит разъедает средние и более основные плагиоклазы (рис. 3).

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/17 : CIA-RDP81-01043R001500020007-2

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/17 : CIA-RDP81-01043R001500020007-2

Плагиоклаз в породе бывает двух генераций. Плагиоклаз первой генерации — андезин № 46 (реликтовый) — встречается в виде разъеденных зерен. Он имеет неправильную форму зерен с очень неясными извилистыми краями; можно видеть, как реликты его по периферии замещаются альбитом, пертитом и иногда кварцем.

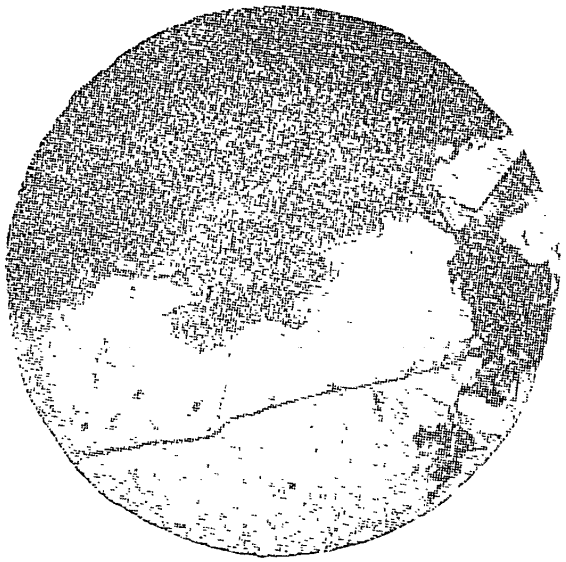


Рис. 4. Частичная альбитизация сиенита. Альбит развивается каемками у зерен пертита и, кроме того, появляются вростки альбита в пертите. Ник. X. Увел. 16.

Плагиоклаз второй генерации относится к альбиту № 3 и олигоклазу № 15. Он образует хорошо ограненные вростки в микропертите (до 0,35 мм в поперечнике) и каемки у зерен микропертита (рис. 4).

Кварц в породе присутствует в небольшом количестве в виде мелких зерен и иногда совместно с альбитом выполняет трещины.

Темноцветные минералы представлены биотитом, почти нацело замещенным радиально-лучистым хлоритом (делессит). В биотите развит апатит и рудный. Величина зерен биотита достигает 1,5 мм в поперечнике.

Из вторичных образований в породе развиты альбит, хлорит, пелит и серицит.

Мономинеральные полевошпатовые автоскарны. Контакт полевошпатовых автоскарнов (альбититов) с сиенитами также постепенный. В пла-

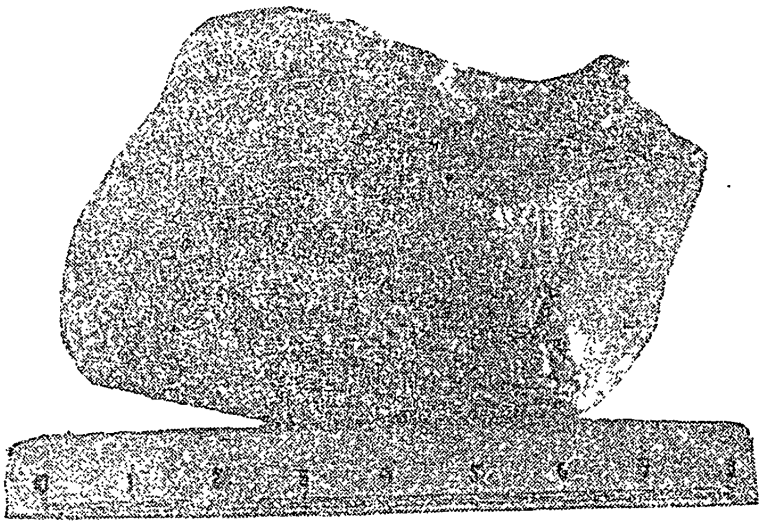


Рис 5 Крупный кристалл альбита из автоскарнов

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/17 : CIA-RDP81-01043R001500020007-2

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/17 : CIA-RDP81-01043R001500020007-2

не он чаще извилистый, реже прямолинейный — там, где он контролируется хорошо выдержанными трещинами в интрузивных породах, но и в последнем случае переход от сиенитов к альбититам постепенный. Мощность переходной зоны небольшая — 10 — 30 см.

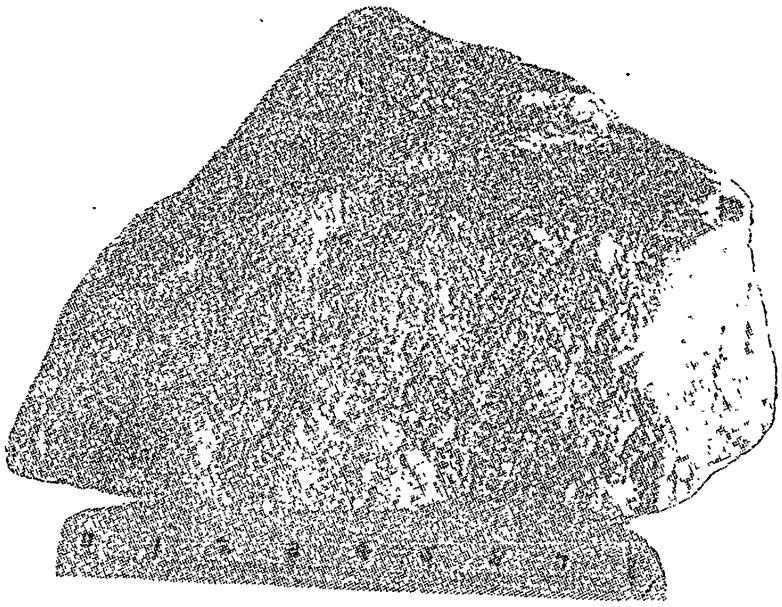


Рис. 6. Альбитит (автоскарн).

Полевошпатовые автоскарны — породы снежнобелого цвета, массивного сложения. Структура их чаще равномернозернистая, реже порфировидная. Размеры зерен полевых шпатов меньше 1 см в поперечнике и очень редко достигают 10 см (рис. 5). Порода имеет почти мономинеральный полевошпатовый состав (рис. 6); кварц присутствует в незначительных количествах.

Вторым по распространению минералом является сфен, развитый в виде мелких вкраплений в породе. Иногда он развивается в виде цепочек вдоль почти невидимых на глаз извивающихся трещинок. Очень редко встречаются единичные мелкие зерна граната, циркона и анатаза.

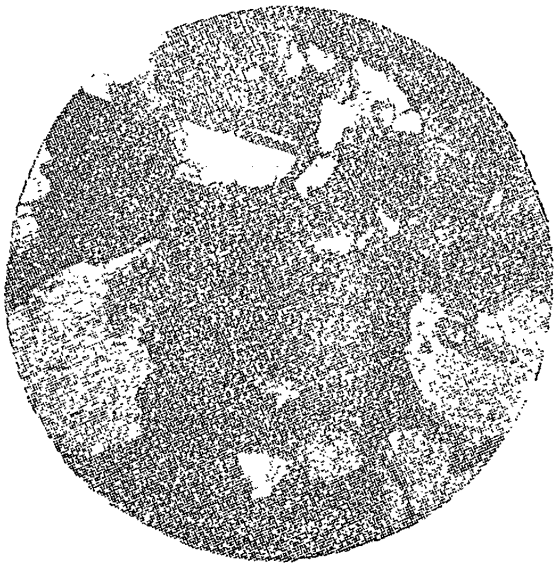


Рис. 7. Альбитит (автоскарн). Ник. X. Увел. 34.

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/17 : CIA-RDP81-01043R001500020007-2

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/17 : CIA-RDP81-01043R001500020007-2

В южной части рудного поля некоторые полевошпатовые тела содержат большое количество кварца, который образует прожилки, разъедающие зерна белого альбита. Такие породы мы называем кварц-полевошпатовыми автоскарнами (рис. 8).

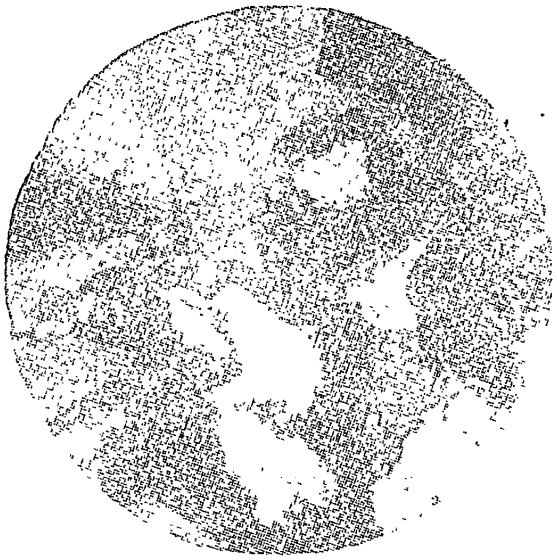


Рис 8. Кварц-полевошпатовый автоскарн Кварц метасоматически замещает и сечет прожилками альбит. Ник X. Увел. 34

По петрографическому составу полевошпатовые автоскарны близки к сиенитам. Они обладают равномернозернистой структурой (рис. 7) и весьма интенсивными процессами замещения основных плагиоклазов и микропертита кислыми плагиоклазами.

Основной плагиоклаз в них сильно изменен, кислый—свеж и почти не затронут процессами вторичного изменения.

Гранатовые скарны. Самой верхней зоной на месторождении являются темноокрашенные гранатовые скарны и роговики. В пределах второго полевошпатового тела гранатовые скарны часто имеют мономинеральный гранатовый состав. Они слагаются темнобурым, грязножелтым и грязнозеленым гранатом с небольшим количеством эпидота, пироксена, амфиболов и тулита. Кварц в скарнах встречается не повсеместно. Железная слюдка является широко развитым минералом.

Гранатовые скарны под микроскопом имеют порфиробластовую структуру и состоят из граната и псевдоморфоз из серицита, вероятно, по плагиоклазу.

Гранат образует крупные скопления правильных кристаллов, имеющих зональное строение (вероятно, это андрадит). При скрещенных николях он слабо поляризует, имея серую и темносерую интерференционную окраску.

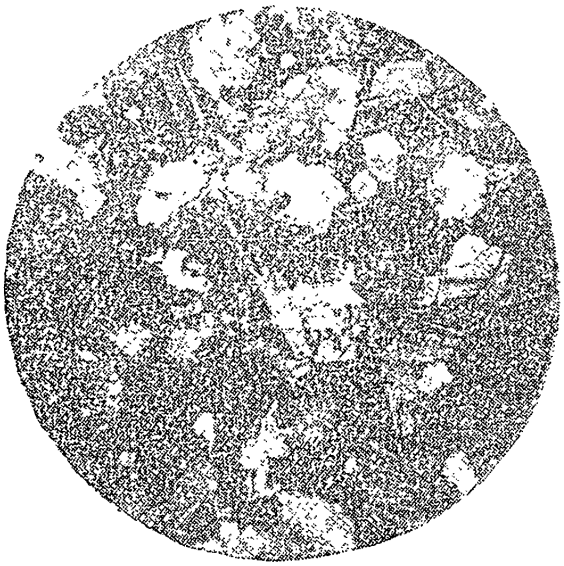


Рис. 9 Аплитовидный гранит сплошь альбитизированный, кварц в породе отсутствует. Ник. X. Увел. 34.

Гранатовые скарны полевошпатового тела № 5 резко отличаются от

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/17 : CIA-RDP81-01043R001500020007-2

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/17 : CIA-RDP81-01043R001500020007-2

вышеописанных скарнов. Наряду с крупнозернистыми гранатовыми телами здесь встречаются темносерые метаморфизованные туфогенно-осадочные породы. В этом полевошпатовом теле четко устанавливается, что альбититы образуются в непосредственном эндоконтакте Жаманкарабасского гранитного массива.

При метаморфизме (автоскарнировании) жильные аплитовидные граниты претерпевают также существенные изменения. Соотношение минералов в них становится иным. Если в гранит-аплите присутствовал в основном ортоклаз в виде порфировых выделений и кварц в основной массе, то в автоскарнированном гранит-аплите главными и преобладающими являются альбит, олигоклаз-альбит и олигоклаз. Они почти нацело замещают ортоклаз, оставляя незначительные и не всегда заметные реликты его. Кварц в скарнированной породе отсутствует полностью (рис. 9).

Среди полевошпатовых автоскарнов в теле № 2 встречен крупный останец розового крупнозернистого сиенита, являющегося, по нашему мнению, полным аналогом контактовых пегматитоподобных пород, встреченных в северном контакте Жаманкарабасского массива.

Кроме полевых шпатов, в этих породах макроскопически не устанавливается других минералов. Вторичными минералами в них являются белые полевые шпаты (альбит, олигоклаз-альбит), развивающиеся по периферии зерен розового пертита. В тех участках, где процесс альбитизации сильно преобразовал сиениты, они приобретают пятнистую текстуру — реликтовые зерна розового пертита располагаются в тонкозернистой белой массе альбита (рис. 10).

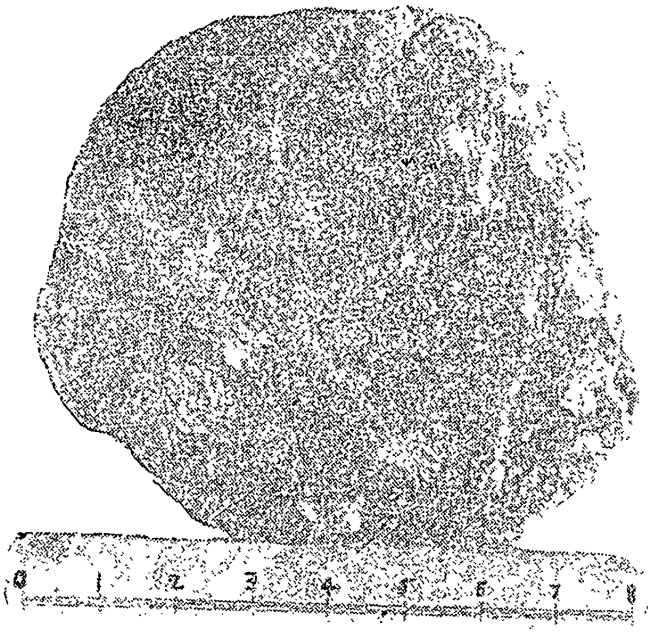


Рис 10. Сиенит пятнистой текстуры, образованный в результате замещения пертита альбитом.

Породы по своему петрографическому составу близки к сиенитам. Они имеют монцонитовую структуру с резко выраженным идиоморфизмом плагиоклаза по отношению к калиевому полевому шпату.

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/17 : CIA-RDP81-01043R001500020007-2

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/17 : CIA-RDP81-01043R001500020007-2

Первичными минералами, распространенными в породе, являются калиево-натровые полевые шпаты, плагиоклаз и акцессорные (сфен, циркон и апатит).

Калиево-натровые полевые шпаты представлены несдвойникованным ортоклаз-пертитом в виде крупных неправильной формы зерен, сильнопелитизированных и разбитых мелкими трещинами со вторичным альбитом.

Пертитовые вростки имеют характер извилистых потоков, одновременно угасающих в пределах смежных зерен. В пертите встречаются корродированные полисинтетически сдвойникованные основные плагиоклазы в виде коротких столбиков (до 1,5 мм) и альбит в виде четырехугольных зерен с ясными и очень резкими ограничениями (от 0,05 до 0,25 мм) — шахматный альбит.

На стыках пертита и альбита развиваются единичные зерна и агрегаты сфена, тонкие призмочки апатита и циркона.

Порода сильно катаклазирована. Полевые шпаты разбиты сетью трещин, иногда заполненных мелкозернистым альбитом. Ширина трещин колеблется в пределах 0,05 — 0,1 мм.

Плагиоклаз присутствует в сиенитах в виде отдельных зерен, имеет кислый и основной состав. На Федоровском столике устанавливается, что кислый плагиоклаз относится к олигоклазу № 20. Кроме того, присутствует несдвойникованный альбит, развивающийся в массе калиевого полевого шпата. Основной плагиоклаз — реликтовый — сильно корродирован и замещен пертитом.

Сфен является широко распространенным из акцессорных минералов. Он приурочен к наиболее трещиноватым участкам калиевого полевого шпата и ассоциирует с цирконом и апатитом.

Циркон присутствует в виде редких округленных с концов призм и квадратных зерен. При скрещенных николях обнаруживает зональное распределение цветов — малинового, фиолетового, желтого, синего. Размер зерен по длинной стороне призм от 0,05 — 0,1 мм.

Апатита в породе очень мало.

Как следует из вышеизложенного, на Аксоранском полевошпатовом месторождении четко устанавливается вертикальная метаморфическая зональность с постепенными переходами от одной зоны к другой.

Наиболее резко граница выражена между полевошпатовыми и гранатовыми скарнами, что вообще характерно для скарновых месторождений. Эти факты позволили отнести мономинеральные полевошпатовые образования к автоскарнам. Соотношение зон скарнирования с жильной интрузивной фацией Жаманкарабасского интрузивного массива указывает на то, что автоскарнирование протекало после становления последних — в зонах автоскарнирования дайки аплитовидных гранитов превращаются также в альбититы (рис. 11).

В южной части рудного поля широко развиты кварц-полевошпатовые тела автоскарнов и штоки молочно-белого кварца с редкими кристаллами полевых шпатов. Кварц в этих телах является более поздним минералом и метасоматически замещает полевошпатовые породы. Он тесно ассоциирует с небольшим количеством альбита, что не позволяет оторвать его от общего процесса автоскарнирования гранитов.

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/17 : CIA-RDP81-01043R001500020007-2

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/17 : CIA-RDP81-01043R001500020007-2

Первичными минералами, распространенными в породе, являются калиево-натровые полевые шпаты, плагиоклаз и акцессорные (сфен, циркон и апатит).

Калиево-натровые полевые шпаты представлены несдвойникованным ортоклаз-пертитом в виде крупных неправильной формы зерен, сильнопелитизированных и разбитых мелкими трещинами со вторичным альбитом.

Пертитовые вростки имеют характер извилистых потоков, одновременно угасающих в пределах смежных зерен. В пертите встречаются корродированные полисинтетически сдвойникованные основные плагиоклазы в виде коротких столбиков (до 1,5 мм) и альбит в виде четырехугольных зерен с ясными и очень резкими ограничениями (от 0,05 до 0,25 мм) — шахматный альбит.

На стыках пертита и альбита развиваются единичные зерна и агрегаты сфена, тонкие призмочки апатита и циркона.

Порода сильно катаклазирована. Полевые шпаты разбиты сетью трещин, иногда заполненных мелкозернистым альбитом. Ширина трещин колеблется в пределах 0,05 — 0,1 мм.

Плагиоклаз присутствует в сиенитах в виде отдельных зерен, имеет кислый и основной состав. На Федоровском столике устанавливается, что кислый плагиоклаз относится к олигоклазу № 20. Кроме того, присутствует несдвойникованный альбит, развивающийся в массе калиевого полевого шпата. Основной плагиоклаз — реликтовый — сильно корродирован и замещен пертитом.

Сфен является широко распространенным из акцессорных минералов. Он приурочен к наиболее трещиноватым участкам калиевого полевого шпата и ассоциирует с цирконом и апатитом.

Циркон присутствует в виде редких округленных с концов призм и квадратных зерен. При скрещенных николях обнаруживает зональное распределение цветов — малинового, фиолетового, желтого, синего. Размер зерен по длинной стороне призм от 0,05 — 0,1 мм.

Апатита в породе очень мало.

Как следует из вышеизложенного, на Аксоранском полевошпатовом месторождении четко устанавливается вертикальная метаморфическая зональность с постепенными переходами от одной зоны к другой.

Наиболее резко граница выражена между полевошпатовыми и гранатовыми скарнами, что вообще характерно для скарновых месторождений. Эти факты позволили отнести мономинеральные полевошпатовые образования к автоскарнам. Соотношение зон скарнирования с жильной интрузивной фацией Жаманкарабасского интрузивного массива указывает на то, что автоскарнирование протекало после становления последних — в зонах автоскарнирования дайки аплитовидных гранитов превращаются также в альбититы (рис. 11).

В южной части рудного поля широко развиты кварц-полевошпатовые тела автоскарнов и штоки молочно-белого кварца с редкими кристаллами полевых шпатов. Кварц в этих телах является более поздним минералом и метасоматически замещает полевошпатовые породы. Он тесно ассоциирует с небольшим количеством альбита, что не позволяет оторвать его от общего процесса автоскарнирования гранитов.

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/17 : CIA-RDP81-01043R001500020007-2

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/17 : CIA-RDP81-01043R001500020007-2

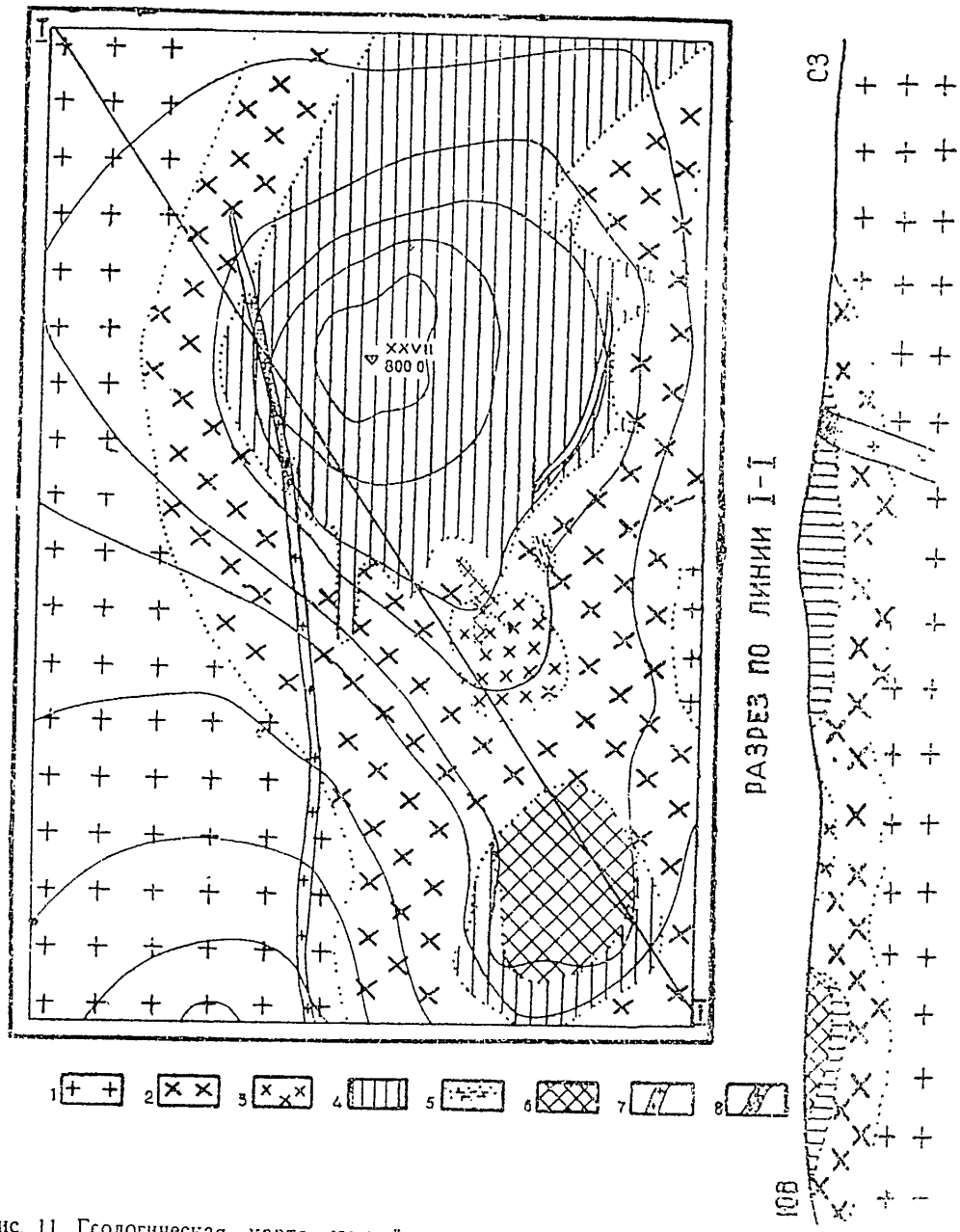


Рис. 11. Геологическая карта южной части полевошпатового тела № 2. Условные обозначения: *1* — крупнозернистые граниты, *2* — крупнозернистые кварцевые сиениты, *3* — розовые крупнозернистые сиениты, *4* — полевошпатовые автоскарны (альбититы), *5* — зоны окремнения, *6* — гранатовые скарны, *7* — аплитовые дайки, *8* — альбитизированные аплитовые дайки

Перспективы Аксоранского месторождения и возможности применения полевых шпатов в промышленности

Район Аксоранского полевошпатового месторождения является весьма перспективным на предмет нахождения в нем новых мономинеральных полевошпатовых образований и крупных штокообразных тел молочно-белого кварца, являющегося также прекрасным керамическим сырьем.

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/17 : CIA-RDP81-01043R001500020007-2

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/17 : CIA-RDP81-01043R001500020007-2

Впервые об этом районе как перспективном на керамическое сырье указывалось Г. Б. Жилинским в 1953 г.

Аксоранское полевошпатовое месторождение, как уже отмечалось выше, относится к совершенно новому в Советском Союзе типу полевошпатовых месторождений. До сих пор у нас для получения полевых шпатов эксплуатировались только пегматитовые тела, а автоскарны не имели практического применения.

В настоящее время аксоранские полевошпатовые породы успешно применяются в качестве керамического сырья на Акмолинском фарфоровом заводе. Эксперименты с этим сырьем на Дулевском фарфоровом заводе дали очень хорошие результаты.

Химические анализы автоскарнов показали, что они наиболее близко подходят к альбититам, которые иногда встречаются в жильных интрузивных фациях. В таблице 1 приводятся химические анализы этих своеобразных пород.

Таблица 1

Окислы	Аксоранский автоскарн (альбитит) в % (лаборатория Дулевского завода)	Аксоранский автоскарн (альбитит) в % (аналитическая лаборатория ИГН КазССР)	Типичный альбитит жильный (по Дюпарку и Пирсу) в %. Косвинский камень, Средний Урал
SiO_2	70,52	70,00	66,09
TiO_2	0,49	0,38	0,23
Al_2O_3	19,31	19,01	18,85
Fe_2O_3 / FeO	0,12	0,23	0,91
CaO	0,80	0,45	1,09
MgO	сл.	сл.	1,53
MnO	—	—	—
P_2O_5	—	—	—
Na_2O	8,55	9,70	10,84
K_2O	0,21	0,37	0,48
H_2O	—	—	—
П. п. п	—	—	—
Сумма	100,00	100,14	100,02

Аксоранские автоскарны как альбитовые породы по современным требованиям, предъявляемым к керамическому сырью, являются хорошим материалом для изготовления глазури, так как альбит более легкоплавкий полевой шпат, дающий менее вязкий расплав. Кроме того, они вполне пригодны для получения тонкого черепка высокого качества. Содержание железа в них, как видно из анализов, в среднем 0,2%, что по существующим нормам, разработанным Институтом минерального сырья, позволяет отнести их к первому сорту.

Условия образования полевошпатовых пород Аксоранского месторождения

В результате микроскопического анализа и изучения взаимоотношений между различными метаморфическими разностями пород на Аксоранском полевошпатовом месторождении отчетливо устанавливается, что альбититы образовались в результате контактового метаморфизма (автоскарнирования) гранитов Жаманкарабасского массива.

При современной степени изученности этого объекта намечаются следующие этапы в формировании полевошпатовых тел.

1. Полевошпатовые тела развиваются в непосредственном эндоконтак-

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/17 : CIA-RDP81-01043R001500020007-2

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/17 : CIA-RDP81-01043R001500020007-2

те Жаманкарабасского гранитного массива с алюмосиликатными породами его кровли.

В первый этап формирования автоскарнов граниты подверглись интенсивному калиевому метасоматозу. Об этом красноречиво свидетельствуют оставшиеся в них слабо альбитизированные, почти нацело состоящие из розового пертита, бескварцевые сиениты. Кроме того, в слабо измененных гранитах у автоскарнов повсеместно наблюдается метасоматическое замещение средних и основных плагиоклазов, развитых как первичные минералы в гранитах ортоклаз-пертитом.

В процессе калиевого метасоматоза граниты превратились в сиенитовые породы, аналогичные контактовым кварц-полевошпатовым образованиям в северном контакте Жаманкарабасского гранитного массива.

2. Во второй этап породы подверглись интенсивной альбитизации, которая проявилась на более широких площадях, и степень интенсивности ее превосходила процессы калиевого метасоматоза.

В образцах гранитов, отобранных в значительном удалении от автоскарнов, зерна полевых шпатов часто окаймляются свежим альбитом.

В кварцевых сиенитах и сиенитах четко устанавливается, что процесс альбитизации является более поздним этапом по сравнению со временем образования этих пород.

Автоскарны (альбититы) являются полностью альбитизированными сиенитами, так как в них изредка устанавливаются реликты пертита и более часто реликты основных и средних плагиоклазов. Последние встречаются более часто, что объясняется, вероятно, меньшей склонностью их к замещению натрийсодержащими растворами. В эту же стадию происходило перераспределение титана в породах. Сфен второй генерации совместно с анатазом развивается в виде прожилков и неправильной формы скоплений.

Убедительным фактом метаморфического генезиса полевошпатовых тел является то, что дайка аплитовидного гранита, расположенная в западной части полевошпатового тела № 2, в пределах альбититов сплошь альбитизирована, а за пределами его имеет неизмененный состав. Это обстоятельство не позволяет даже предположить, что альбититы могут являться продуктом инъекции остаточного пегматитового расплава, насыщенного натрием. По данным микроскопического исследования устанавливается, что полевошпатовые образования в значительной степени каталазированы, что способствовало миграции метаморфизующих растворов. Об этом же свидетельствует альбитизация гранитов и сиенитов по краям хорошо выдержанных трещин.

3. В завершающий этап формирования автоскарнов шло отложение кварца в полностью сформировавшихся альбититах. Этот процесс более четко проявился в южной части месторождения. Здесь полевошпатовые тела содержат значительное количество кварца, метасоматически замещающего все ранее образованные полевошпатовые минералы. Вместе с кварцем шло отложение незначительного количества альбита. Вполне вероятно, что кварцевые штоки, встреченные в пределах рудного поля, образовались за счет метасоматического замещения гранитов при процессах автоскарнирования молочно-белым кварцем.

Парагенетические взаимоотношения минералов приводятся в таблице 2.

В результате метаморфизма гранитов происходили изменения химизма пород, что отражено в таблице 3 (разность окислов дается без учета объемного веса пород, так как он для всех их почти одинаков).

Как видно из анализов, при калиевом метасоматозе привносились кремнезем и калий, а выносились глинозем, натрий, кальций и железо.

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/17 : CIA-RDP81-01043R001500020007-2

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/17 : CIA-RDP81-01043R001500020007-2

ле Жаманкарабасского гранитного массива с алюмосиликатными породами его кровли.

В первый этап формирования автоскарнов граниты подверглись интенсивному калиевому метасоматозу. Об этом красноречиво свидетельствуют оставшиеся в них слабо альбитизированные, почти нацело состоящие из розового пертита, бескварцевые сиениты. Кроме того, в слабо измененных гранитах у автоскарнов повсеместно наблюдается метасоматическое замещение средних и основных плагиоклазов, развитых как первичные минералы в гранитах ортоклаз-пертитом.

В процессе калиевого метасоматоза граниты превратились в сиенитовые породы, аналогичные контактовым кварц-полевошпатовым образованиям в северном контакте Жаманкарабасского гранитного массива.

2. Во второй этап породы подверглись интенсивной альбитизации, которая проявилась на более широких площадях, и степень интенсивности ее превосходила процессы калиевого метасоматоза.

В образцах гранитов, отобранных в значительном удалении от автоскарнов, зерна полевых шпатов часто окаймляются свежим альбитом.

В кварцевых сиенитах и сиенитах четко устанавливается, что процесс альбитизации является более поздним этапом по сравнению со временем образования этих пород.

Автоскарны (альбититы) являются полностью альбитизированными сиенитами, так как в них изредка устанавливаются реликты пертита и более часто реликты основных и средних плагиоклазов. Последние встречаются более часто, что объясняется, вероятно, меньшей склонностью их к замещению натрийсодержащими растворами. В эту же стадию происходило перераспределение титана в породах. Сфен второй генерации совместно с анатазом развивается в виде прожилков и неправильной формы скоплений.

Убедительным фактом метаморфического генезиса полевошпатовых тел является то, что дайка аплитовидного гранита, расположенная в западной части полевошпатового тела № 2, в пределах альбититов сплошь альбитизирована, а за пределами его имеет неизмененный состав. Это обстоятельство не позволяет даже предположить, что альбититы могут являться продуктом инъекции остаточного пегматитового расплава, насыщенного натрием. По данным микроскопического исследования устанавливается, что полевошпатовые образования в значительной степени каталазированы, что способствовало миграции метаморфизующих растворов. Об этом же свидетельствует альбитизация гранитов и сиенитов по краям хорошо выдержанных трещин.

3. В завершающий этап формирования автоскарнов шло отложение кварца в полностью сформировавшихся альбититах. Этот процесс более четко проявился в южной части месторождения. Здесь полевошпатовые тела содержат значительное количество кварца, метасоматически замещающего все ранее образованные полевошпатовые минералы. Вместе с кварцем шло отложение незначительного количества альбита. Вполне вероятно, что кварцевые штоки, встреченные в пределах рудного поля, образовались за счет метасоматического замещения гранитов при процессах автоскарнирования молочно-белым кварцем.

Парагенетические взаимоотношения минералов приводятся в таблице 2.

В результате метаморфизма гранитов происходили изменения химизма пород, что отражено в таблице 3 (разность окислов дается без учета объемного веса пород, так как он для всех их почти одинаков).

Как видно из анализов, при калиевом метасоматозе привносились кремнезем и калий, а выносились глинозем, натрий, кальций и железо.

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/17 : CIA-RDP81-01043R001500020007-2

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/17 : CIA-RDP81-01043R001500020007-2

Таблица 2

Парагенетическая таблица минералов Аксоранского полевошпатового месторождения

МИНЕРАЛЫ	МАГМАТИЧЕСКИЕ	I ЭТАП-КАЛИЕВЫЙ МЕТАСОМАТОЗ	II ЭТАП-АЛЬБИТИЗАЦИЯ	III ЭТАП-ОКВАРЦЕВАНИЕ
Биотит				
Сфен		(?)		
Циркон		(?)		
Апатит				
Плагиоклаз				
Калиевый полевой шпат				
Кварц				
Альбит				
Хлорит				
Гематит				
Серицит				

Таблица 3

Окислы	Гранит неизмененный в %	Кварц-полевошпат. контактов. порода, образ. за счет гранита, в %	Разность окислов между графами 3 и 2	Средний состав автоскарна (альбитита) в %	Разность окислов между графами 5 и 3	Разность окислов между графами 5 и 2
SiO_2	69,08	75,60	+6,52	70,26	—5,34	+1,18
TiO_2	0,15	0,06	—0,09	0,43	+0,37	+0,28
Al_2O_3	16,51	12,95	—3,56	19,21	+6,26	+2,70
Fe_2O_3	0,53	0,17	—0,42	0,17	—0,93	—1,76
FeO	1,34	0,93	—0,41			
CaO	1,60	0,42	—1,25	0,62	+0,20	—1,05
MgO	0,44	0,12	—0,32	сл.	—0,12	—0,44
MnO	0,04	0,05	+0,01	—	—	—
P_2O_5	0,06	0,04	—0,02	—	—	—
Na_2O	4,19	2,08	—2,08	9,12	+7,04	+4,93
K_2O	4,83	7,20	+2,37	0,26	—6,94	4,57
H_2O	0,22	0,08	—0,14	—	—	—
П. п. п.	0,43	0,15	—0,28	—	—	—
Сумма	99,56	99,85	—	100,07	—	—

При альбитизации из полевошпатовых пород выносился кремнезем (но количество его осталось больше, чем в гранитах), происходило обогащение титаном, глиноземом и особенно натрием. Происходил интенсивный вынос калия и железа.

Подобного же типа автоскарны часто развиваются в эндоконтакте Аксоранского массива с известняками фаменского возраста. Эти скарны также приурочены к наиболее трещиноватым участкам контакта и развиваются оторочками у трещин в гранитах. Они имеют белый цвет, состоят из средних и основных плагиоклазов, сфена, пироксенов и амфиболов.

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/17 : CIA-RDP81-01043R001500020007-2

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/17 : CIA-RDP81-01043R001500020007-2

Отдельные разности состоят почти из мономинерального плагиоклаза. Зональность в этих автоскарнах следующая: граниты — гранодиориты — плагиоклазовые автоскарны.

Химический состав этих зон приведен в таблице 4.

Таблица 4

Окислы	Гранит Аксоранского массива в %	Гранодиорит в %	Разность окислов между графами 3 и 2	Плагиоклазовый автоскарн в %	Разность окислов между графами 5 и 3	Разность окислов между графами 5 и 2
SiO_2	70,58	65,68	−4,90	64,20	−1,48	−6,38
TiO_2	0,35	0,68	+0,33	0,67	—	+0,32
Al_2O_3	15,15	16,09	+0,94	20,19	+4,10	+5,04
Fe_2O_3	1,30	0,58	−0,72	3,52	+1,99	+1,22
FeO	1,00	0,95	−0,05			
MnO	0,04	0,11	+0,07	—	—	—
CaO	2,10	4,88	+2,78	5,46	+0,58	+3,36
MgO	0,60	1,38	+0,78	1,16	−0,22	+0,56
K_2O	4,30	4,20	−0,16	3,70	−4,78	−3,30
Na_2O	2,94	4,28	+1,34			
P_2O_5	0,12	0,29	+0,17			
П. п. п.	0,37	0,61	+0,24	0,88	+0,27	+0,51
H_2O	0,18	0,11	−0,07	0,38	+0,27	+0,20
Сумма	99,03	99,84	—	100,16		

Как следует из анализов, при контакте интрузивных пород с известняками первые сильно обогащаются кальцием, магнием, железом и глиноземом. Из автоскарнов выносятся только кремнезем и щелочи.

Как видно, в контакте с известняками состав плагиоклазовых автоскарнов резко отличается от альбититов Аксоранского месторождения. Это дает полное основание утверждать, что полевошпатовые автоскарны (альбититы) развились на контакте интрузии с силикатными породами.

Аналогичные процессы автоскарнирования эндоконтактов интрузии описал В. В. Ляхович (1953 г.) на Северном Кавказе. Здесь, в эндоконтактовой зоне гранитов с роговиками (алюмосиликатные породы), в первых наблюдается сильное обогащение анортоклазом, и порода приобретает светлую окраску. Наиболее интенсивное обогащение наблюдается у самого контакта.

Мощность аляскитовой зоны колеблется от 20 до 30 см. Повышенное содержание анортоклаза прослеживается на 30 и более метров от контакта. В этих породах встречаются графические и псевдографические срастания кварца и анортоклаза. Условия образования этих пород аналогичны условиям формирования кварц-полевошпатовых зон, развитых у северного контакта Жаманкарабасского массива, и исходным породам, по которым развились альбититы на Аксоранском полевошпатовом месторождении.

Химический состав этих пород представлен в таблице 5 (по В. В. Ляховичу).

Химизм этого процесса полностью аналогичен химизму образования кварц-полевошпатовых эндоконтактовых разностей на Аксоранском месторождении (табл. 3). В обоих случаях происходил привнос кремнезема и калия и вынос всех остальных компонентов. Этот процесс соответствует первому этапу, выделенному нами в формировании альбитовых автоскарнов.

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/17 : CIA-RDP81-01043R001500020007-2

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/17 : CIA-RDP81-01043R001500020007-2

Таблица 5

Окислы	Порфировидный гранит из центра массива в %	Лейкократовый гранит из апикальной части массива в %	Разность окислов между графами 3 и 2
SiO_2	71,26	75,39	+4,13
TiO_2	0,42	сл.	—0,42
Al_2O_3	14,90	13,64	—1,26
Fe_2O_3	0,68	0,20	—0,48
FeO	1,50	0,09	—1,41
MnO	0,02	0,02	—
MgO	0,75	0,07	—0,68
CaO	1,81	0,33	—1,48
Na_2O	3,28	0,26	—3,02
K_2O	4,34	8,97	+4,63
H_2O	0,78	0,11	—0,67
П. п. п.	0,80	0,80	—
P_2O_5	—	0,02	—
Сумма	99,86	99,90	

Н. Г. Сумин в статье «О натриевом метасоматозе в скарновых железорудных месторождениях» приводит описание пород (на месторождениях Шерегеш и Шалым), аналогичных Аксоранскому полевошпатовому месторождению. Он указывает, что первичными интрузивными породами на указанных месторождениях являются сиениты. У зерен микропертита в них развиваются каемки альбита. По мере приближения к железорудным телам количество альбита в породах резко возрастает и на самом месторождении они превращаются почти в мономинеральные альбититы.

Те же самые соотношения наблюдаются и на Аксоранском полевошпатовом месторождении. Вполне вероятно, что сиениты на Шерегешском и Шалымском месторождениях не являются первичными породами, а образованы за счет воздействия процессов калиевого метасоматоза на граниты, как это происходит на Аксоранском полевошпатовом месторождении

При первом этапе (калиевый метасоматоз), как видно из данных таблиц 3 и 5, происходила, вероятно, также интенсивная миграция железа, приводящая к концентрации его в месторождениях.

Во второй этап (натровый метасоматоз) происходило формирование автоскарнов (альбититов) и завершался процесс рудоотложения.

Альбититы, по данным Н. Г. Сумина, на этих месторождениях высокожелезистые и не могут быть использованы в керамической промышленности, но вполне вероятно, что светлорозовые разности их окажутся пригодными для керамических изделий (табл. 6).

Сравнивая эти данные с анализами таблицы 3 (2, 4, 5), мы видим, что здесь также характерен вынос калия и железа. Противоположно ведут себя в этих двух случаях кремнезем и основания, что объясняется, вероятно, своеобразным составом пород.

Н. Г. Сумин подчеркивает, что во всех породах, претерпевших калиевый и натриевый метасоматоз, отмечается постоянство суммы щелочей. Это объясняется, вероятно, тем, что натрий способен замещать в силикатных породах лишь одновалентные атомы калия.

Из небольшого количества анализов, приведенных Н. Г. Суминым (рис. 12), видно, что при калиевом метасоматозе (процесс сиенитизации гранитов) вынос из них железа более интенсивен, при натриевом — менее

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/17 : CIA-RDP81-01043R001500020007-2

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/17 : CIA-RDP81-01043R001500020007-2

Таблица 6

Окислы	Сиенит среднезернистый с м-ния Шерегеш в %	Альбитизированный сиенит с м-ния Шерегеш в %	Разность окислов между графами 3 и 2
SiO_2	63,14	65,32	+2,18
TiO_2	0,16	0,36	+0,20
Al_2O_3	17,53	16,64	−0,89
Fe_2O_3	2,54	1,79	−0,37
FeO	нет	0,58	
MnO	0,04	0,07	+0,03
MgO	0,35	0,54	+0,19
CaO	3,45	2,45	−1,00
Na_2O	4,53	10,85	+6,32
K_2O	6,83	0,36	−6,53
H_2O	0,64	0,58	−0,06
P_2O_5	0,19	0,18	−0,01
CO_2	0,36	0,31	−0,05
П. п. п.	—	—	—
Сумма	100,02	100,03	

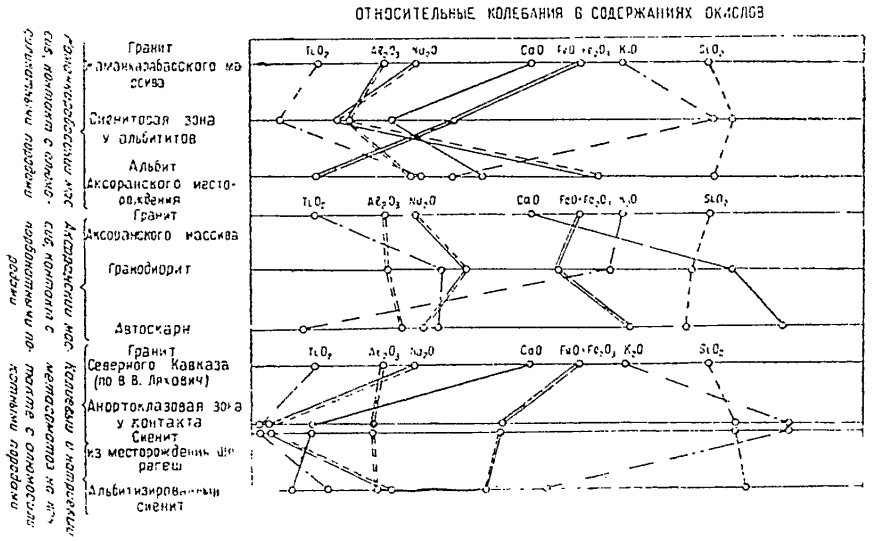


Рис. 12 График изменения процентного содержания окислов в метаморфизованных породах.

значителен. Эти факты позволят предположить, что в процессе калиевого метасоматоза наиболее интенсивная концентрация железа происходит в эндоконтакте сиенитовых массивов на границе с алюмосиликатными породами. Эти процессы, возможно, и способствовали локализации руд на месторождениях горы Высокой, Кирунавера и др. Образование же гранодиоритовых и диоритовых разностей пород на контактах интрузий с известняками не дает оснований для предположения о том, что железо в этих месторождениях выносилось из интрузивных пород.

Как видно из всего изложенного, на Аксоранском полевошпатовом месторождении четко фиксируется щелочной метасоматоз в породах, приводящий к формированию полезных новообразований. О большой роли

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/17 : CIA-RDP81-01043R001500020007-2

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/17 : CIA-RDP81-01043R001500020007-2

этих процессов неоднократно указывалось Д. С. Белянкиным и П. И. Лебедевым (1937 г.).

Основываясь на приведенных выше химических анализах, уместно поставить вопрос: возможно ли в количественных отношениях образование крупных месторождений железа при процессах калиевого и натриевого метасоматоза за счет интрузивных горных пород?

Как видно из химанализов, средний вынос железа только при калиевом метасоматозе в среднем равен 1,36%. Следовательно, из одного кубического метра гранитов при этом процессе выносилось более 30 кг железа. Для образования месторождения с запасами 500 000 т объем метаморфизованных гранитов должен быть равен около 17 млн. куб. м, т. е. куб с ребром около 260 м, что бесспорно возможно в природе.

Таким образом, калиевый и натровый метасоматоз приводит к образованию полевошпатовых и, вполне вероятно, железорудных месторождений и по своему характеру могут быть отнесены к автоскарнированию интрузивных горных пород.

ЛИТЕРАТУРА

1. Ляхович В. В. Об одной особенности контакта гранита с роговиками (Северный Кавказ). Вопросы петрографии и минералогии, изд. АН СССР, 1953.
2. Сумин Н. Г. О натриевом метасоматозе в скарновых железорудных месторождениях Вопросы петрографии и минералогии, изд. АН СССР, 1953.
3. Лебедев П. И. Парагенезис петрографических и железорудных комплексов Труды конференции по генезису руд железа, марганца и алюминия, изд. АН СССР, 1937.

РЕЗЮМЕ

Мақалада автоскарнға жататын дала шпаты кен орнын сыйпаттайды. Дала шпаттық автоскарн калит және натрилық метасоматоз нәтижесінде пайда болған, сонымен қатар интрузиялық тау жыныстарынан темір компоненті тыска кеткен.

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/17 : CIA-RDP81-01043R001500020007-2

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/17 : CIA-RDP81-01043R001500020007-2

ИЗВЕСТИЯ
АКАДЕМИИ НАУК КАЗАХСКОЙ ССР
1956 *Серия геологическая* Вып 22

Г. И. БЕДРОВ

ПОИСКИ РЕДКОМЕТАЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ В ЦЕНТРАЛЬНОМ КАЗАХСТАНЕ ПУТЕМ ИЗУЧЕНИЯ ВТОРИЧНЫХ ОРЕОЛОВ РАССЕИВАНИЯ.[1]

Введение

Большинство месторождений полиметаллов и редких металлов занимает относительно ограниченные участки поверхности и поэтому нередко пропускается в процессе обычных маршрутных исследований. Возможность пропуска месторождений значительно возрастает в районах, перекрытых современными или более древними рыхлыми образованиями. В силу этого в практике поискового дела уже издавна применяются методы, основанные на изучении ореолов рассеяния полезных ископаемых. Среди них широко известны обломочно-речной, обломочно-ледниковый и шлиховой методы, основанные на изучении относительно крупнообломочного материала, и гораздо менее распространен метод спектрометаллометрический, основанный на изучении физико-химических ореолов рассеяния, образуемых в рыхлых отложениях, вокруг различных рудных месторождений. По ряду причин для полупустынных условий Центрального Казахстана метод изучения физико-химических ореолов рассеивания приобретает особую актуальность.

В настоящей статье рассматриваются некоторые вопросы, касающиеся методики поисков редкометальных месторождений в Центральном Казахстане с помощью изучения вторичных эпигенетических ореолов рассеяния, к которым относятся ореолы механические (шлиховые) и физико-химические. В ней совершенно не затрагиваются данные по поискам, базирующимся на изучении первичных ореолов рассеяния, образующихся в коренных породах в период формирования месторождений, а также вторичных сингенетичных ореолов, к числу которых И. И. Гинзбург относит железные шляпы, зоны обеления и иные сходные образования.

Процессы, приводящие к возникновению физико-химических ореолов, изучены пока что недостаточно, поэтому приводящиеся построения, касающиеся деталей их формирования, должны рассматриваться как предположительные схемы.

Следует подчеркнуть также, что шлиховые и физико-химические ореолы связаны между собой взаимопереходами, и поэтому их разделение носит несколько условный характер.

---

[1] Статья была передана в редакцию до появления в Казахстане приказа министра геологии и охраны недр № 466 „О повышении эффективности геологических поисков на основе массового внедрения металлометрии в практику работы всех геологических организаций Министерства".

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/17 : CIA-RDP81-01043R001500020007-2

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/17 : CIA-RDP81-01043R001500020007-2

Некоторые особенности геологического строения Центрального Казахстана

Продолжительное существование Центрального Казахстана в континентальных условиях, которое началось в верхнем палеозое и продолжалось в мезозое и кайнозое, обусловило формирование свойственного ему весьма специфичного рельефа. Характерными элементами последнего являются мелкосопочниковые пространства, разобщенные обширными древними долинами. Широким развитием здесь пользуются слабо всхолмленные площади, на фоне которых возвышаются мелкосопочниковые гряды, имеющие островной характер, и одиночные останцовые сопки. Участки мелкогорья распространены незначительно. Сеть долин имеет, в общем, перисто-ветвящийся характер. Широким развитием на описываемой территории пользуются бессточные депрессии, являющиеся местными базисами эрозии подчас обширных территорий.

Современная гидрографическая сеть развита слабо и характеризуется чертами, свойственными речным системам, переживающим стадию зрелости. Имеющиеся реки в большинстве случаев представляют временные водотоки, деятельность которых оживает лишь весной, тогда как остальное время года поверхностное течение вод в них отсутствует. Эрозионная деятельность их проявляется слабо. Роль современных рек в транспортировке и перераспределении переносимого материала ничтожно мала. Боковые притоки их в большинстве случаев не разработаны.

Центральный Казахстан характеризуется широким развитием разновозрастных рыхлых формирований, которые заполняют здесь древние долины и в значительной степени перекрывают мелкосопочниковые участки. В практике поисковых работ чаще всего приходится сталкиваться с самыми верхними частями этого рыхлого покрова, представленными современными, реже древнечетвертичными отложениями. С ними же связаны здесь все известные россыпи вольфрамита, шеелита и касситерита.[1]

Наиболее широко среди них распространен современный делювий, очень часто сочетающийся с элювиальными, пролювиальными и реже аллювиальными отложениями. Речные долины, как и их притоки, также заполнены делювием. В связи со слабым развитием современной гидрографической сети современный аллювий мало распространен. Он представлен песчаниcтыми, галечниковыми или щебенистыми накоплениями, развитыми вдоль неглубоко врезанных русел.

Разрез новейших делювиальных и делювиально-пролювиальных отложений Центрального Казахстана отличается частой перемежаемостью слагающих его литологических разностей, при одновременной быстрой смене характера разреза и в горизонтальном направлении. Указания на это имеются и в периодической литературе (4).

Третичные и более древние рыхлые отложения не пользуются здесь слишком большим площадным распространением, а современный рыхлый покров характеризуется маломощностью. В большинстве случаев он лежит непосредственно на разрушающихся палеозойских породах. Все это создает благоприятные условия для проведения поисковых исследований при помощи спектрометаллометрии. Этому благоприятствует также и то, что полупустынные климатические условия, свойственные значительной части Центрального Казахстана, обилие здесь солнца и постоянные ветры способствуют подъему минерализованных растворов в верхние части рыхлого покрова.

---

[1] За исключением одного-двух случаев.

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/17 : CIA-RDP81-01043R001500020007-2

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/17 : CIA-RDP81-01043R001500020007-2

Из сказанного очевидно, что методы поисков, проводимых в Центральном Казахстане, должны отличаться от методов, применяемых во многих других районах Союза, характеризующихся мощной, хорошо развитой современной речной сетью и другими особенностями.

Поведение редкометальных месторождений в поверхностных условиях

Среди редкометальных рудопроявлений, известных в Центральном Казахстане, наибольшим распространением пользуются рудопроявления молибдена, вольфрама (вольфрамит, шеелит) и олова, характеризующиеся отсутствием ярко окрашенных первичных и вторичных минералов. Размеры этих рудопроявлений в большинстве случаев невелики. Весьма распространены процессы выщелачивания минералов молибдена и вольфрама из поверхностных частей рудных тел.

Рудопроявление молибдена в некоторых случаях характеризуется тонковкрапленным характером молибденита. Чешуйки последнего могут быть настолько малы, что подчас даже не распознаются невооруженным глазом. Оруденение одного из подобных центрально-казахстанских месторождений представлено тонкой рассеянной сыпью молибденита, придающей вмещающему ее кварцу голубоватый оттенок. Не слишком приметна и обычно встречающаяся молибденовая минерализация, представленная разрозненной вкрапленностью мелких отдельных чешуек или розеток молибденита. Участки рудных тел, характеризующиеся более богатой минерализацией, представленной скоплениями молибденита, размещающимися в массе кварцевого выполнения или вдоль зальбандов жил, легко разрушаются и встречаются редко.

Из вторичных минералов молибдена более всего распространен повеллит, являющийся, как известно, исключительно трудно диагностируемым минералом. Тонкочешуйчатый повеллит, развивающийся по молибдениту, в значительном числе случаев распознается только путем облучения штуфов в катодной установке или реакцией с ксантогенатово-кислым калием. К числу трудно находимых следует отнести также и месторождения вольфрама, в которых последний представлен мелко- и тонковкрапленным шеелитом. Именно такой характер минерализации имеют некоторые штокверковые вольфрамовые месторождения Центрального Казахстана.

Установлено большое значение гипергенного выщелачивания молибденита и вольфрамита в рассматриваемых месторождениях. Глубина зоны интенсивного выноса минералов молибдена из рудных жил достигает 10—15 и более метров. Рудопроявления молибдена, в которых молибденит не затронут процессами выщелачивания, встречаются очень редко. Вольфрамит ряда месторождений на глубину нескольких метров разложен и от него по существу остается только железо-марганцевый каркас, тогда как трехокись вольфрама полностью или почти полностью выносится. Дальнейшее разложение этого минерала приводит к уничтожению и железо-марганцевого остова и в итоге остаются лишь характерные щелевидные пустоты, которые можно наблюдать во многих вольфрамовых месторождениях.

Работами последних лет доказано разрушение и выщелачивание шеелита и замещение его тунгститом и другими вторичными минералами в гипергенной зоне ряда редкометальных месторождений Центрального Казахстана. Характеристика главных факторов, благоприятствующих выщелачиванию молибдена при гипергенных процессах, приводится

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/17 : CIA-RDP81-01043R001500020007-2

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/17 : CIA-RDP81-01043R001500020007-2

Ф. В. Чухровым (15). Он считает, что одной из основных причин интенсивной выщелоченности молибденита явилось то, что «уже в начале мезозоя отдельные месторождения или значительная их часть могли быть вскрыты до такой степени, что в них начались процессы окисления и выщелачивания».

Поиски при помощи шлихового метода

При шлиховом опробовании имеют дело с тяжелой мелкозернистой фракцией тех или иных ценных минералов, которые рассредоточены в рыхлых покровных отложениях, где они образуют ореолы механического (физического) рассеяния

Общеизвестно, что шлиховые ореолы имеют несравнимо большие площадные размеры, чем размеры их коренных источников, поэтому находить их гораздо легче, что, в свою очередь, в огромной степени облегчает отыскание и самих рудопроявлений. Шлиховое опробование является надежным и многократно оправдавшим себя методом при поисках. Однако при поисках молибдена положительных результатов оно не дает, что обусловлено пловучестью основных его минералов (молибденит и повеллит), которые смываются в процессе промывки шлиховых проб. Молибденит и повеллит присутствуют в виде знаков лишь в единичных шлиховых пробах в детально прошлихованных существенно редкометальных районах, несмотря на то, что общее количество отобранных здесь проб исчисляется тысячами и многие из них отбирались в непосредственной близости от разрушающихся молибденоносных жил. Более широко в шлихах этих районов распространен вульфенит, тяготеющий, как правило, к полиметаллическим месторождениям. Для того чтобы сохранить в шлихах молибденит и повеллит, возможно, следует несколько видоизменить обычно применяемую методику их промывки и дальнейшей обработки. Так, например, можно практиковать просмотр серых шлихов в катодных лучах, что приведет к фиксации в них повеллита, а затем уже проводить их окончательную доводку и т. д. Но все подобного рода мероприятия, очевидно, не дадут должного эффекта.

Шлиховое опробование в том виде, в каком оно в большинстве случаев применялось ранее в Центральном Казахстане, не может считаться удовлетворительным.

Отбор проб только лишь вдоль современной гидрографической сети, зачастую непосредственно из поверхностных частей современных русловых отложений, не может дать положительных результатов. Нельзя ждать хороших результатов также и в том случае, если шлихи отбираются только из линий шурфов, задаваемых вкрест простирания древних долин, так как при таком виде опробования шурфовые линии обычно располагаются одна от другой на очень больших расстояниях. Поисковые работы, проведенные в Центральном Казахстане за последние годы, показали, что в сеть пунктов шлихового опробования, кроме основных долин, следует включать также долины второго порядка и впадающие в них многочисленные боковые притоки. В связи с перисто-ветвящимся характером сети долин при таком опробовании достигается сравнительно равномерное перекрытие исследуемых площадей пунктами шлихового опробования. Естественно, что при отборе проб следует все время учитывать особенности геоморфологии и геологического строения участков. Шлиховые карты, составляемые при этом, значительно отличаются от обычных шлиховых карт и несколько напоминают так называемые станнометрические карты (рис. 1).

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/17 : CIA-RDP81-01043R001500020007-2

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/17 : CIA-RDP81-01043R001500020007-2

Для обоснования рациональных глубин пробоотбора нами проведена статистическая обработка данных по 1320 шлиховым пробам, отобранным в пределах одного из районов. Пробы отбирались из различных генетических типов новейших рыхлых формирований, представленных, в ос-

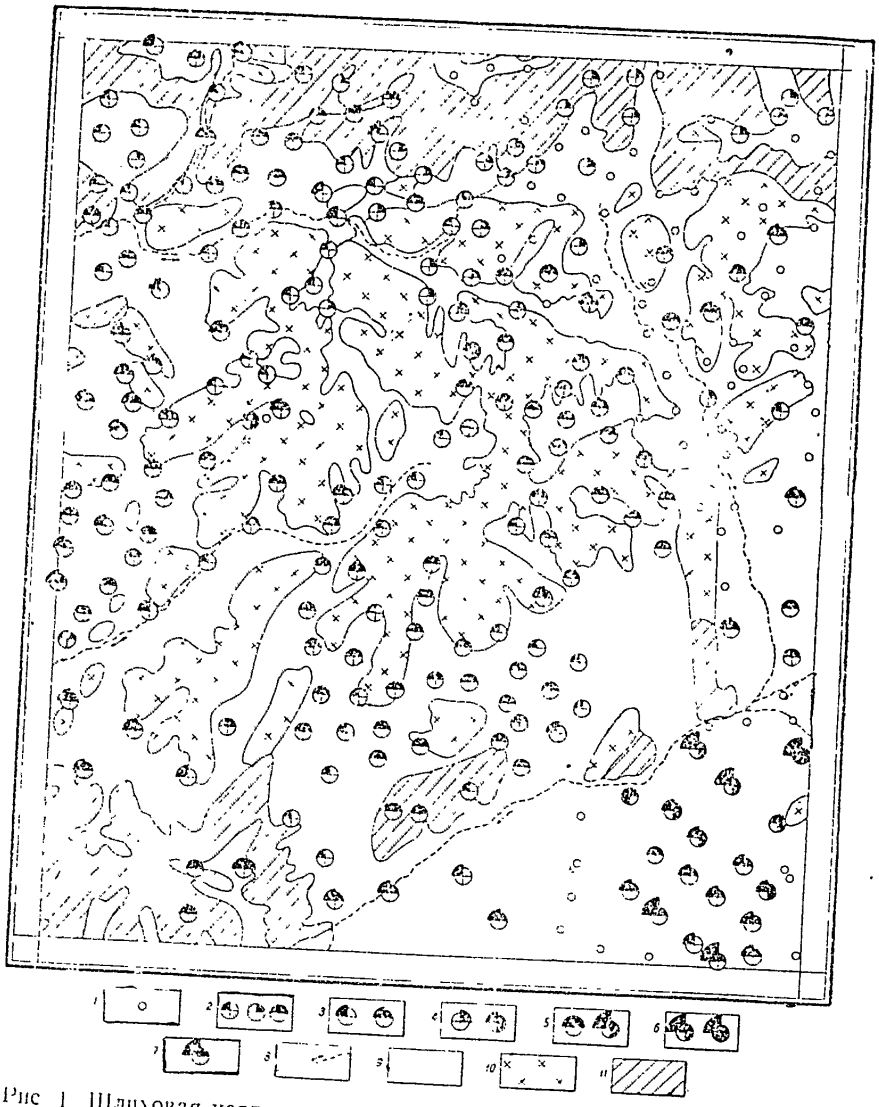


Рис 1 Шлиховая карта участка. Условные обозначения *1* — шлиховые пробы пустые, *2* — шлиховые пробы, содержащие знаки полезных минералов; *3, 4* — шлиховые пробы с повышенными содержаниями полезных минералов; *5, 6, 7* — шлиховые пробы с высокими содержаниями полезных минералов, *8* — временные русла; *9* — современные рыхлые отложения; *10* — граниты варисские, *11* — осадочные и эффузивные породы палеозоя.

новном, делювием в различных сочетаниях с элювием, проловием и аллювием. Условия пробоотбора можно считать типичными для Центрального Казахстана. Отбор шлиховых проб производился бороздовым методом из шурфов, с каждого полуметрового интервала. Объем проб 0,01 куб. м.

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/17 : CIA-RDP81-01043R001500020007-2

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/17 : CIA-RDP81-01043R001500020007-2

Анализ этих данных показал, что процент проб, содержащих касситерит, от общего количества проб, отобранных с каждого отдельного интервала пробоотбора, довольно равномерно повышается с глубиной (рис. 2). Увеличение процента значащих проб с глубиной имеет место и для минералов вольфрама (вольфрамит, шеелит). Резкий скачок в сторону повышения распространенности значащих проб, имеющий место на глубине 3,0—3,5 м, очевидно, случаен и не отражает истинного положения вещей, так как на этом глубинном интервале взято очень небольшое количество проб. Касситерит является наиболее распространенным полезным шлиховым минералом участка и, очевидно, данные по нему наиболее правильно отражают условия распространения шлиховых ми-

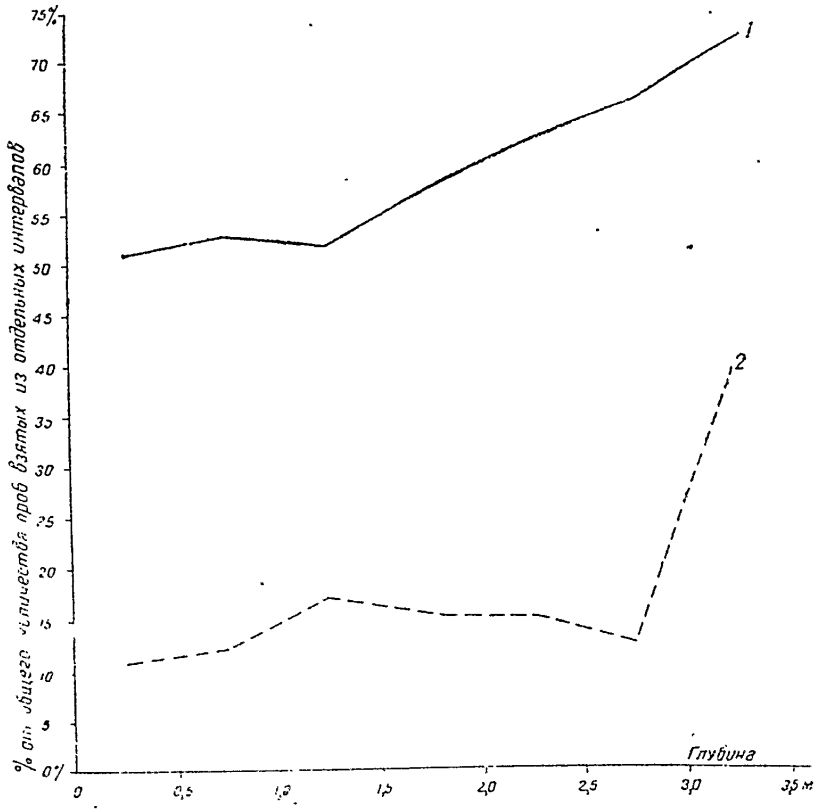


Рис. 2 График распространения вольфрамовых минералов и касситерита в современных рыхлых отложениях в зависимости от глубины пробоотбора. *1* — кривая изменения количества проб, содержащих касситерит, *2* — кривая изменения количества проб, содержащих вольфрамит и шеелит.

нералов в современных рыхлых формированиях района вообще. Приуроченность шлиховых проб, наиболее богатых минералами вольфрама и касситеритом, к самым верхним горизонтам рыхлых отложений участка связана с проявлением процесса своеобразного естественного обогащения, который заключается в том, что из поверхностных делювиальных суглинков, не защищенных растительным покровом, вымыванием временными потоками и выдуванием удаляется пылеватый и наиболее легкий тонкозернистый материал.

Рассмотрение приведенного материала свидетельствует о том, что с увеличением глубины шлихового пробоотбора вероятность встречи цен-

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/17 : CIA-RDP81-01043R001500020007-2

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/17 : CIA-RDP81-01043R001500020007-2

ных шлиховых минералов возрастает не слишком резко. В то же время наиболее богатые шлиховые пробы не имеют тенденции концентрироваться только в самых нижних частях рыхлого покрова. Как и в описываемом случае, они могут сосредоточиваться в самых верхах разреза и могут быть встречены в любой его части, будучи связаны с грубозернистыми песчанистыми горизонтами. Среди более мелкозернистого материала последние располагаются без всякой видимой закономерности.

Наибольший эффект в районе дает шлиховое опробование, в процессе которого пробы отбираются из шурфов. Естественные разрезы здесь редки и использовать их для пробоотбора бывает возможно только в весьма ограниченном числе случаев. Вряд ли целесообразно проходить шурфы большой глубины. Идеальным случаем может считаться достижение шурфами плотика, который представлен либо коренными палеозойскими породами, участками, превращенными в древнюю (мезозойскую) кору выветривания, либо пестроцветными глинами третичного возраста. Вообще при любых обстоятельствах желательно шурфы доводить до отчетливо выраженных песчанистых и гравелитовых горизонтов.

Отбор проб из шурфов можно проводить бороздовым методом по одной из его стенок, с каждого полуметрового интервала. Для облегчения последующих пересчетов удобно, чтобы объем отбираемых шлиховых проб был равен одной сотой кубометра.

Шлиховым опробованием, проведенным по предложенной схеме, будет в достаточной степени освещено распределение шлиховых минералов в современном рыхлом покрове. Для решения вопроса о наличии погребенных россыпей и исследования древнечетвертичных отложений следует в выборочных участках пересекать древние долины профилями мелких буровых скважин.

Кроме минералогического изучения шлиховых проб, следует рекомендовать изучение их в катодной установке и спектрально, что даст немало ценных дополнительных сведений.

Шлиховая изученность Центрального Казахстана далеко еще недостаточна, тем более, что качество проводимых здесь ранее шлиховых работ во многих случаях не может считаться удовлетворительным. Для того чтобы восполнить этот недостаток, предстоит перекрыть этим видом работ огромные площади, что возможно только при условии всемерной механизации этого мероприятия. Последнее мыслится в применении при шлиховом опробовании специализированных автомашин, укомплектованных приспособлениями для проходки мелких шурфов и, возможно, неглубоких буровых скважин. Необходимо также что-либо сделать и в направлении механизации процесса промывки шлиховых проб.

Поиски при помощи изучения физико-химических ореолов

Основные понятия о методике

Сущность поискового метода, основанного на изучении физико-химических ореолов, описана в ряде опубликованных работ (1, 6, 7, 8, 9, 11, 13, 14). Этот метод базируется на исследовании ореолов рассеивания, создающихся в новейших рыхлых формированиях, над разрушающимися месторождениями, а также на некотором удалении от последних. Определение искомых элементов в отбираемых пробах проводится любым из известных методов экспресс-анализа, обладающим достаточной чувствительностью. Опытом доказано, что более всего этим требованиям отвечает спектральный анализ, благодаря чему в практике поисковых работ,

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/17 : CIA-RDP81-01043R001500020007-2

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/17 : CIA-RDP81-01043R001500020007-2

проводимых в СССР, к нему прибегают чаще всего (полуколичественные спектральные определения). Рассматриваемые виды работ относительно новы и для них еще не разработана единая общепринятая терминология. Нам кажется, что наименование металлометрической или геохимической съемки следует сохранить за съемками, целью которых является изучение первичных ореолов рассеивания в коренных породах, тогда как к съемкам, имеющим дело с вторичными ореолами в рыхлых образованиях, более подходит наименование физико-химических, поскольку при их проведении приходится оперировать не только с солевой фазой, но также и с тонкодисперсной частью механической фазы. В Казахстане за этим видом работ твердо укоренилось наименование спектрометаллометрической съемки, в связи с чем мы и сохраняем за ней это название.

Основные понятия о строении ореолов рассеивания, на опробовании и изучении которых основываются спектрометаллометрические съемки, приводятся во временной инструкции по металлометрической съемке Главного геофизического управления Министерства геологии (1). В ней же даются и необходимые сведения по проведению площадных съемок масштаба 1 : 50 000 и более крупных. «Ореолом рассеивания» рекомендуется именовать локальные, располагающиеся вблизи от разрушающихся в современных условиях месторождений зоны, в пределах которых в составе новейших поверхностных отложений отмечаются повышенные содержания ценных элементов месторождения. Здесь же дается определение «потокам рассеяния», под которыми понимаются зоны, отмечающие пути, по которым происходит дальнейшее перемещение обломков пород, содержащих руды из области коренного месторождения в область накопления обломочного материала. Потоки рассеяния также отмечаются повышенными концентрациями ценных элементов, но значительно меньшими, чем в ореолах рассеяния. На еще большем удалении от коренного источника ореолы и потоки рассеяния переходят в нормальное поле рассеяния химических элементов горных пород.

В зависимости от фазы состояния вещества, в котором происходит его рассеивание, ореолы подразделяются на механические и солевые. Механические ореолы образуются тогда, когда компонент представлен устойчивыми в зоне выветривания первичными или вторичными минералами. Солевые ореолы рассеяния связаны с месторождениями, содержащими в своем составе растворимые минералы. А. П. Соловов отмечает, что более всего распространены ореолы сложного типа, в которых одновременно с механическим и солевым рассеянием происходит рассеяние вторичных рудных минералов в форме тонких суспензий и коллоидных растворов (1).

Развитие спектрометаллометрических исследований в Центральном Казахстане

Родиной спектрометаллометрических съемок является Советский Союз. Ранее всего они начали применяться в Восточной Сибири при поисках месторождений оловянных и молибденовых руд. Сравнительно давно этот метод применяется и в Центральном Казахстане, а в настоящее время он получил здесь широкое распространение.

Первая удачная попытка применения изучения физико-химических ореолов в Центральном Казахстане для поисков молибдена была сделана Н. И. Тихомировым и С. Д. Миллером в 1943 г. (11).

В 1945 г. С. Д. Миллер проводит экспериментальные работы по применению спектрометаллометрии для поисков марганцевых руд, которые также дали положительные результаты.

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/17 : CIA-RDP81-01043R001500020007-2

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/17 : CIA-RDP81-01043R001500020007-2

В 1947 г. Г. И. Бедровым и С. Д. Миллером был проведен опыт по выяснению возможности применения спектрометаллометрического метода для поисков молибденовых и иных руд в мелких масштабах. При этом было установлено, что мелкомасштабное спектрометаллометрическое опробование позволяет оконтуривать ореолы распространения вольфрама, олова и молибдена.

Наиболее значительным событием последующих лет в отношении спектрометаллометрических исследований явилось развертывание Среднеазиатским геофизическим трестом (С. Д. Миллер и др.) площадных съемок. Этими исследованиями в Центральном Казахстане были перекрыты крупные участки, что привело к открытию значительного числа рудопроявлений. Одновременно Г. И. Бедров (Казахское геологическое управление) продолжал работы в направлении применения спектрометаллометрии при геологопоисковых работах.

В 1952 г. проводились опыты по применению так называемого «кольцевого» спектрометаллометрического опробования при исследовании на рудоносность массивов вторичных кварцитов и иных образований, имеющих площадное распространение (С. Д. Миллер, Г. И. Бедров), давшие положительные результаты.

Работами 1948 г. была доказана применимость в Центральном Казахстане съемок, основанных на спектральном анализе золы сжигаемых растений для поисков молибдена, вольфрама и олова (С. Д. Миллер и М. Н. Сенилова), а также возможность применения спектрометаллометрии для поисков силикатных никелевых месторождений (С. Д. Миллер).

В последние годы проведено опытное геохимическое картирование первичных ореолов рассеяния рудных полей некоторых центрально-казахстанских месторождений и проводятся работы по изучению соотношений первичных и вторичных ореолов рассеяния (И. И. Гинзбург).

Несмотря на то, что спектрометаллометрические площадные съемки проводятся сейчас в Центральном Казахстане в большом объеме, мелкомасштабные спектрометаллометрические работы здесь в достаточной степени не развернуты. Это является недостатком поисковых и геолого-съемочных работ, проводящихся в настоящее время.

О рациональных глубинах отбора спектрометаллометрических проб

Практикой доказано, что отбор спектрометаллометрических проб в Центральном Казахстане следует проводить из самых верхних горизонтов современных рыхлых отложений. Эти данные были подтверждены и опытными работами, проводимыми нами в одном из редкометальных районов Центрального Казахстана.

Спектрометаллометрические пробы деловня отбирались при этом из шурфов с каждого полуметрового интервала последних. Глубина основной массы шурфов не превышала 3,5 м. Пункты отбора спектрометаллометрических проб совпадали с местами взятия шлиховых проб, данные по которым приведены на рис. 2. Материалы спектрометаллометрического опробования обработаны статистически и данные по ним приведены на рис. 3. Приведенный график построен на основании анализа 1500 спектрометаллометрических проб и, очевидно, он более или менее точно отражает характер распределения некоторых ценных элементов в новейших рыхлых формированиях района.

В рассматриваемом случае молибден установлен в большом числе спектрометаллометрических проб, тогда как в шлиховых пробах он прак-

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/17 : CIA-RDP81-01043R001500020007-2

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/17 : CIA-RDP81-01043R001500020007-2

тически отсутствовал. Количество спектрометаллометрических проб с наиболее высокими содержаниями молибдена в рыхлых отложениях с глубиной уменьшается. Процент проб, содержащих любые количества молибдена, в том числе и следы от общего количества проб, отобранных на данном интервале пробоотбора, с глубиной уменьшается (рис. 3). Сле-

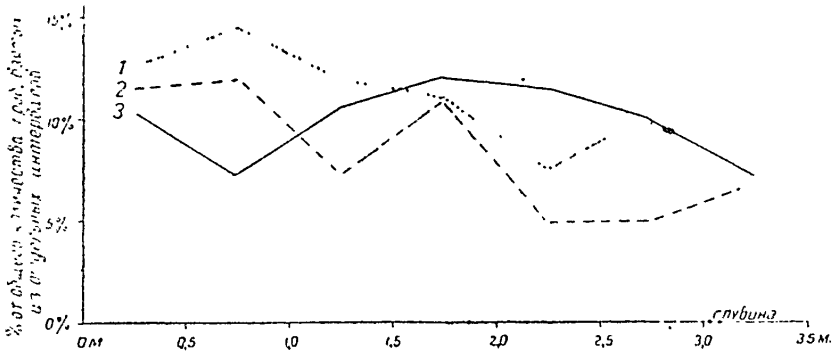


Рис. 3. График распространения W, Mo и Sn в современных рыхлых отложениях в зависимости от глубины отбора спектрометаллометрических проб. *1* — кривая изменения количества проб, содержащих молибден; *2* — кривая изменения количества проб, содержащих вольфрам; *3* — кривая изменения количества проб, содержащих олово.

довательно, степень вероятности встретить молибден в процессе спектрометаллометрического опробования с глубиной уменьшается. Из сказанного видно, что при спектрометаллометрических исследованиях, ориентированных на поиски молибдена и проводимых в сходных с описываемыми условиях, пробы следует отбирать из самых верхних горизонтов рыхлого покрова.

Наиболее богатые спектрометаллометрические пробы с вольфрамом концентрируются в верхних частях рыхлого покрова. Процент значащих проб с вольфрамом от общего числа проб с данного интервала с глубиной уменьшается (рис. 3). Следовательно, так же как и при поисках молибдена, спектрометаллометрические пробы следует отбирать из наиболее верхних горизонтов рыхлого покрова.

Процент проб, содержащих повышенные количества олова, с глубиной меняется, но неравномерно и в общем колеблется около одного уровня С углублением не наблюдается ни заметного увеличения, ни уменьшения содержания олова в спектрометаллометрических пробах. Процент значащих спектрометаллометрических проб, содержащих любые количества олова, с глубиной меняется незакономерно (рис. 3). Ни увеличения, ни уменьшения количества значащих проб с глубиной не намечается. Полученные данные показывают, что в исследованном районе не наблюдается обогащения оловом верхних горизонтов рыхлого покрова. Одновременно не наблюдается и повышения степени распространенности олова с глубиной. Очевидно, олово, входящее в состав физико-химического ореола (тонкозернистая фракция), относительно равномерно распределено в вертикальном разрезе рыхлых отложений. В силу этого практически безразлично, на какой глубине отбирать спектрометаллометрические пробы при поисках олова в подобных условиях. Экономически выгоднее отбор проб производить из верхних горизонтов.

Соотношения шлиховых и физико-химических ореолов

Участки коренной рудной минерализации окружены вторичными ореолами и потоками рассеивания — шлиховыми и физико-химическими.

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/17 : CIA-RDP81-01043R001500020007-2

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/17 : CIA-RDP81-01043R001500020007-2

Физико-химическим ореолам и потокам в условиях Центрального Казахстана свойственны повышенные концентрации молибдена, вольфрама и некоторых других элементов в поверхностных горизонтах рыхлых формирований. Физико-химические потоки рассеяния вольфрама и олова в плане занимают бо́льшие площади, чем поля распространения шеелита, вольфрамита и касситерита, слагающие шлиховые ореолы и, кроме того, они несколько смещены по отношению к ним. Это горизонтальное смещение физико-химических потоков рассеяния по отношению к шлиховым подчинено определенной закономерности. Первые как бы опережают вторые, располагаясь на больших удалениях от коренных рудопроявлений олова и вольфрама, причем смещение физико-химических потоков направлено в сторону общего снижения рельефа того или иного участка.

Для вольфрама наблюдается отчетливое вертикальное смещение его физико-химического ореола по отношению к шлиховому. Оно заключается в том, что физико-химический ореол как бы поднят к приповерхностным горизонтам рыхлых образований, тогда как шлиховой ореол, наоборот, тяготеет к их низам. Формирование этих ореолов происходит по различным законам и в итоге приводит к противоположным результатам. Шлиховые ореолы характеризуются стремлением создавать повышенные концентрации в нижних частях рыхлого покрова, тогда как физико-химические ореолы обладают тенденцией к повышению концентрации компонентов в поверхностных частях последнего.

Для олова также имеет место некоторое смещение ореолов. Характер его в основных чертах тот же, что и для вольфрама, но оно не столь четко выражено.

Сопоставление результатов шлихового и спектрометаллометрического опробования, проведенных из одних и тех же пунктов пробоотбора, показывает, что степень распространенности вольфрамовых минералов (вольфрамит, шеелит) в шлихах несколько выше, чем вольфрама в пробах спектрометаллометрических. Вольфрамит и шеелит встречаются в 14% от общего количества шлиховых проб, а вольфрам в 10% от числа всех проб спектрометаллометрических. Это свидетельствует о том, что в данных и сходных с ними условиях спектрометаллометрический метод, наравне со шлиховым, может быть применен и для поисков вольфрама.

Степень распространенности касситерита в шлиховых пробах несравненно выше распространения олова в пробах спектрометаллометрических, отобранных в тех же пунктах и с тех же глубинных интервалов. В спектрометаллометрических пробах олово присутствует лишь в 10% проб, тогда как в шлиховых пробах оно известно в 65% общего их количества. Характерно также то, что содержание касситерита в шлиховых пробах относительно более высокое, чем олова в пробах спектрометаллометрических. Таким образом, в рассматриваемых условиях шлиховой метод представляется наиболее приемлемым для поисков месторождений этого элемента. Следует учитывать, что рудопроявления олова в районе представлены кварцево-касситеритовой формацией. Естественно, что существенно иная картина будет для районов распространения месторождений олова сульфидно-касситеритовой формации. Так, Б. Л. Флеров указывает, что «сульфидные жилы с микровкрапленностью касситерита россыпей, как правило, не дают».

Для поисков месторождений молибденита шлиховое опробование мало приемлемо, так как ведущие минералы этого элемента (молибденит и повеллит) шлиховым опробованием обычно не улавливаются. В то же время спектрометаллометрия дает по молибдену хорошие результаты.

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/17 : CIA-RDP81-01043R001500020007-2

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/17 : CIA-RDP81-01043R001500020007-2

Условия формирования вторичных ореолов рассеяния молибдена, вольфрама и олова

Формирование ореолов рассеяния

Процессы рассеяния рудных компонентов во вторичных ореолах детально пока не изучены. Принято считать, что вторичные ореолы рассеяния молибденовых месторождений относятся к числу сложных, характеризующихся тем, что в рыхлых образованиях молибден присутствует в виде обломков первичных (молибденит) и вторичных (повеллит и ферримолибдит) минералов, а также в виде растворимых соединений. По Л. П Соловову, наблюдаемое обогащение молибденом верхних горизонтов рыхлых отложений объясняется непрерывно идущим процессом диффузионного рассеивания растворимых соединений, при котором в поверхностном слое, с одной стороны, образуются устойчивые молибдаты, с другой — имеет место обычное устойчивое засоление почв, характерное для местных климатических условий. И. И. Чупилин отмечает, что образовавшиеся разнообразные соли молибдена частично перемещаются к поверхности под влиянием капиллярных сил, чему способствует инсоляция, ветер и повышенная температура, т. е. то, в чем нет недостатка в Центральном Казахстане. Мельчайшие частицы молибденовых минералов перемещаются механическим путем. Совокупность всех этих процессов в итоге приводит к концентрации молибдена в рыхлых отложениях над разрушенными рудными телами и особенно в самом верхнем их слое. Степень выщелачивания молибдена из верхних частей разрушаемых рудных тел может быть очень высокой. Так, по данным С. Д Миллера и Н. И. Тихомирова (11), содержания молибдена в рыхлых формированиях над некоторыми рудными телами значительно превосходят содержания его в кварце из выветрелых участков жил.

Очевидно, по сходной схеме происходит формирование физико-химических ореолов в рыхлых отложениях и над разрушающимися вольфрамовыми месторождениями. В процессе разрушения рудных тел, содержащих вольфрам, происходит дифференциация его на вольфрам, входящий в состав шлиховых ореолов (собственно механических) и ореолов физико-химических. В первой форме вольфрам обладает способностью совершать длительные горизонтальные перемещения и тенденцией достигнуть все более и более низких горизонтов современных рыхлых формирований.

Ореолы рассеивания олова относятся к числу механических, в которых оно присутствует в виде устойчивого в поверхностных условиях касситерита. Тонко измельченный касситерит, видимо, также приобретает некоторую способность к вертикальным — восходящим — перемещениям. Однако возможности эти, по всей вероятности, ограничены, так как описанные выше опытные работы показали, что увеличения концентрации олова в верхних горизонтах рыхлых отложений не наблюдалось. Повышенные концентрации олова отмечаются в золе растений участка, в непосредственной близости от коренного источника (С. Д. Миллер и М. Н. Сенилова).

То, что олово не проявляет тенденции к предпочтительной концентрации в верхних горизонтах рыхлого покрова, подтверждает предположение, что именно наличию солевой фазы молибдена и вольфрама мы, в основном, обязаны повышенному содержанию их в верхних горизонтах.

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/17 : CIA-RDP81-01043R001500020007-2

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/17 : CIA-RDP81-01043R001500020007-2

Формирование потоков рассеивания

При формировании потоков рассеивания горизонтальные перемещения играют бо́льшую роль, чем это имеет место в ореолах рассеяния. Потоки и ореолы рассеяния связаны между собой постепенными переходами; разграничение их затруднено и в значительной мере условно. Зачастую трудно сказать, принесены ли молибден, вольфрам и олово издалека, из уже известных коренных месторождений, или их источник располагается поблизости, но скрыт под рыхлыми отложениями. Как уже отмечалось выше, потоки рассеяния отличаются более низкими содержаниями полезных компонентов, чем те, которые свойственны ореолам рассеяния. Последнее объясняется тем, что здесь нет пополнения рудными компонентами за счет разрушающихся рудных тел месторождений. Создание потоков рассеяния связывается с разрушением соответствующих рудных минералов, входящих в состав шлиховых ореолов, предварительно претерпевших горизонтальное перемещение. Возможно, что количества этих элементов в рыхлых формированиях пополняются за счет рассеянного оруденения в породах, окружающих рудные участки, т. е за счет ореолов первичного рассеяния.

При поисковых работах чаще всего приходится сталкиваться с потоками рассеяния. Установлено, что в Центральном Казахстане потоки, так же как и ореолы рассеяния, характеризуются повышенными содержаниями вольфрама и молибдена в верхних частях рыхлых отложений.

Горизонтальная транспортировка молибдена при формировании потоков рассеяния осуществляется, очевидно, перемещением его вместе со всей массой рыхлых образований в виде минеральных частиц и солевой фазы и путем перемещения его по поверхности в виде растворимых соединений или мелких частичек вторичных минералов под воздействием агентов смыва и раздувания. Основную роль играет, повидимому, перемещение его вместе с массой делювия. Частицы сульфидного молибдена и его молибдаты могут присутствовать здесь как в виде крупных зерен, входящих в состав шлиховых ореолов, так и в виде фракций, подчиняющихся законам формирования ореолов физико-химических. Крупные зерна в массе рыхлых отложений распределяются относительно равномерно, что связано с их «иловучестью», обусловленной тонкочешуйчатой формой и относительно малым удельным весом. По мере удаления от коренного источника все более и более возрастает процент тонкодисперсной и солевой фракции.

По сходной схеме, очевидно, происходит миграция и вольфрама. Воздействие физико-химических факторов (механическое истирание, действие кислот и других природных реагентов) на горизонтально перемещающиеся вместе со всей массой делювия обломки минералов (вольфрамит, шеелит) приводят в конечном счете к тому, что все большее их количество перемалывается или переходит в растворимое состояние, приобретая тем самым способность к вертикальным восходящим перемещениям. Таким образом, в массе делювия образуются два горизонта, обогащенные вольфрамом. Один из них располагается в наиболее нижних частях разреза, создаваясь за счет концентрации более крупнообломочных зерен вольфрамита и шеелита, входящих в состав шлихового ореола, тогда как второй приурочен к наиболее верхней его части.

Только нижние части рыхлых образований, в которых размещаются потоки рассеяния, обогащены оловом, что обусловлено концентрацией здесь крупнообломочного касситерита, подчиняющегося законам распределения минеральных зерен в россыпях (влияние гравитационной диф-

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/17 : CIA-RDP81-01043R001500020007-2

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/17 : CIA-RDP81-01043R001500020007-2

ференциации). Во всей остальной части рыхлых отложений олово распределяется более или менее равномерно.

Рекомендации по применению спектрометаллометрических съемок

Спектрометаллометрические съемки, проводимые в Центральном Казахстане геофизическими организациями (М. Д. Морозов, С. Д. Мюллер и др.), зарекомендовали себя как вполне надежный и весьма эффективный метод для поисков разнообразных месторождений (W, Mo, Sn, Pb, Zn, Cu, Mn, Ni).

Перекрытие спектрометаллометрическими съемками рудных районов, ранее детально исследованных другими методами, в ряде случаев приводило к открытию неизвестных ранее рудопроявлений. Одновременно фиксировались все ранее известные здесь, подчас весьма разнообразные проявления рудной минерализации и в том числе даже мелкие. Подтверждением достоверности этих съемок является совпадение (в основных чертах) контуров ореолов рассеяния тех или иных металлов, фиксируемых съемками различных масштабов.

Наряду с перечисленными достоинствами, спектрометаллометрические съемки, проводящиеся сейчас в характеризуемом районе, не лишены некоторых недостатков. Работы эти ведутся недостаточно комплексно, так как они, как правило, не сопровождаются надлежащим количеством шлиховых, штуфных и протолочковых проб. Составляемые геологические карты отличаются схематичностью. Отбор спектрометаллометрических проб проводится по трафаретным сеткам, густота которых не меняется в зависимости от поисковой значимости исследуемых участков. Геофизическими организациями для проведения спектрометаллометрических съемок топографическим путем разбивается весьма детальная и дорогостоящая опорная сеть, которая очень быстро приходит в негодность и не может быть использована геологами для съемки. Отсутствует преемственность масштабов. Детальными съемками перекрываются площади, измеряющиеся тысячами квадратных километров, но им не предшествуют спектрометаллометрические съемки более мелких масштабов. Последнее способствовало бы исключению из опробования мало перспективных площадей. В существующей временной инструкции по металлометрической съемке (1) приведены все необходимые сведения по методике проведения съемок различных масштабов.

Площадные спектрометаллометрические съемки мелких масштабов должны вестись в общем комплексе поисковых и геологосъемочных работ, параллельно с ними и даже несколько их опережая. Спектрометаллометрия должна проводиться или теми же организациями, которыми выполняется остальной комплекс работ, или геофизиками, работающими с ними в очень тесной увязке. Во всяком случае этот вид работ наравне со шлиховым опробованием следует считать *обязательным* поисковым методом, сопровождающим геологические съемки. Общая спектрометаллометрическая заснятость Центрального Казахстана мала, в связи с чем этот вид работ, так же как и шлиховые съемки, следует здесь усиленно форсировать.

Мелкомасштабное спектрометаллометрическое опробование (1 : 100 000 и 1 : 200 000) может проводиться двумя методами. При работе по первому методу спектрометаллометрические пробы отбираются з

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/17 : CIA-RDP81-01043R001500020007-2

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/17 : CIA-RDP81-01043R001500020007-2

процессе выполнения прочих геологических исследований и не требуют для своего проведения таких дополнительных мероприятий, как разбивка сети.

При втором методе разбивается опорная сеть (правда, значительно разреженная в сравнении с масштабом 1 : 50 000), а отбор проб осуществляется специализированными отрядами по схеме, предлагаемой временной инструкцией Главного геофизического управления (1).

Первый из этих методов привлекает своей доступностью и дешевизной, так как при нем не требуется разбивка дорогостоящей сети, а сама работа ведется попутно с выполнением остальных геологических работ, и тем, что в этом случае пробы отбираются с учетом геологической обстановки, то есть более осмысленно. Однако, работая по этому методу, трудно добиться достаточной густоты сети пунктов пробоотбора, а привязка последних не будет такой точной, как при специализированных спектрометаллометрических съемках.

При такого рода работах пробы отбирались во время геологических маршрутов и при шлиховом опробовании, чем достигалось довольно равномерное перекрытие спектрометаллометрическим опробованием обследуемых площадей.

Спектрометаллометрические пробы, отбираемые около обнажающихся жил кварца или их развалов, должны располагаться возможно ближе к жильным телам или непосредственно среди их развалов. При опробовании жильных тел следует отбирать не одну пробу, а несколько, располагая их по длине жилы в соответствии с условиями каждого отдельного случая (наличие полостей выщелачивания, охр и т. д.). В случае, если исследуемые рудопроявления имеют вид сравнительно мощных линейно вытянутых зон, спектрометаллометрическое опробование уместно проводить вдоль профилей, расположенных вкрест их простирания.

Повышенные содержания в спектрометаллометрических пробах одновременно нескольких элементов (например W, Mo, Bi) являются весьма надежным указанием на то, что пункты пробоотбора представляют значительный интерес.

Естественно, что при проведении спектрометаллометрического опробования попутно с геологическими маршрутами трудно добиться достаточно густой сети пробоотбора, в связи с чем опасность пропуска рудопроявлений на исследуемой площади увеличивается. Однако ореолы и потоки рассеяния вокруг крупных месторождений, так же как и потоки рассеяния вокруг групп рудопроявлений и рудоносных интрузий, при этом будут фиксироваться; будут открываться также и некоторые рудопроявления. Во всяком случае эти работы, проведенные вместе со шлиховым опробованием и прочим комплексом геологопоисковых работ, позволят дать району объективную оценку в смысле перспектив его металлоносности и дадут материал для решения вопроса о необходимости постановки в его пределах поисков более крупного масштаба.

Очевидно, в зависимости от обстоятельств, при мелкомасштабных исследованиях следует прибегать как к попутной, так и специализированной спектрометаллометрии. Для того чтобы сделать последнюю доступной широкому кругу геологических организаций, ее надлежит в значительной мере упростить. Это особенно касается разбивки топографического обоснования, которая является сложной и дорогостоящей операцией.

Исходя из опыта, полученного в результате площадных спектрометаллометрических съемок, можно считать, что для специализированных

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/17 : CIA-RDP81-01043R001500020007-2

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/17 : CIA-RDP81-01043R001500020007-2

съемок вполне приемлемой может быть сеть пробоотбора 1000×100 м при работах в масштабе 1 : 100 000 и соответственно 2000×200 м при двухсоттысячных съемках.

Для проверки достоверности этого предположения Средне-Азиатским трестом (С. Д. Миллер) был проведен опыт составления карт изоконцентраций по материалам спектрометаллометрических съемок, но не по всем отобранным пробам, а по сокращенному их числу, причем сокращение числа проб проводилось пропорционально избираемому масштабу.

Методика пробоотбора при спектрометаллометрических исследованиях мелкого масштаба аналогична методике, применяемой при съемках более крупных масштабов (1). Отбор проб производится из мелких закопушек, проходимых в верхних частях рыхлых формирований (не глубже 0,3 м).

Весьма желательным условием при проведении спектрометаллометрических работ любых масштабов является проведение анализов на месте в процессе поисков.

По данным полуколичественного спектрального анализа проб, отобранных при специализированных спектрометаллометрических исследованиях мелкого масштаба, составляются карты изоконцентраций полезных элементов. Первым этапом для графического оформления материалов по спектрометаллометрическому опробованию, проведенному при геологическом маршрутировании и шлиховом опробовании, является составление карт, сходных с картами шлихового опробования. Позднее на этих картах или на прикладываемых к ним восковках следует выделять поля распространения ценных элементов. Данные опробования, проведенного вдоль линейно вытянутых минерализованных зон или вкрест их простирания, оформляются в виде профилей содержаний (1, 11).

Выводы

1. Некоторые особенности Центрального Казахстана, заключающиеся в широком распространении здесь мелкосопочниковых пространств и обширных слабо всхолмленных площадей при чрезвычайно слабом развитии современной гидрографической сети и перекрытости древних долин и мелкосопочниковых пространств современным делювием, при незначительном развитии современного аллювия, обусловливают то, что методика проводимых здесь поисковых работ должна иметь некоторые отличительные особенности. Так, например, шлиховое опробование следует проводить путем охвата им возможно большего числа второстепенных долин и мелких логов, добиваясь сравнительно равномерного охвата исследуемых площадей сетью шлихового пробоотбора. Хорошая проходимость этого региона делает возможным проведение площадного шлихового опробования с применением автотранспорта и малой механизации. Отбор шлихов рекомендуется проводить из мелких шурфов.

2. Физико-химический метод поисков или, как его называют, спектрометаллометрический, с успехом применяется в Казахстане при площадных исследованиях, проводимых в масштабе 1 : 50 000 и более крупных. С его помощью за последние годы здесь открыто значительное количество разнообразных рудопроявлений. Однако мелкомасштабные спектрометаллометрические исследования, несмотря на весьма благоприятные условия для их проведения, не получили здесь до настоящего

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/17 : CIA-RDP81-01043R001500020007-2

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/17 : CIA-RDP81-01043R001500020007-2

времени должного распространения. Особенно важно, что спектрометаллометрический метод может быть применен для поисков месторождений молибдена, которые по ряду причин являются весьма трудными поисковыми объектами. Проведению спектрометаллометрических съемок в Центральном Казахстане способствуют процессы перераспределения W, Mo и других элементов в современных рыхлых отложениях, приводящие, в конечном счете, к преимущественной концентрации их в самых верхних горизонтах рыхлого покрова.

3. Можно надеяться, что планомерные шлиховые и спектрометаллометрические съемки, проведение которых, так же как и иных видов поисковых работ, в Центральном Казахстане следует всемерно форсировать, приведут к открытию новых месторождений. Кроме того, эти работы, проведенные на обширных площадях и с большой детальностью, дадут неоценимый материал для металлогенических и прогнозных построений.

ЛИТЕРАТУРА

1. Временная инструкция по металлометрической съемке. Составлена А. П. Солововым на основе материалов Н. И. Сафронова, С. Д. Миллера, Е. А. Сергеева и А. П. Соловова, Госгеолиздат, 1951.
2. Ицикson М. И. Шлиховое опробование при геологической съемке и обзорных поисках. Госгеолиздат, 1953.
3. Кассин Н. Г. Материалы по палеогеографии Казахстана. Алма-Ата, 1947.
4. Куликов П. А. Условия образования вольфрамовых россыпей в Центральном Казахстане. Советская геология № 31, 1948.
5. Геохимические методы поисков рудных месторождений. Сборник статей. Изд. ИЛ, Москва, 1954.
6. Сергеев Е. А., Соловов А. П. Ионный метод геофизических поисков. Материалы по геофизике, ЦНИГРИ, № 3, 1937.
7. Сергеев Е. А. Физико-химический метод поисков рудных залежей. Материалы ВСЕГЕИ, Геофизика, сб. 9—10, Госгеолиздат, 1941.
8. Софронов Н. И., Родионов П. Ф. К вопросу о современном состоянии электрометрических методов прикладной геофизики и их задачи в области цветных металлов. Проблемы советской геологии, № 4, 1936.
9. Софронов Н. И. К вопросу об ореолах рассеяния месторождений полезных ископаемых и их использование при поисках и разведке. Проблемы советской геологии № 4, 1936.
10. Смирнов С. С. Зона окисления сульфидных месторождений. Академиздат, 1951.
11. Тихомиров Н. И., Миллер С. Д. О физико-химическом методе поисков молибдена в условиях полупустынного климата на территории Северного Прибалхашья. Разведка недр № 2, 1946.
12. Флеров Б. Л. Применение оловометрической съемки при поисках коренных месторождений олова. Редкие металлы № 1, 1935.
13. Флеров Б. Л. К методике поисков коренных месторождений олова. Советская геология № 10, 1938.
14. Ферсман Е. А. Геохимические и минералогические методы поисков. Избранные труды, том II, изд. АН СССР, М., 1953.
15. Чухров Ф. В. Значение выщелачивания молибдена в Центральном Казахстане. Советская геология, сб. 14—15, 1947.

РЕЗЮМЕ

Мақалада кен іздеу жұмыстарына байланысты Орталық Қазақстанның геологиялық құрылыстарының кейбір ерекшеліктерін сыйпаттайды. Кеннің екінші шашыранды ореолын пайдалана отырып сирек металл кен орындарын іздеу жолдары көрсетілген.

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/17 : CIA-RDP81-01043R001500020007-2

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/17 : CIA-RDP81-01043R001500020007-2

ИЗВЕСТИЯ
АКАДЕМИИ НАУК КАЗАХСКОЙ ССР
1956 *Серия геологическая* Вып. 22

Г. Б. ЖИЛИНСКИЙ

ОБЗОРНЫЕ ШЛИХОВЫЕ КАРТЫ

Известно, что шлиховым методом поисков стали успешно пользоваться давно, но шлиховые карты — как наиболее совершенный, максимально простой и предельно наглядный способ графического выражения его результатов — стали входить в обиход геологов-поисковиков сравнительно недавно.

Не останавливаясь на истории данного вопроса, отмечу только, что у нас в Союзе шлиховые карты стали широко применяться примерно с 1930-х годов. Первоначально они предназначались только для графической документации поисковых проб без отражения результатов шлихового опробования. Затем по мере улучшения метода поисков совершенствовались и шлиховые карты. Современные шлиховые карты представляют собой уже весьма полное отражение не только непосредственных результатов шлиховых поисков, но и всех других данных, необходимых для перспективной оценки района и для эффективного направления дальнейших поисков.

Все сказанное выше относится, в основном, к так называемым *первичным*, или детальным, *поисково-шлиховым картам. Обзорные*, или сводные, *шлиховые карты* пока еще не получили широкого распространения, хотя для некоторых районов страны такие карты известны, и они сыграли там положительную роль в рациональном планировании и эффективном направлении дальнейших поисков месторождений золота и редких металлов Следует отметить, что методика составления первичных (детальных) шлиховых карт в настоящее время хорошо разработана. Кроме того, такие карты могут составляться с большими отклонениями от общепринятых стандартов. Их графическое выражение может меняться в зависимости от конкретных геологических особенностей того или иного района, от вида и количества полезных ископаемых, на которые велись поиски, от детальности поисковых работ и методики поискового опробования и т. д. и т. п.

Но все же при составлении детальных шлиховых карт обычно строго придерживаются следующих общепринятых правил:

1. Детальные шлиховые карты составляются в том же масштабе (или крупнее), в котором проводилось геологическое картирование и поиски.

2. Основой для детальной шлиховой карты обычно является кондиционная геологическая карта на топографической основе. Геологическая нагрузка таких карт обычно выполняется в бледных тонах (фоном) и иногда дополняется геоморфологическими данными.

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/17 : CIA-RDP81-01043R001500020007-2

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/17 : CIA-RDP81-01043R001500020007-2

3. На детальные шлиховые карты наносятся все поисковые пробы. Для каждой пробы указывается ее номер и условия пробоотбора в данном месте, полный состав и количество каждого полезного компонента по результатам анализа шлихов, а также другие первичные данные.

4. Детальные шлиховые карты сопровождаются пояснительным текстом и *полными данными анализов*, сведенными в таблицы результатов шлихового опробования.

Вопросы, касающиеся методики составления детальных (первичных) шлиховых карт, более или менее подробно освещены в опубликованной по этому вопросу литературе (1, 2 и др.). Необходимо только отметить, что в брошюре М. И. Ицикcона «Шлиховое опробование при геологической съемке и обзорных поисках», в порядке обсуждения, приводятся методические указания по составлению шлиховых карт масштаба от 1 : 50 000 до 1 : 1 000 000, но не обзорных, а первичных карт, отражающих непосредственные результаты проведенных в этом масштабе поисков. Следовательно, они по типу своему и по назначению полностью относятся к категории детальных карт. Такие карты (рис. 1), несмотря на мелкие масштабы, не отвечают назначению обзорных карт из-за перегруженности второстепенными первичными данными (пустые пробы, элементы геоморфологии, контуры долин и т. д.).

Опыт составления обзорных шлиховых карт в Институте геологических наук АН КазССР показал, что обзорные шлиховые карты, предназначаемые в конечной цели для прогнозов, должны удовлетворять следующим основным требованиям:

1. Основой для обзорных шлиховых карт должна служить схематизированная структурно-геологическая карта, составленная применительно к главной цели, т. е. прогнозам.

2. Геолого-структурная основа обзорной шлиховой карты должна быть дополнена специальной металлогенической нагрузкой, имеющей отношение к прогнозам, на тот или иной вид полезных ископаемых.

3. Данные шлихового опробования, предварительно систематизированные и обобщенные, наносятся на обзорную шлиховую карту в усредненных показателях в виде ореолов устойчивого рассеяния минералов интересующего нас полезного ископаемого.

4. На обзорной шлиховой карте, кроме того, отражаются систематизированные данные по результатам поисковых работ другими методами (металлометрия, гравиометрия, аэромагнитометрия, магнитометрия, обломочно-речной и валунно-ледниковый метод и т. д.).

5. На обзорной шлиховой карте оконтуриваются перспективные площади по данному виду полезных ископаемых с указанием на возможный генетический тип предполагаемых месторождений.

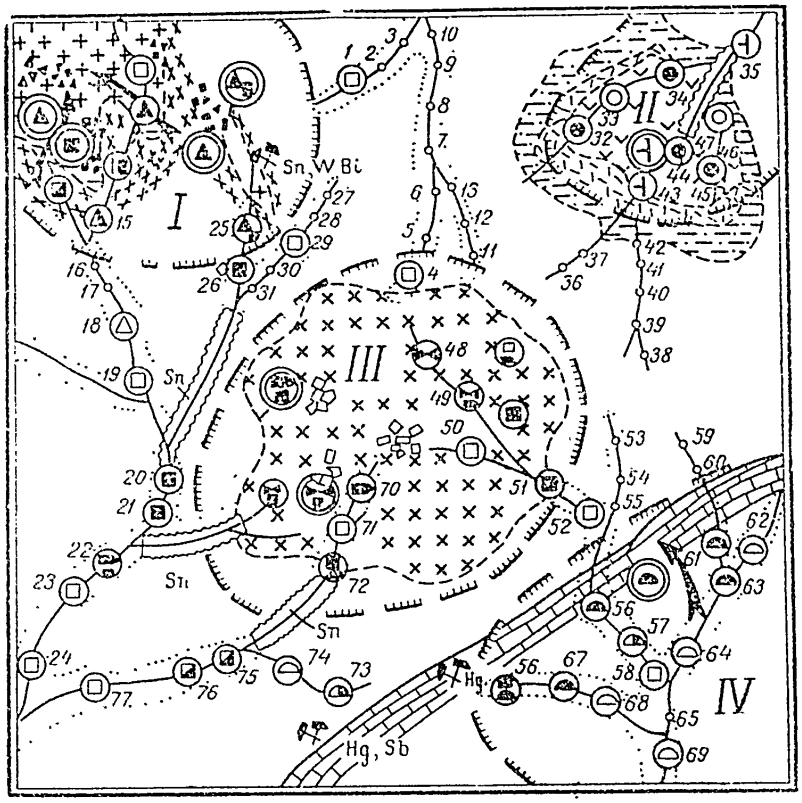
Следовательно, принципиальное отличие обзорных шлиховых карт от первичных заключается в следующем.

1. Обзорные карты составляются только на один-два или группу близких по генетическим особенностям минералов, а не на весь комплекс полезных минералов, встречающихся в шлихах. Возможно, конечно, составление и комплексных обзорных шлиховых карт на все встречающиеся в шлихах минералы, но опыт таких работ показал, что карты в этом случае теряют свою целеустремленность и наглядность. Поэтому целесообразнее составлять несколько параллельных карт на разные полезные ископаемые, которые при желании или необходимости можно легко объединить в одну сводную (комплексную) карту.

2. На обзорные карты наносятся не все поисковые пробы и не отдельные пробы, а целые группы (семейства) поисковых проб, образующих ореолы рассеивания искомых минералов

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/17 : CIA-RDP81-01043R001500020007-2

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/17 : CIA-RDP81-01043R001500020007-2



0.5 0 0.5 1.0 1.5 км

Аляскитовые граниты — Мраморы. — Дуниты, Пироксениты, Габбро — Платиноносный комплекс

Средние граниты. — Контактовые роговики. — Тектонические нарушения

Минералы шлиховых проб
(знаки минералов)

Касситерит — Вольфрамит — Киноварь
Платина — Висмутин — Хромит
Колумбит — Сподумен — Антимонит

Количественное содержание минералов в шлихах

Весовое содержание и т д. — Десятки зерен и т д. — Единичные зерна и т.д.

Характер отложений, из которых взяты пробы

Аллювий — Элювий - делювий. — Граница аллювия.

Месторождения и признаки рудоносности

Коренные месторождения; Hg-ртути; Hg, Sb-сурьмяно-ртутные, Sn, W, Bi-Висмуто-вольфрамо-оловянные.

Свалы грейзенов — Свалы пегматитов — Свалы кварца

Россыпи (Sn-оловоносные, Pt-платиноносные) — Направление поисков коренного месторождения — I-IV Главнейшие ореолы рассеяния.

Рис 1. Образец одного из вариантов детальной шлиховой карты масштаба 1 : 500 000 (по М. И. Ициксону).

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/17 : CIA-RDP81-01043R001500020007-2

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/17 : CIA-RDP81-01043R001500020007-2

Отдельные поисковые пробы отражаются на обзорной шлиховой карте только тогда, когда они получены не при систематическом поисковом опробовании, а носят случайный характер, т. е. при недостаточной шлиховой изученности данного района.

3. Обзорная шлиховая карта, будучи снабжена дополнительной специальной металлогенической нагрузкой, по сути дела уже может служить поисково-прогнозной картой.

Из сказанного выше следует заключить, что между первичными (детальными) шлиховыми картами и обзорной шлиховой картой существует принципиальное различие. Поэтому и методика составления обзорных шлиховых карт должна иметь свои особенности.

Содержание обзорных шлиховых карт

Обзорная шлиховая карта для любого полезного ископаемого должна представлять собой не одну, а целую серию карт, из которых все остальные (кроме названной) являются подсобными и каждая из них отражает данные по одному какому-либо существенному вопросу.

Так, например, обзорные шлиховые карты, составленные в Институте геологических наук АН КазССР, оформлены в виде атласа.

В этот атлас вошли: номенклатурные листы; листы-картограммы геологической, шлиховой и геофизической изученности; листы обзорной шлиховой карты; картограмма гидрогеологического районирования.

Весь этот комплекс карт снабжен подробным объяснительным текстом и полным кадастром учтенных рудопроявлений.

Для других районов, кроме перечисленных материалов, может быть рекомендовано составление или использование для этих целей полумиллионной государственной геологической карты, карты рыхлых и четвертичных отложений, геоморфологической карты, палеогеографических или фациально-литологических карт и т. д.

Рассмотрим несколько подробнее вопрос о назначении перечисленных выше карт и о принципах составления некоторых из них.

Принципы составления обзорных шлиховых карт

Топографическая основа. Номенклатурные полумиллионные листы топографической карты являются необходимым приложением к обзорной шлиховой карте, так как они дают наглядное представление о разветвленности и строении гидрографической сети и, следовательно, о распространении некоторых рыхлых образований (например, барханных или дюнных песков, такырных глин и т. п.), о рельефе, растительном покрове и некоторых других данных, дающих возможность составить представление об условиях шлихового опробования в данном районе. Кроме того, на топографических картах отражены пути сообщения, населенные пункты и другие данные, необходимые при экономической оценке результатов шлихового опробования.

Топографические карты используются для этих целей в готовом виде типографского издания, поэтому на составление таких карт дополнительный труд обычно не затрачивается.

Картограмма геологической, шлиховой и геофизической изученности выполняется одним из общепринятых методов на отдельных листах стандартного полумиллионного формата. Эта картограмма совершенно

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/17 : CIA-RDP81-01043R001500020007-2

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/17 : CIA-RDP81-01043R001500020007-2

необходима для последующего выделения перспективных площадей, так как она дает возможность учитывать детальность уже проведенных поисковых и геологических работ и соответственно этому корректировать относительную перспективность того ли иного района.

Для указанных целей картограмму изученности удобнее всего выполнять на прозрачной основе (восковке, кальке), что позволяет пользоваться ею путем наложения на соответствующие листы геологической или шлиховой карты.

Полумиллионные листы государственной геологической карты являются совершенно обязательным приложением к обзорным шлиховым картам, так как они дают наиболее полное представление о геологическом строении и о комплексе всех полезных ископаемых района. Напомню, что в качестве геологической основы для шлиховой карты используется схематизированная геолого-структурная основа, которая, естественно, не может вполне заменить полноценную геологическую карту, так как ее форма и содержание подчинены узким целям.

Обзорная шлиховая карта (м. 1 : 500 000). Мы уже останавливались на том, что должна представлять собою эта карта и каково ее назначение. Поэтому остановимся теперь на наиболее общих принципах составления таких карт.

Такая карта должна состоять, если так можно выразиться, из следующих элементов: 1) геолого-структурной основы; 2) специальной металлогенической нагрузки; 3) данных о месторождениях и рудопроявлениях искомого и сопутствующих ему полезных ископаемых; 4) шлиховых данных; 5) прочих поисковых данных (валунно-ледниковый метод, обломочно-речной метод, геофизические поиски и др.); 6) оценочных данных.

Остановлюсь несколько подробнее на характеристике этих составных элементов обзорной шлиховой карты.

Геолого-структурная основа предназначается специально для металлогенических прогнозов, поэтому в нагрузке ее должна быть заложена идея объективного отображения главных факторов металлогенеза: история развития геологических структур, магматизма и литогенеза. На карте должны быть отражены только такие геологические элементы которые имеют первостепенное значение для выяснения специфики металлогении каждого конкретного района.

В качестве основных геологических элементов для нагрузки геолого-структурной карты могут быть приняты следующие:

1. Складчатые структуры, возникшие в ведущие геотектонические этапы. Наряду с площадями развития этих структур на современном эрозионном срезе на карте показывается также общая ориентация и основные черты морфологии этих структур.

2. Разрывные нарушения регионального значения, с расчленением их на структуры надвигового и сбросового типа, с указанием возраста их возникновения.

3. Площади развития кислых (гранитоидных) интрузий, с разбивкой их по составу и возрасту.

4. Площади развития основных и ультраосновных интрузий, с разбивкой их по составу и возрасту.

5. Площади развития эффузивно-осадочных, карбонатных и терригенных комплексов пород, с разбивкой их по составу и возрасту формирования.

Базируясь в своей фактической основе на документальных данных всех имеющихся материалов обычной геологической карты, геолого-структурная карта является обобщением тех геологических элементов,

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/17 : CIA-RDP81-01043R001500020007-2

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/17 : CIA-RDP81-01043R001500020007-2

которые имеют главное значение для раскрытия основных закономерностей в формировании металлогении изучаемого района, обусловленных специфическими особенностями его тектоники, магматизма, литогенеза и металлогении.

Наиболее удачным и пока единственным примером таких геолого-структурных карт является геолого-структурная карта Центрального Казахстана, составленная в Институте геологических наук АН КазССР Г. Ц. Медоевым. В основу этой карты положен принцип расчленения всей истории геологического развития Центрального Казахстана на шесть четко документируемых, наиболее напряженных эпох орогена, качественно менявших лик и недра этого участка земной коры: допалеозойскую, раннекаледонскую, позднекаледонскую, ранневарисскую, поздневарисскую и киммероальпийскую.

Следует иметь в виду, что в зависимости от степени геологической изученности того или иного района и количества фактических данных, геолого-структурные карты могут иметь более или менее детальное выражение. Детальность таких карт в основном будет определяться возможностью более дробного выделения геотектонических и металлогенических этапов.

Однако одной только структурно-геологической нагрузки для составления обзорной шлиховой карты, предназначаемой, как мы уже отмечали, для прогнозов, еще далеко не достаточно. Поэтому такая карта дополняется специальной металлогенической нагрузкой.

Специальная металлогеническая нагрузка. Под специальной металлогенической нагрузкой в данном случае понимаются все прямые или косвенные данные о рудопроявлениях интересующего нас металла. К таким данным, прежде всего, относятся все сведения о рудопроявлениях искомого полезного ископаемого, причем расклассифицированных по их генетическим типам и по величине (масштабы рудопроявлений, степень изученности и освоения). Кроме того, в качестве специальной металлогенической нагрузки наносятся рудопроявления и месторождения всех полезных ископаемых, являющихся спутниками искомого, петрографические разновидности всех изверженных горных пород, с которыми генетически связана интересующая нас минерализация, участки проявлений гидротермального изменения горных пород и т. д. и т. п.

Исходя из уже известных и возможных в данном регионе типов проявления искомой минерализации, в качестве специальной металлогенической нагрузки на геолого-структурной карте, в частности, могут быть отражены:

а) Массивы основных, ультраосновных кислых и щелочных интрузий и жильные фации этих массивов.

б) Поля эффузивов различного состава.

в) Мощные дайки пегматитов и поля пегматоидных пород и пегматитовых жил.

г) Альбититы, автоскарны и скарны.

д) Грейзены и грейзенизация.

е) Массивы вторичных кварцитов и поля других гидротермально измененных пород.

ж) Кварцевые, карбонатные, баритовые и другие жилы.

з) Слюдистые сланцы, гнейсы и амфиболиты.

и) Карбонатные породы вблизи интрузий.

к) Стратиграфические горизонты, для которых уже известны случаи нахождения ископаемых рудопроявлений осадочного генезиса или которые являются благоприятной средой для локализации гидротермальной минерализации.

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/17 : CIA-RDP81-01043R001500020007-2

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/17 : CIA-RDP81-01043R001500020007-2

л) Древние долины, озерные впадины и другие элементы геоморфологии, имеющие отношение к условиям формирования россыпей.

м) Латериты, огнеупорные глины и бокситоносные площади для связанных с ними полезных ископаемых.

н) Рыхлые мезо-кайнозойские, озерные и прибрежно-морские осадки, косы и песчаные отмели в современных озерах, расположенные вблизи массивов рудоносных интрузий или других рудовмещающих пород.

Перечисленные геологические и геоморфологические данные имеют важное поисковое значение, но все они являются только косвенными признаками возможной металлоносности тех районов, где эти данные имеются.

К числу прямых указаний на металлоносность относятся сведения об известных уже месторождениях и рудопроявлениях того или иного полезного ископаемого. Эти прямые признаки наносятся на обзорную шлиховую карту в условных знаках, резко выделяющихся на общем фоне. Форма, размер и способ закраски знаков должны выражать генетический тип рудопроявлений (см. выше), вещественный состав руды, степень геологической изученности (разведанности) месторождений, промышленное значение (масштабы, запасы) и состояние освоения (разрабатывающиеся, разведанные и т. п.) месторождений и др.

Соответственно этому при составлении обзорной шлиховой карты могут быть приняты следующие условные обозначения для рудопроявлений:

1. Форма условного знака отражает вещественный состав руды. Например, квадрат — для касситерита или ильменита, треугольник — для вольфрамита или рутила, перевернутый треугольник — для шеелита и т. п. (рис. 2)

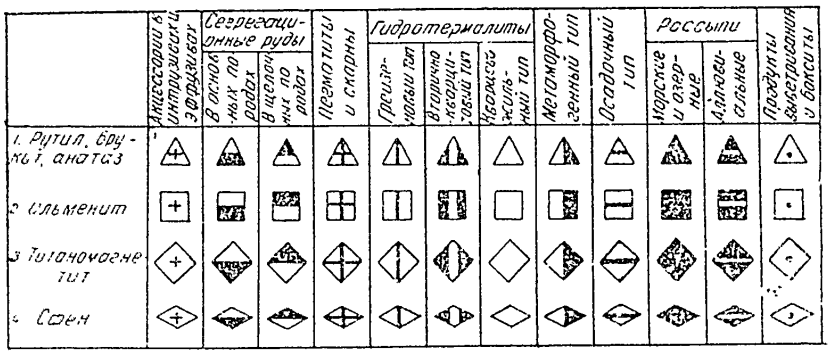


Рис. 2. Один из возможных вариантов условных обозначений для коренных месторождений.

2. Размер условного знака должен соответствовать относительной величине месторождений: крупные — крупным промышленным месторождениями, средние — средним и мелкие — рудопроявлениям и рудным точкам.

3. Внутренняя заливка (закраска) условных знаков должна иметь различный вид соответственно генетическому типу месторождений. Например, для титановых минералов сплошная заливка знака — для морских и озерных россыпей, половинная заливка знака — для сегрегационных руд, крестик внутри условного знака — акцессорный тип, горизонтальная черта посредине условного знака — осадочный тип

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/17 : CIA-RDP81-01043R001500020007-2

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/17 : CIA-RDP81-01043R001500020007-2

(ильменитовые или рутиловые песчаники), условный знак без дополнительных обозначений — кварцево-жильный тип и т. д.

4. Степень геологической изученности и освоения месторождений (разведываемые, разведанные и разрабатываемые) указывается дополнительным значком, который помещается над условным знаком (молоточки, флажки и т. д.).

Для еще большей специализации карты рекомендуется и все рудопроявления других (сопутствующих) полезных ископаемых обозначать тоже с отражением в условных знаках перечисленных выше данных (размер, генетический тип, степень изученности и т. д.).

В таком выражении геолого-структурная карта со специальной металлогенической нагрузкой и будет служить наиболее подходящей основой для обзорных карт любого района. Главным же содержанием таких карт, как мы уже отмечали, являются обобщенные и систематизированные шлиховые данные, методика обработки и изображения которых имеют свои особенности.

Методика обработки и нанесения шлиховых данных на обзорную карту

Рассмотрим этот вопрос на конкретном примере составления обзорной шлиховой карты титановых минералов.

Известно, что насчитывается более 70 минералов, содержащих титан, большая часть из которых может быть встречена в шлихах. Однако известно и другое: то, что многие минералы титана являются очень редкими, а промышленное значение пока практически могут иметь только пять — рутил, ильменит, титаномагнетит, перовскит и сфен.

Эти пять минералов относятся к числу широко распространенных в природе, поэтому они очень часто встречаются в шлихах.

При массовых определениях полезных компонентов в шлихах, например, при поисках на золото, шеелит, касситерит и т. д., минералы титана обычно не отмечались, и такие пробы, составляющие в рудных районах обычно очень большой процент от общего числа поисковых проб, не могут быть использованы при составлении шлиховых карт по титану. Существовавшее представление о титановых минералах, как о бесполезных, не имеющих практической ценности, привело к тому, что при полном минералогическом изучении шлихов эти минералы отмечались только качественно без указания на их количество. Все это весьма осложняет работу по составлению шлиховых карт титаноносности и иногда требует проведения специальных ревизионных работ, связанных с повторным просмотром архива шлихов или даже с полевыми исследованиями.

Тем не менее в первичных материалах всегда имеются довольно многочисленные сведения о распространенности перечисленных пяти главных минералов титана, и это делает возможным составление обзорных шлиховых карт титаноносности.

Учитывая общность условий концентрации многих минералов в коренных месторождениях, на обзорные шлиховые карты необходимо наносить и данные нахождения в шлихах сопутствующих минералов даже в тех случаях, когда они отмечаются единичными зернами; таким спутником титановых минералов является, например, корунд.

Равным образом, учитывая общность условий накопления россыпных концентраций титановых минералов и циркона, а также совместное присутствие их в некоторых коренных месторождениях (акцессории

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/17 : CIA-RDP81-01043R001500020007-2

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/17 : CIA-RDP81-01043R001500020007-2

интрузивов), целесообразно отражать на карте и этот минерал (циркон). Последнее особенно важно в том отношении, что для циркона россыпные накопления являются почти единственными, практически ценными концентрациями.

Практически всю работу по составлению обзорных шлиховых карт рекомендуется проводить в такой последовательности: 1) ревизия шлиховых карт и отчетов; 2) ревизия шлиховых журналов в архивах минералогических лабораторий; 3) составление картотеки учтенных данных; 4) систематизация, переоценка и обобщение шлиховых данных на крупномасштабной основе; 5) перенесение выделенных ореолов распространения минералов на обзорную шлиховую карту; 6) лабораторный ревизионный просмотр некоторых шлихов из районов с сомнительными данными; 7) полевое ревизионное опробование, если в этом возникает необходимость.

Остановлюсь несколько подробнее на принципах оконтуривания ореолов распространения минералов и на способах нанесения их на обзорную шлиховую карту.

Ранее мы уже отмечали, что на обзорной шлиховой карте невозможно, да и нецелесообразно наносить отдельные поисковые пробы с содержанием того или иного минерала. Поэтому принцип составления обзорных шлиховых карт основан на изображении предварительно обобщенных и соответствующим образом оцененных семейств проб, объединяемых в один условный знак — контур рассеивания искомых минералов. Такие контуры должны предварительно очерчиваться на крупномасштабных шлиховых картах с учетом рельефа и геоморфологии и других данных. При оконтуривании ореолов рассеивания совершенно необходимо в такие площади включать не только участки долин, но и водораздельные пространства, если искомый минерал содержится в пробах из аллювия рек, омывающих горную гряду с двух или нескольких сторон. Совершенно недопустимо механическое объединение шлиховых проб, взятых по протяженности одной реки, в один чрезмерно удлиненный контур.

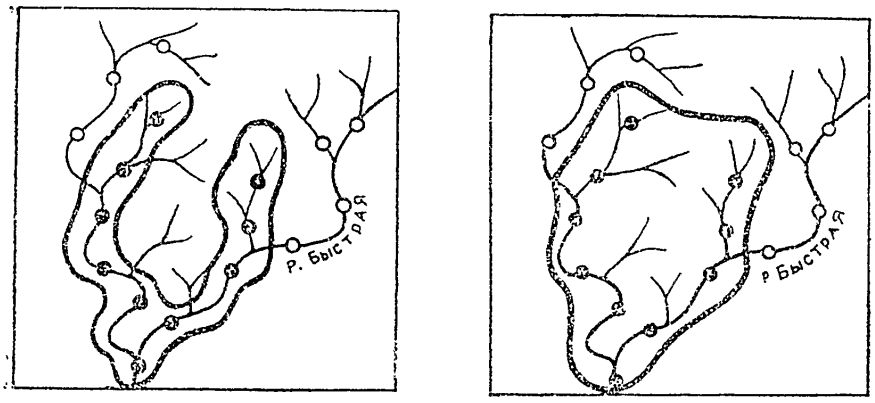


Рис 3 Учет области сноса при оконтуривании шлиховых ореолов. Левый рисунок — неправильное оконтуривание, правый — правильное, черные кружочки — пробы с весовым содержанием рудного минерала.

При выделении ореолов рассеивания необходимо учитывать геологическое строение районов и, в частности, распространение образований, содержащих искомые минералы, а также пути возможного переноса этих минералов от коренного источника, т. е. элементы геоморфологии (рис. 4, 5).

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/17 : CIA-RDP81-01043R001500020007-2

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/17 : CIA-RDP81-01043R001500020007-2

После того как такие ореолы будут выделены на первичных (детальных) шлиховых картах, они в соответствующем масштабе переносятся на обзорную шлиховую карту. Для этого приходится пользоваться несколько иными, чем для первичных шлиховых карт, условными обозначениями.

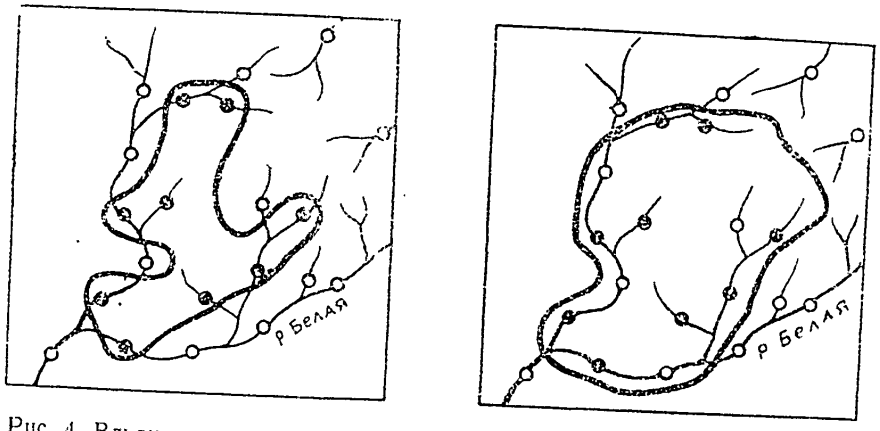


Рис. 4 Влияние учета отдельных пустых проб на форму шлихового ореола. Левый рисунок — неправильное оконтуривание, правый — правильное.

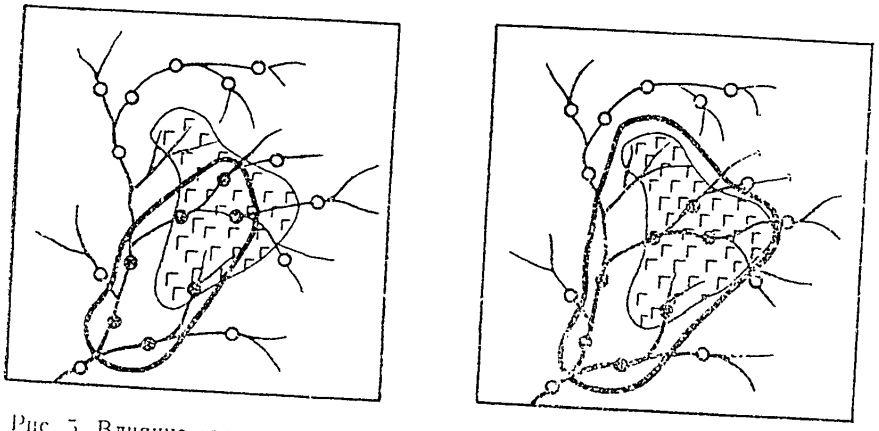


Рис 5 Влияние геологических факторов при определении контура шлиховых ореолов. Левый рисунок — неправильное оконтуривание, правый — правильный, черные кружочки — пробы с весовым содержанием рудных минералов, заштрихованный контур — массив рудоносной интрузии.

Условные знаки для ореолов рассеивания минералов должны наглядно отражать следующие данные.

1. Вид полезного ископаемого; в данном случае — различные минералы титана и сопутствующие им. Отдельные условные знаки должны быть предусмотрены для каждого минерала; например, нельзя вольфрамит и шеелит показывать одним и тем же знаком.

Условные обозначения для шлиховых минералов, по возможности, должны быть такими же, как и для их коренных рудопроявлений, т. е. если оловянное месторождение обозначено квадратом, то и шлихи с касситеритом следует обозначать тоже квадратом. Это упрощает легенду и облегчает пользование картой.

2. Количественные показания о содержании искомых минералов в шлихах. Здесь приходится принимать во внимание, что иногда искомые

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/17 : CIA-RDP81-01043R001500020007-2

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/17 : CIA-RDP81-01043R001500020007-2

минералы могут учитываться при минералогическом изучении шлихов в условных измерениях: «единичные знаки», «значительно», «много», «основная масса шлиха». Обычно же пользуются весовыми определениями количества шлиховых минералов в пересчете содержаний в граммах на кубический метр породы.

Поэтому для ореолов рассеивания с различным содержанием искомых минералов целесообразно установить несколько градаций. Например: ореолы распространения проб, в шлихах которых много титановых минералов, или ореолы распространения проб, в шлихах которых титановые минералы преобладают, и т. д.

Понятно, что поисковые пробы с единичными зернами рутила, ильменита и других титановых минералов, являющихся петрогенными минералами, на обзорные шлиховые карты наносить не следует. Для других минералов (золото, касситерит, вольфрамит и т. д.) имеют большое значение и такие пробы, поэтому для них выбираются другие условные обозначения. Так как в первичных материалах встречаются различные способы выражения количественного содержания полезных компонентов шлиха (весовые, условные, в процентах и т. п.), следует иметь в виду, что условные и весовые обозначения количественного содержания минералов не представляются тождественными. Например, проба, в которой касситерит или другой минерал составляет основную массу шлиха, может не соответствовать высокому весовому содержанию этого минерала в песках, но все же такой шлих и в первом (условном) и во втором весовом выражении имеет приблизительно одинаковое поисковое значение.

При трехчленной градации содержаний могут быть приняты три размера условных обозначений для ореолов распространения минералов:

1. Крупный значок и толстая линия контура — для высоких содержаний.

2. Средней величины значок и средней толщины линия контура — для средних содержаний.

3. Маленький значок и тонкая линия контура — для низких содержаний.

Контуры рассеивания минералов обычно бывают замкнутыми, а условный знак минерала ставится в одном или, если контур имеет слож-

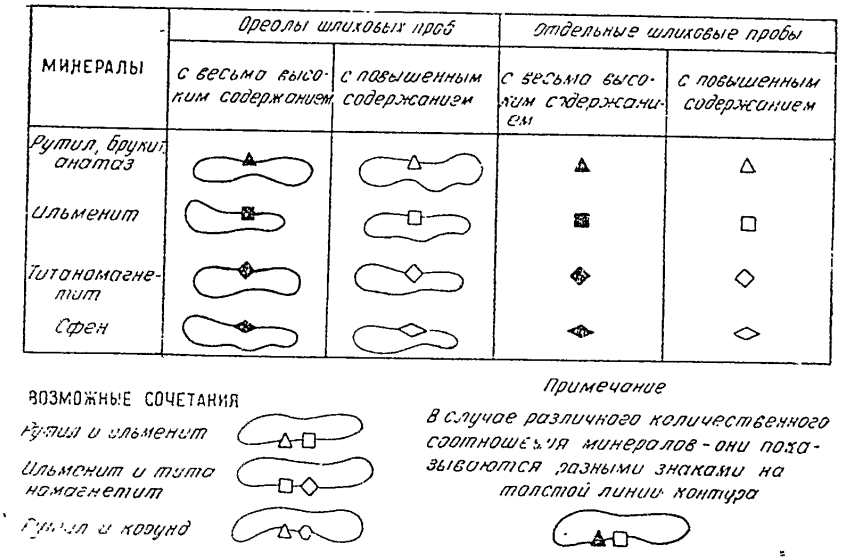


Рис. 6 Условные обозначения для данных шлихового опробования

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/17 : CIA-RDP81-01043R001500020007-2

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/17 : CIA-RDP81-01043R001500020007-2

ную конфигурацию, то в нескольких местах на линии контура. Сочетание нескольких условных значков различных минералов, помещенных на одной линии контура, может обозначать, что в данном контуре распространены все обозначенные на контурной линии минералы (рис. 6).

В отдельных случаях на обзорную шлиховую карту следует наносить и разрозненные единичные шлиховые пробы с искомыми минералами, например, для районов, не освещенных шлиховым опробованием, где были взяты лишь единичные случайные пробы. В таких случаях условный знак минерала отличается от рудопроявлений либо отсутствием порядкового номера (все рудопроявления нумеруются и их кадастр прикладывается к карте), либо дополнительной буквой «Ш» (шлих) или «П» (проба).

Составленная таким способом шлиховая карта уже в достаточной мере удобна для прогнозов. Для того чтобы еще более подчинить ее содержание поставленным целям, на нее дополнительно наносятся все поисковые данные металлометрии, магнитометрии, аэромагнитометрии и других работ (валунно-ледниковый, обломочно-речной метод).

Дополнительная поисковая нагрузка

В дополнительную поисковую нагрузку, как уже отмечалось, входят данные а) по площадной металлометрии, б) по поисковой магнитометрии, в) по аэромагнитометрии, г) по другим результатам поисков (валунно-ледниковый, обломочно-речной и другие методы).

В соответствии со спецификой каждого из перечисленных видов поисковых работ на обзорную шлиховую карту наносятся ореолы рассеяния металла (титан, олово, вольфрам и т. д.); магнитные и аэромагнитные аномалии; места нахождения валунов с вкраплениями рудных минералов и т. д.

Ореолы рассеяния металлов по данным металлометрии и магнитные аномалии наносятся на карту условным знаком замкнутого контура. Толщина линии контура и размер дополнительного знака (в первом случае — химический символ элемента, а во втором, повидимому, буква «М»—для магнитной съемки и буквы «АМ»—для аэромагнитной) должны соответствовать двум градациям: толстые линии контуров и крупные буквы — для повышенных содержаний и для интенсивных аномалий, тонкие линии и небольшие буквы—для малых содержаний и для слабых аномалий. В некоторых случаях, в зависимости от наличия фактических данных, может быть принята тройная или более дробная градация (рис. 7).

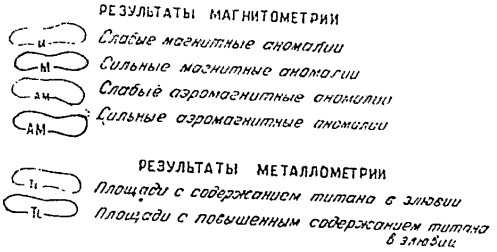


Рис 7. Условные обозначения геофизических поисковых данных

Места нахождения валунов с вкрапленностью рудных минералов или обломки титаносодержащих руд могут быть обозначены на карте либо отдельными значками (для единичных случаев), либо замкнутыми контурами (для площадей с большим распространением валунов или рудной гальки).

Пожалуй, не следует больше задерживаться на частных особенностях отображения на карте тех или иных поисковых критериев. Они в достаточной степени разнообразны и в зависимости от конкретных геоло-

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/17 : CIA-RDP81-01043R001500020007-2

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/17 : CIA-RDP81-01043R001500020007-2

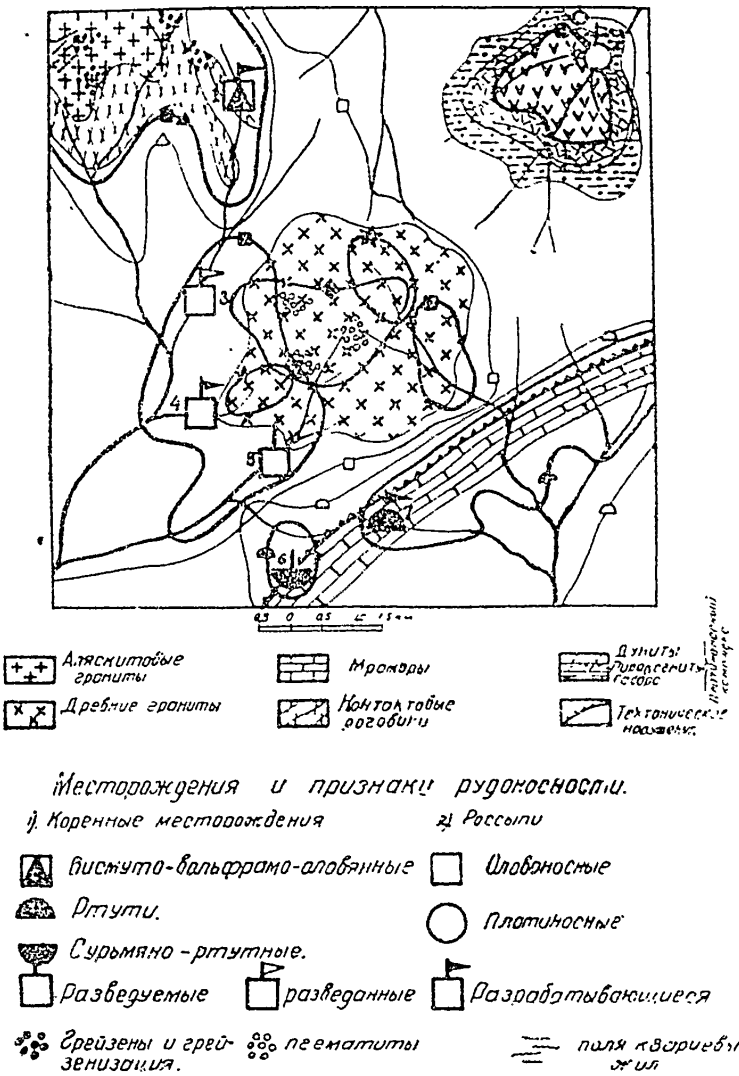


Рис. 8. Пример подготовки первичных данных, отраженных на детальной шлиховой карте (см рис. 1) для перенесения их на обзорную шлиховую карту.

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/17 : CIA-RDP81-01043R001500020007-2

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/17 : CIA-RDP81-01043R001500020007-2

гических особенностей района могут иметь различное значение. Поэтому для одних районов тот или иной поисковый признак является главным (ведущим) и его необходимо рельефно показать на карте, для других районов тот же признак имеет второстепенное поисковое значение и он соответственно должен быть также показан на карте.

Наконец, необходимо учитывать и творческую активность составителей карт, которые, несомненно, могут и должны внести в работу по составлению обзорных шлиховых карт элементы новаторства и творческих исканий (рис. 8).

Обзорная шлиховая карта в том выражении, в котором мы ее себе представляем, должна явиться и поисково-прогнозной картой. Следовательно, на ней должны быть выделены и соответствующими знаками показаны перспективные площади.

Выделение перспективных площадей

Перспективные площади выделяются на обзорной шлиховой карте на основе анализа конкретных фактических данных, отображенных в виде специальной металлогенической и конкретной поисковой нагрузки. Кроме того, обязательно учитываются и общегеологические данные, благоприятные для тех или иных рудопроявлений.

В соответствии с приведенными выше данными на карте оконтуриваются перспективные площади. Желательно разграничивать такие площади по степени их благонадежности (перспективные площади первой, второй и третьей очереди).

При отнесении перспективных площадей к той или иной категории благонадежности, кроме прямых поисковых и общегеологических данных, учитывается и степень их геологической, а также поисковой изученности; кроме того, учитываются и экономические факторы.

Выделенные перспективные площади обозначаются различной штриховкой на самой карте (если позволяет ее нагрузка) или на отдельной восковке, которая может накладываться на листы обзорной шлиховой карты.

Контуры перспективных площадей нумеруются или им дается название; они подробно описываются в объяснительной записке.

В отдельных случаях целесообразно на перспективных площадях обозначать и тип месторождений, которые здесь могут быть встречены. В объяснительной записке эти данные совершенно необходимы, так как они дадут возможность более эффективно проводить поиски.

Выделение перспективных площадей по сути дела относится уже к завершающей прогнозной части работ В нашу задачу освещение методики этих работ не входит, поэтому ограничимся беглыми замечаниями.

Картограмма гидрогеологического районирования

Мы уже упоминали, что в комплекс обзорных шлиховых карт, составленных в Институте геологических наук АН КазССР, входит и картограмма гидрогеологического районирования. Такая карта, само собой разумеется, не обязательна и для некоторых районов даже не нужна, но для районов, бедных водными ресурсами, она совершенно необходима, так как зачастую вода здесь лимитирует возможность развития промышленности Учет водообеспеченности того или иного района будет иметь важное значение при отнесении перспективных площадей к первой, второй или третьей очереди.

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/17 : CIA-RDP81-01043R001500020007-2

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/17 : CIA-RDP81-01043R001500020007-2

Объяснительные записки к обзорным шлиховым картам

Ввиду того, что обзорная шлиховая карта отражает не первичные, а уже обобщенные геологические и поисковые данные, она должна быть сопровождена достаточно подробной объяснительной запиской. Такая записка, по нашему мнению, должна содержать следующие сведения:

1. Организационные вопросы, связанные с работой по составлению карты.
2. Характеристику первичных данных, использованных при составлении карты.
3. Общие географо-экономические сведения о территории, для которой составляется карта.
4. Краткое геологическое описание региона.
5. Описание уже известных месторождений и рудопроявлений.
6. Обоснование выделения генетических типов и классификации месторождений.
7. Описание выделяемых специальных геолого-металлогенических поисковых критериев.
8. Характеристику шлиховой, геологической и поисковой изученности района.
9. Обоснование выделяемых перспективных площадей.
10. Направление дальнейших поисковых и разведочных работ.
11. Оценку полученных результатов и района в целом.
12. Программу работ по дальнейшему изучению района.

Пояснительный текст должен сопровождаться полным кадастром учтенных месторождений и рудопроявлений и списком использованной литературы, архивных материалов, отчетов и т. д.

Для отдельных, хорошо изученных районов, кроме того, может быть рекомендовано составление более детальных карт-врезок (вставок).

Заключение

Изложенные принципы составления и основное содержание обзорных шлиховых карт, конечно, не претендуют на универсальность. Здесь обобщен только первый опыт работы по составлению таких карт и вполне естественно, что он может и должен быть всесторонне изучен. Широкий обмен мнениями по методике составления обзорных шлиховых карт, несомненно, будет способствовать совершенствованию наших знаний в этой области. При этом необходимо учитывать, что такие карты, как это показал опыт, имеют важное значение для прогнозов и для эффективного направления поисковых работ, поэтому они в ближайшее время должны получить весьма широкое распространение.

ЛИТЕРАТУРА

1. Билибин Ю. А. Основы геологии россыпей. ГОНТИ, 1938.
2. Жилинский Г. Б. Об условиях концентрации тяжелых минералов в аллювии и об эффективности поисковых работ шлиховым методом. Вестник АН КазССР № 3, 1954.
3. Жилинский Г. Б. Особенности касситерита в шлихах и возможности шлихового метода поисков Вестник АН КазССР № 8, 1954.
4. Жилинский Г. Б. Поиски россыпных месторождений титана. Изд. АН КазССР, 1954.
5. Зееман Т. В. и Лурье М. Л. Инструкция по составлению шлиховых карт. 1938.

6—344

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/17 : CIA-RDP81-01043R001500020007-2

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/17 : CIA-RDP81-01043R001500020007-2

6. Ицикcон М. И. Шлиховое опробование при геологической съемке и обзорных поисках. Госгеолиздат. 1953.

7. Сатпаев К. И. О прогнозных металлогенических картах Центрального Казахстана. Известия АН СССР, серия геологическая, № 6, 1953.

РЕЗЮМЕ

Макалада осы күндері кездесетін әртүрлі шлиховой карталарына қысқаша шолу берілген. Автор бірінші рет ұсынып отырған шолу шлиховой картасын қалай жасау әдісін сыйпаттаумен қабат оның кен іздеу жұмысына жетекші болжал болатындығын көрсетеді.

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/17 : CIA-RDP81-01043R001500020007-2

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/17 : CIA-RDP81-01043R001500020007-2

ИЗВЕСТИЯ
АКАДЕМИИ НАУК КАЗАХСКОЙ ССР
1956 *Серия геологическая* Вып 22

Е. Д. ШЛЫГИН и М. Н. КОРОЛЕВА

ТИПЫ СТРАТИГРАФИЧЕСКИХ РАЗРЕЗОВ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ ОРДОВИКА ПРИСТЕПНЯКОВСКОГО РАЙОНА СЕВЕРНОГО КАЗАХСТАНА

За последнее время геологическое изучение Центрального Казахстана переходит в новую фазу. Путем геологической съемки получен обширнейший материал, позволяющий довольно детально расчленить стратиграфический разрез Казахстана.

На основе этих данных построена схема тектонического строения, синтезированная в «Структурно-тектонической карте Казахстана» Г. Ц. Медоева. Этот синтез подытоживает определенный этап исследований этой обширной территории.

Теперь наступает новый этап, когда перед геологами стоит задача выяснения детального геологического строения с выявлением фациальных особенностей в пределах отдельных наметившихся геологических регионов. Такая работа проделана, в частности, Р. А. Борукаевым и его сотрудниками для Бощекульского района.

В этом отношении интересной представляется история так называемой «Кокчетавской глыбы», которая является одной из своеобразных структур с явной тенденцией к поднятию в течение палеозоя. В пределах этой структуры широко представлены докембрийские образования, легко выделяемые по интенсивному метаморфизму пород. Это «древнее темя» Центрального Казахстана окаймляется полосой слабо метаморфизованных пород, мало отличающихся по степени метаморфизма от фаунистически охарактеризованных отложений ордовика.

Их стратиграфическое положение остается неясным и колеблется в пределах значительного стратиграфического интервала: протерозой — нижний силур. Попытки нахождения в нем фауны оказались пока безрезультатными, за исключением одного пункта (северная часть планшета N — 42 — 105), где в подобных породах найдена крупная гастропода, сходная с *Murchisonia* sp.

Достоверно фаунистически охарактеризованными являются лишь лландейльские отложения O^1_2, среди которых были обнаружены остатки граптолитов и трилобитов. За последнее время число этих находок значительно возросло, однако эти фации и горизонты изучены совершенно недостаточно. Поэтому для этого комплекса пород еще невозможно выявить особенности распределения фаций.

Восточнее в 2 км озера Анциколь наблюдаются следующие разрезы лландейльских отложений (снизу вверх)

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/17 : CIA-RDP81-01043R001500020007-2

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/17 : CIA-RDP81-01043R001500020007-2

Разрез № 1

1. Переслаивание алевролитов, туфопесчаников, местами мелко- и среднегалечных конгломератов с маломощными прослоями буровато-серых порфиритов . . . . . 250 м
2. Пизолитовый туф серовато-бурый . . . . . 40 м
3. Туфопесчаник зеленовато-серый, мелкозернистый. . . . . 20 м
4. Прослой плотного серовато-зеленого порфирита. . . . . 20 м
5. Темные, местами рассланцованные известняки с фауной лландейло. 10 — 40 м
6. Плотные мелкозернистые туфопесчаники . . . . . 20 м
   Несогласие (?)
7. Основные порфириты O_3^{cm}. . . . . 250 м

Разрез № 2

Севернее в 3 — 4 км наблюдается примерно такой же разрез отложений (снизу вверх):

1. Зеленовато-серые, мелкозернистые, полимиктовые туфопесчаники. . 20 м
2. Мелкогалечниковый конгломерат. . . . . 25 м
3. Рассланцованный серый известняк . . . . . 12 м
4. Мелко- и среднезернистый песчаник с фауной . . 70 — 80 м
5. Темный, плотный, местами песчанистый известняк с фауной 50 м
6. Мелко- и среднезернистый туфопесчаник . 75 м
   Несогласие (?)
7. Основные порфириты . . . . . 250 м

Все эти осадки указывают на близость береговой линии, а большая мощность пород говорит об усиленном привносе материала и устойчивом прогибании дна моря.

В верхах лландейло появляются более тонкозернистые осадки: алевролиты и тонкозернистые песчаники, иногда с грантолитами, линзы известняков с фауной

В известняках разреза № 1 содержится следующая фауна трилобитов. *Lonchodomas* cf. *rostratus* (Sars), *L. latus* sp. nov., *L. karakanensis* Web., *Asaphus knyrkoi* Schm., *As. plautini* Schm. и др Первый указанный вид характерен для лландейльских отложений Европы, третий — известен из караканского горизонта (лландейло) Южного Казахстана, а четвертый — для лландейло Прибалтики.

В юго-западной части листа *N* — 42 — Г, по рекам Арчалы и Конуру, в подобных породах найдены грантолиты (сборы А. А. Богданова и И. Ф. Трусовой), которые по определению В. Н Павлинова содержат следующие формы: *Dicranograptus nicholsoni* Hopk., *Clypiograptus tenellusculus* Pavl., *Orthograptus whitfieldi* (Hall), *Or.* var. *apiculatus* E. et W., *Climacograptus antiquus* Lapw. и др.

По его заключению, общий характер перечисленной фауны, а в особенности присутствие таких форм, как *Dicranograptus nicholsoni* Hopk., указывает на принадлежность толщи алевролитов, песчаников и сланцев к верхам лландейльского яруса. Разрез отложений указывает на широкое развитие морских условий. Повсюду лландейльские отложения представлены терригенными образованиями: конгломератами, конгломерат-песчаниками, песчаниками, сланцами и флишеподобными образованиями.

Такой состав осадков этого яруса объясняется начальными стадиями обширной трансгрессии.

Развитие среди отложений лландейло кремнисто-глинистых фаций можно объяснить следующим образом: основным источником кремнезема являются процессы химического выветривания. Второй источник происхождения кремнекислоты — вулканические процессы, которые хотя и в небольшом количестве, но наблюдаются среди терригенных пород лландейло на юго-востоке, но почти отсутствуют на юго-западе.

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/17 : CIA-RDP81-01043R001500020007-2

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/17 : CIA-RDP81-01043R001500020007-2

Таким образом, особенности фаций лландейло подчеркивают равнинность участков суши, так как только в этих условиях могли идти интенсивные процессы химического выветривания.

Несколько более изученными являются отложения карадокского яруса, содержащие в своем составе широко распространенные неритовые фации с многочисленной и разнообразной фауной.

Другим благоприятным обстоятельством является то, что в зоне развития этих отложений в Степняковском районе обнаженность пород является более удовлетворительной, чем в западных, прилегающих к г. Кокчетаву участках.

Карадокские отложения подразделяются нами на три горизонта: 1) жулубайский — $O_3^{сж}$, 2) нижнемайлисорский — $O_3^{сн}$, 3) верхнемайлисорский — $O_3^{сн}$.

Нижний — *жулубайский горизонт* (?) — $O_3^{сж}$ представлен в основном терригенными породами и поэтому трудно отличим от таких же пород лландейльского яруса, особенно в тех местах, где фауна не обнаружена, а стратиграфическое взаимоотношение с подстилающими и покрывающими породами не ясно. Возможно, что это верхи лландейло.

Песчаники, алевролиты, кремнистые сланцы с маломощными прослоями основных порфиритов и их туфов занимают довольно обширные площади севернее озера Тасшалкар, юго-западнее озера Майлисор, в районе пикета Жулубай и в ряде других пунктов, где они залегают на нижнепалеозойских нерасчлененных породах или на докембрии.

Ввиду плохой обнаженности этих пород трудно составить полный разрез горизонта, но отдельные частичные разрезы со сборами фауны наблюдаются у пикета Жулубай, где снизу вверх (?) залегают:

Разрез № 3

1	Среднезернистые светлосерые туфопесчаники с прослоями более тонкозернистых разностей	50 м
2.	Среднезернистые зеленовато-серые плотные туфопесчаники, внизу более крупнозернистые	40 м
3.	Мелкозернистые светлосерые очень плотные песчаники с граптолитами	25 м
4	Крупнозернистые плотные туфопесчаники	20 м
5.	Основные порфириты с прослоями туфоагломератов более . . .	300 м

Граптолиты, по определению Б. М. Келлера, содержат *Pseudoclimacograptus scharenbergi* (Lapw.), которые распространены в верхах лландейло и в низах карадока (зона *Climacograptus wilsoni* Англии). Подобные граптолиты, по данным Б. М. Келлера, встречены среди отложений андеркенского горизонта в зеленоватых тонкозернистых алевролитах и плитчатых аргиллитах Южного Казахстана. Вместе с граптолитами встречены трилобиты и брахиоподы, характеризующие нижнюю часть карадокского яруса.

Породы этого горизонта обнажаются севернее озера Тасшалкар, где они представлены песчаниками, алевролитами, кремнистыми сланцами с маломощными прослоями основных порфиритов и их туфов, но фауна в этих породах пока не обнаружена.

Не исключена возможность, что данные породы могут иметь и более древний возраст.

Нижнемайлисорский горизонт — $O_3^{сн}$ представлен в основном пироксен-плагиоклазовыми и роговообманковыми порфиритами, туфоагломератами и частично туфопесчаниками. Эти породы чаще всего занимают доминирующее положение в смысле наибольшего площадного рас-

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/17 : CIA-RDP81-01043R001500020007-2

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/17 : CIA-RDP81-01043R001500020007-2

пространения. Они слагают многие возвышенные участки района. В основном эффузивная деятельность проявлялась к востоку и юго-востоку от Кокчетавского поднятия.

Эффузивы под микроскопом имеют порфировую или вариолитовую структуру с фенокристами плагиоклаза и авгита, часто зонального или образующего двойники в форме песочных часов. Иногда авгит замещен уралитовой роговой обманкой, а плагиоклаз сильно соссюритизирован. Основная масса обычно гиалопилитовая со стеклом, замещенным хлоритом. Миндалины чаще заполнены хлорито-серпентином, реже халцедоном и эпидотом.

Кислые породы представлены фельзитовыми и кварцевыми порфирами с фенокристами в последних кислого плагиоклаза, калишпата, корродированного кварца и биотита или роговой обманки. Фенокристы цветного минерала почти всегда замещены гомоосевой псевдоморфозой хлорита с редкими реликтами первичных минералов. Основная масса афанитовая или фельзитовая.

Порфировые туфы представлены преимущественно кристаллическими разностями. Они состоят из обломков отдельных минералов, сцементированных мелким хлорито-пелитовым материалом, среди которых можно различить мельчайшие зерна кварца и полевого шпата. Цветной минерал всегда замещен хлоритом.

Агломеративные туфы встречаются редко и состоят из обломков фельзит-порфиров, трахитовых порфиров, кварцевых порфиров, кварцитов, сцементированных тонкозернистой кварцево-полевошпато-хлоритовой массой.

Юго-западнее озера Майлисор, западнее оз. Коксор, восточнее горы Маятас и во многих других пунктах среди вышеуказанных порфиритов встречаются прослои мелко- и среднезернистых туфопесчаников с редкой фауной брахиопод *Orthis* sp. и более тонкозернистые разности с граптолитами *Orthograptus* cf. *pageanus* (L a p w.), *Orthograptus* sp. По определению Б. М. Келлера, типичный *Orthograptus pageanus* в Англии характеризует карадокский ярус (зону *Dicranograptus clingani.)*. Выше залегают большой мощности пироксен-плагиоклазовые порфириты с прослоями туфоагломератов, с линзами известняков, с фауной: *Trinodus glabratus* var. *kirgizica* W e b., *Illaenus longus* sp. nov., *Illaenus* cf. *linnarssoni* H o l m., *Illaenus* sp., *Onchonotus korejscho* sp. nov., *Metopolichas anderkensis* W e b., *Sphaerexochus conusoides* sp. nov. и др.

Комплекс фауны, в основном, состоит из новых видов, тяготеющих к лландейло, но наряду с ними встречены *Metopolichas anderkensis* W e b., *Illaenus* cf. *linnarssoni* H o l m., *Sphaerexochus conusoides* sp. nov., которые встречены ранее в карадокском ярусе Южного и Центрального Казахстана.

Стратиграфическое положение этого горизонта определяется: вышележащим верхнемайлисорским известняково-песчаниковым горизонтом, включающим богатую и разнообразную фауну, типичную для карадокского яруса (андеркенский горизонт карадока Казахстана, выделенный ранее В. Н. Вебером) и нижележащим горизонтом алевролитов с граптолитами, определенных Б. М. Келлером как *Pseudoclimacograptus scharenbergi* (L a w.) (зона *Climacograptus wilsoni*; жулубайский горизонт).

Приведем несколько послойных разрезов. Юго-западнее озера Майлисор обнажаются породы, представленные:

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/17 : CIA-RDP81-01043R001500020007-2

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/17 : CIA-RDP81-01043R001500020007-2

1. Чередованием среднезернистых и мелкозернистых туфопесчаников и частично алевролитов, содержащих редкую фауну брихиопод и граптолитов	100 м
2. Брекчированным туфоконгломератом	30 м
3. Пироксен-плагиоклазовым порфиритом, очень плотным темносерым, слегка зеленоватым	300—400 м

Среди туфопесчаников найдена фауна брахиопод *Orthis* sp. и граптолитов *Orthograptus* cf. *pageanus* (Lapw.) — зона *Dicranograptus clingani* Англии — карадокский ярус.

Разрез № 4

Севернее озера Сасыкколь обнажаются:

1. Темнозеленые, иногда миндалекаменные порфириты.	
2. Плотные зеленовато-серые, среднезернистые туфопесчаники с линзами известняка	50—60 м

Выше залегают породы верхнемайлисорского горизонта.

3. Плотные, зеленовато-серые полимиктовые средне- и мелкозернистые песчаники	30—40 м
4. Среднезернистые и крупнозернистые кварцевые песчаники	4 м
5. Темносерый, плотный известняк	20 м

Выше залегают трансгрессивно и несогласно эффузивы силура (?) и красноцветные песчаники девона.

Западнее этого разреза к северу от степняковской синклинали развиты в основном терригенные породы с небольшими прослоями основных эффузивов, которые к северу увеличиваются в мощности. Присутствуют также небольшой мощности известняки с фауной.

Разрез № 5 (снизу вверх)

1. Переслаивание песчаников и сланцев с порфиритами	500—700 м
2. Темносерые, неслоистые, плотные известняки без фауны	50 м
3. Темновато-серые, плотные известняки с мелкой фауной	25 м
4. Плотные, серые известняки, местами с зеленоватым или желтовато-бурым оттенком. Наблюдаются небольшие линзы криноидного известняка, комковатого, с крупной фауной гастропод, брахиопод и редких трилобитов	20 м

К северо-востоку и юго-востоку от Степняка увеличиваются в мощности туфоагломераты, иногда переходящие в туфобрекчии. Например, по реке Карашат и южнее наблюдается следующая стратиграфическая последовательность отложений нижнемайлисорского горизонта.

Разрез № 6

Несогласно на докембрийских породах залегают:

1. Мощная толща туфоагломератов, которая включает местами линзы известняков до 40 м	500 м
2. Туфопесчаники мелко- и среднезернистые	150—200 м

На этих породах несогласно и трансгрессивно залегают эффузивы девона (?).

Юго-восточнее разреза № 6 также наблюдаются довольно мощные отложения пород нижнемайлисорского горизонта.

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/17 : CIA-RDP81-01043R001500020007-2

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/17 : CIA-RDP81-01043R001500020007-2

Северо-западнее колхоза им. Кагановича вблизи сопки Косат наблюдается следующая последовательность:

Разрез № 7

1. Темные, плотные роговики	50 м
2. Основные порфириты	200 м
3. Туфобрекчия	100 м
4. Катаклазированный измененный порфирит	70 м
5. Ороговикованная порода	30 м
Несогласие.	
6 Кислые эффузивы девона (?)	

К югу от этого планшета, восточнее озера Коксенгирсор, ордовикские отложения представлены также в основном терригенными породами и мощными покровами порфиритов и туфобрекчиями (нижнемайлисорский горизонт).

Разрез № 8 (снизу вверх)

1 Темные плотные роговики	50 м
2 Переслаивание песчаников с алевролитами	200 — 300 м
3. Темная, зеленоватая туфобрекчия	400 — 500 м
Несогласие, перерыв.	
4. Светлосерые, окремненные известняки карбона.	

Подобные породы наблюдаются и к юго-востоку от озера Коксенгирсор.

Разрез № 9

1. Светлосерые, желтоватые алевролиты и яшмовидные породы	300 м
2 Туфоконгломераты и зеленовато-серые, плотные туфопесчаники	500 — 600 м
Несогласие, перерыв.	
3 Известняки карбона.	

Нижнемайлисорский горизонт в работах предшественников Р. Э. Квятковского (1941), А. И. Шувальского (1948) и многих других объединял в себе нижне- и верхнемайлисорские горизонты и фигурировал как «порфиритовая» свита с линзами известняков.

Р. Э. Квятковский относил эту «свиту» к верхнему карадоку, называя ее «лептеновыми слоями», а А. И. Шувальский и все последующие геологи, работавшие с ним и после него, помещали это свиту между ордовиком и силуром, считая ее переходной.

Изучение фауны трилобитов, брахиопод, табулят, гастропод, ортоцератитов показало, что эти породы относятся к карадокскому ярусу и никакого смешения фауны не содержат.

Кроме того, резкое трансгрессивное и несогласное налегание силура на карадокские породы исключает возможность наличия переходных слоев, которые могут быть выделены только при наличии постепенного перехода от ордовика к силуру.

Верхнемайлисорский горизонт — $O^{св}_{3}$ — залегает, повидимому, согласно на нижележащих породах и представлен темными известняками, которые стратиграфически выше постепенно переходят в темные сланцы, а затем в песчаники разной крупности зерна, иногда включающие линзы известняка с фауной.

Наиболее полно эти породы обнажаются на планшетах *N*—42—107 и *N*—42—120.

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/17 : CIA-RDP81-01043R001500020007-2

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/17 : CIA-RDP81-01043R001500020007-2

У юго-восточного берега озера Майлисор на пироксен-плагиоклазовых порфиритах залегают:

Разрез № 10

1. Темные, плотные известняки, примерная мощность которых . .	150 м
2. Выше они постепенно сменяются буровато-серыми известняками с редкой фауной *Endoceras* cf. *megastoma* Eichw., *Geisonoceras* sp., *Nomotelus calvus* sp. nov. мощностью	8—10 м
3. Еще выше известняки становятся более светлыми, розоватыми, мощностью 20 м, включающие богатую и разнообразную фауну: *Harpes costatus* Ang., *Homotelus calvus* sp. nov., *Remopleurides pisiformis* Web., *Remopleurides giganteus* sp. nov., *Illaenus linnarssoni* Holm., *Illaenus oviformis* Warb., *Bronteus romanovskii* Web., *Amphilichas koksorensis* sp. nov., *Amphilichas sniatkovi* Web., *Sphaerexochus hisingeri* Warb., *Pliomera minimus* sp.	

Эти известняки в структурном отношении являются западным пологим крылом асимметричной синклинальной складки, осложненной тектоническими нарушениями. Азимут падения — восток-северо-восток 80—90° под углом 20—24°.

Подобные известняки протягиваются к северо-востоку от оз. Майлисор к аулу Белагаш, обнажаются на северном берегу озера Атансор и восточнее его у горы Маятас, а также юго-восточнее озера Алабасколь, и тянутся с некоторыми перерывами в юго-восточном направлении в сторону Сталинского рудника, где и уходят за границу исследованного района.

Стратиграфически выше известняки постепенно сменяются терригенными породами: сланцами, песчаниками, иногда включающими линзы ракушняковых известняков.

Частичный разрез верхнемайлисорского горизонта вскрыт в районе озера Майлисор (снизу вверх; мощности округленные).

1. Почти черные, тонкокристаллические, очень плотные известняки, переходящие выше в темносерые более крупнокристаллические разности	100 м
2. Переслаивание темносерых кристаллических плотных известняков с черными тонкослоистыми аргиллитоподобными сланцами . .	8 — 10 м
3. Темносерые, рассланцованные углисто-глинистые (?) сланцы, иногда с граптолитами	25 — 30 м
4. Темные, неслоистые аргиллитоподобные породы	8—10 м
5. Темные, плотные известняки	5 — 8 м
6. Переслаивание светлосерых, известковистых, иногда рассланцованных среднезернистых песчаников с более тонкозернистыми глинистыми разностями, а иногда и с более грубозернистыми .	40 м

Эти породы разбиты мелкими тектоническими подвижками.

В некоторых местах смена постепенная, но чаще резкая. Темносерый глинистый материал сменяется средне- и грубозернистым песчаником, иногда переходящим в туфоконгломерат небольшой мощности.

Среди песчаников шестого слоя (?) иногда наблюдается в виде линзовидных тел (протяжением до 150—200 м) кремнистая порода (ракушняк?), состоящая из массы очень тонко устроенных скелетов мшанок, обломков и целых неразрозненных брахиопод и трилобитов. Данная фауна еще не изучена. Можно сказать, что трилобиты включают, главным образом, рода *Harpes* sp., *Illaenus* sp., *Cybele weberi* Kol. (?), *Pliomera* cf. *iliensis* Kor.

Последние две формы характерны для отарского горизонта Чу-Илийских гор (М. Н. Чугаева, 1955), который залегает выше андеркенского горизонта и покрывается дуланкаринским горизонтом, относящимся уже к ашгиллию.

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/17 : CIA-RDP81-01043R001500020007-2

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/17 : CIA-RDP81-01043R001500020007-2

Таким образом, эти отложения по фауне можно целиком параллелизовать с андеркенским горизонтом Чу-Илийских гор, а также с ангренсорской толщей, выделенной для северных частей Центрального Казахстана Р. А. Борукаевым и его сотрудниками. Во всех трех случаях фауна трилобитов идентична. Верхи горизонта, повидимому, следует сопоставлять с отарским горизонтом, так как в обоих случаях встречены трилобиты *Cybele weberi* Kol., *Pliomera iliensis* Kor. nom. mns. Кроме того, брахиоподы из этого слоя, предварительно просмотренные палеонтологом Казахского геологического управления Т. Б. Рукавишниковой, также указывают на возраст более молодой, чем андеркенский, но древнее ашгиллия.

Породы верхнемайлисорского горизонта обнажаются также у северо-западного склона горы Маятас, где они представлены снизу вверх:

Разрез № 11

1. Светлосерые, реже серые кварциты (по известнякам?).	
2. Сильно измененные, осветленные порфириты	80 — 100 м
3. Серые, плотные известняки с фауной брахиопод и трилобитов	150 м
4. Желтовато-серый, мелкозернистый, очень плотный песчаник с граптолитами	10 м
5. Серые известняки с редкими гастроподами, пронизанные жилками кальцита и кварца	50 м
Несогласие.	
6. Плагиоклазовые порфириты силура (?)	

Фауна в известняках содержит в своем составе *Illaenus linnarssoni* Holm., *Bronteus romanovskii* Web., *Sphaerexochus hisingeri* Warb., *Amphilichas* cf. *sniatkovi* Web., *Trinodus* cf. *glabratus* Ang., *Pliomera iliensis* sp. nov., *Remopleurides pisiformis* Web., *Christiania* ex. gr. *tenuicincta* (M'Coy).

Фауна в мелкозернистом песчанике представлена граптолитами: *Orthograptus (Rectograptus) almatyensis* Kell.

Комплекс фауны вполне сходен с приведенным ранее для известняков, обнажающихся у озера Майлисор, а фауна граптолитов соответствует фауне, найденной в темных сланцах и песчаниках, залегающих выше этих известняков, входящих в состав верхнемайлисорского горизонта.

Разрез № 12 (по северному берегу озера Атансор)

На пироксен-плагиоклазовых порфиритах и плотных зеленоватых туфоагломератах, мощностью 700 м, относимых к нижнемайлисорскому горизонту, залегают:

1. Светлосерые, местами бурые кварциты	150 м
2. Светлосерые плотные известняки	100 м
3. Буровато-желтые, плотные, мелкозернистые песчаники	7 — 8 м
4. Массивные, светлосерые известняки, пронизанные жилками кальцита и кварца с фауной	400 — 500 м
Несогласие	
5. Кислые эффузивы силура (?).	

В известняках слоя № 4 найдена довольно многочисленная фауна трилобитов и брахиопод, идентичная вышеприведенной фауне, собранной у озера Майлисор и горы Маятас.

Юго-восточнее этого разреза в 3 км восточнее озера Алабасколь наблюдается следующий разрез № 13.

На темнозеленых, плотных порфиритах, относимых к нижнемайлисорскому горизонту, залегают.

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/17 : CIA-RDP81-01043R001500020007-2

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/17 : CIA-RDP81-01043R001500020007-2

1. Темносерые, плотные известняки без фауны. . . . . 150 — 175 м
2. Плотные, буровато-серые известняки. . . . . 20 м
3. Измененная, ожелезненная, окварцованная порода с плохо сохранившейся фауной брахиопод и трилобитов, по возрасту относящихся к карадокскому ярусу.
   Несогласие.
4. Красноцветные эффузивы, возможно, силурийские (?).

Анализ стратиграфических разрезов указывает, что начало карадокского времени в Северном Казахстане характеризуется бурным развитием вулканической деятельности, результатом которой явились мощные излияния пироксен-плагиоклазовых и роговообманковых порфиритов, сопровождавшихся выбросами туфоагломератов и туфобрекчий.

Излияния проходили в значительной мере в подводных условиях, на что указывают линзы известняков, иногда большой протяженности и мощности, чаще немых, но изредка содержащих фауну брахиопод, трилобитов и остракод. Эффузивная деятельность охватывала громадные площади и располагалась, в основном, к востоку и юго-востоку от Кокчетавского докембрийского массива.

Вулканические породы сменяются выше отложениями известняков, песчаников, сланцев, реже конгломератов верхнемайлисорского горизонта, характеризующих попрежнему морские условия. Вблизи Кокчетавского поднятия известняки развиты слабо, здесь в основном представлены терригенные осадки.

К юго-востоку от этого поднятия располагаются известняки, обнажающиеся большими массивами у озер Майлисор, Атансор, Алабасколь и в других участках.

Еще далее в юго-восточном направлении известняки постепенно уменьшаются в мощности, замещаясь снова терригенным материалом.

Эти условия удерживались сравнительно продолжительное время, после чего начинают проявляться более интенсивно колебательные движения (первые предвестники таконской фазы каледонской складчатости), которые выразились в частой смене известняков, тонкозернистых песчаников и мергелистых пород.

Далее наблюдается резкое фациальное изменение осадков и крупных тектонических движений Таким образом, общая палеогеографическая обстановка в карадокское время представляется в таком виде.

На северо-западе намечается существование поднятия с развитием на его поверхности умеренных эрозионных процессов, с ограниченным выносом обломочного материала. Этим поднятием, очевидно, была Кокчетавская глыба. Существование здесь суши было достаточно длительным и, возможно, захватывало весь нижний палеозой. К юго-востоку от Сталинского рудника также намечается поднятие, поскольку в этом направлении наблюдается смена карбонатных образований обломочными. Таким образом, накопление осадков шло в условиях островного режима с достаточно резкими подвижками дна, с возникновением разрывов и проявлением интенсивной вулканической деятельности в низах карадока.

Характерной особенностью литологии карадокского яруса ордовика Пристепняковского района являются вулканогенные породы и известняки. Накоплению последних при всех физико-географических условиях способствует небольшое количество обломочного материала. Поэтому они, как это имеет место и в нашем случае, образуются в периоды существования небольших участков суши с равнинным рельефом. Наиболее часто эти эпохи совпадают с периодами трансгрессий. В наших условиях начало трансгрессии совпадает с лландейльским временем, этим и объясняется отсутствие находок более древних ярусов ордовика в описываемом и расположенном к востоку районе.

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/17 : CIA-RDP81-01043R001500020007-2

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/17 : CIA-RDP81-01043R001500020007-2

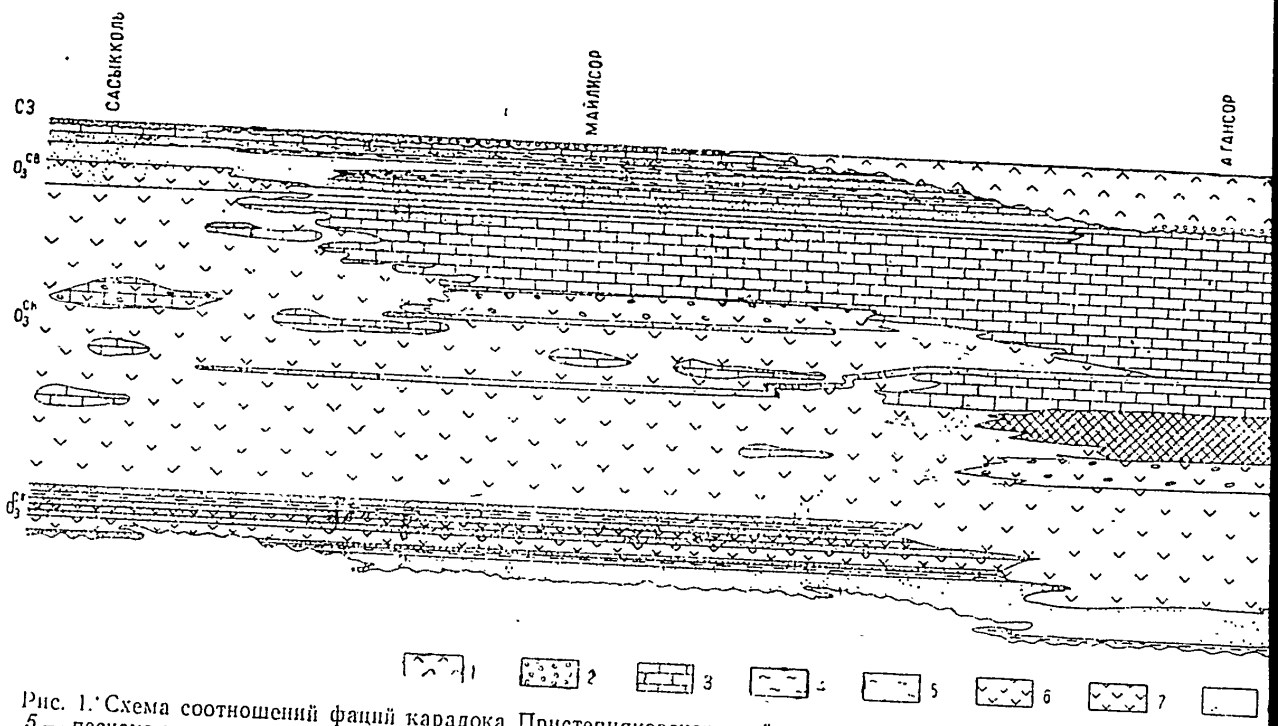
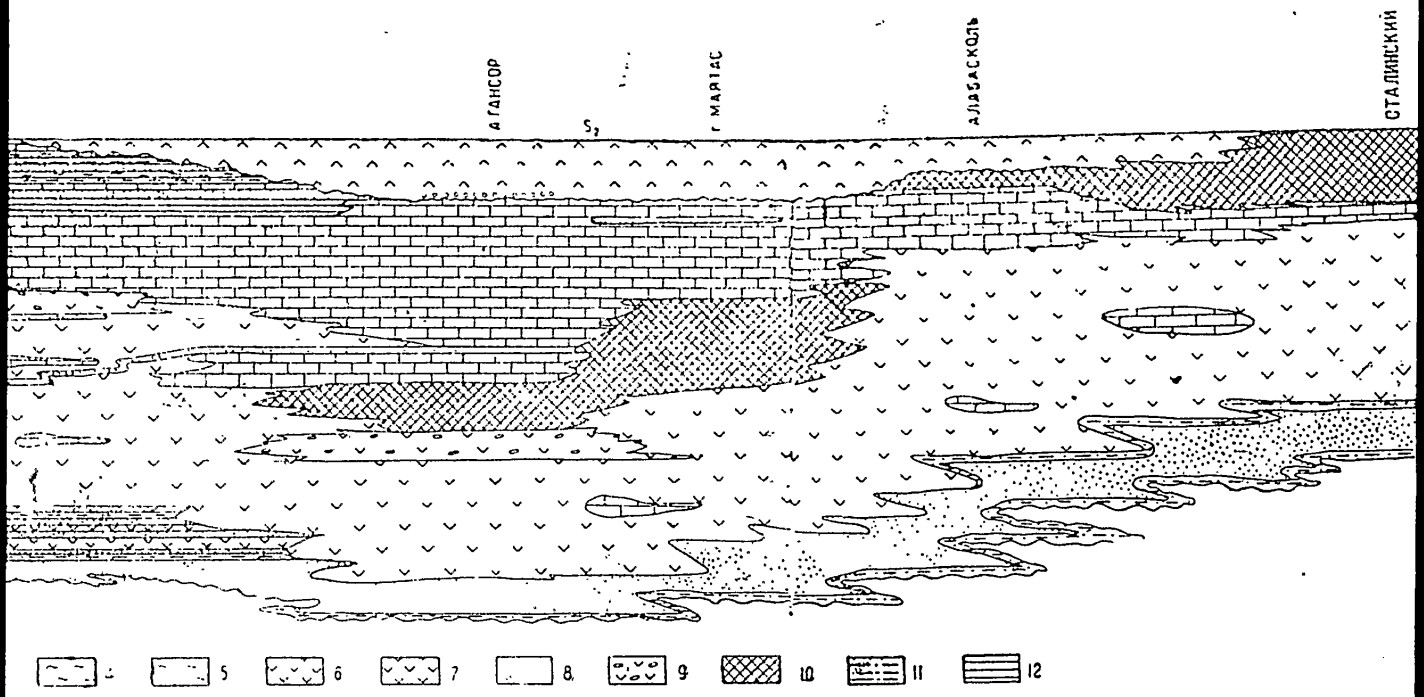


Рис. 1. Схема соотношений фаций карадока Пристепняковского района. Условные обозначения: *1* — кислые э
5 — песчано-мергелистые породы, *6* — туфопесчаники, *7* — основные порфириты, *8* — песчаники, *9* — туфоаглом

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/17 : CIA-RDP81-01043R001500020007-2

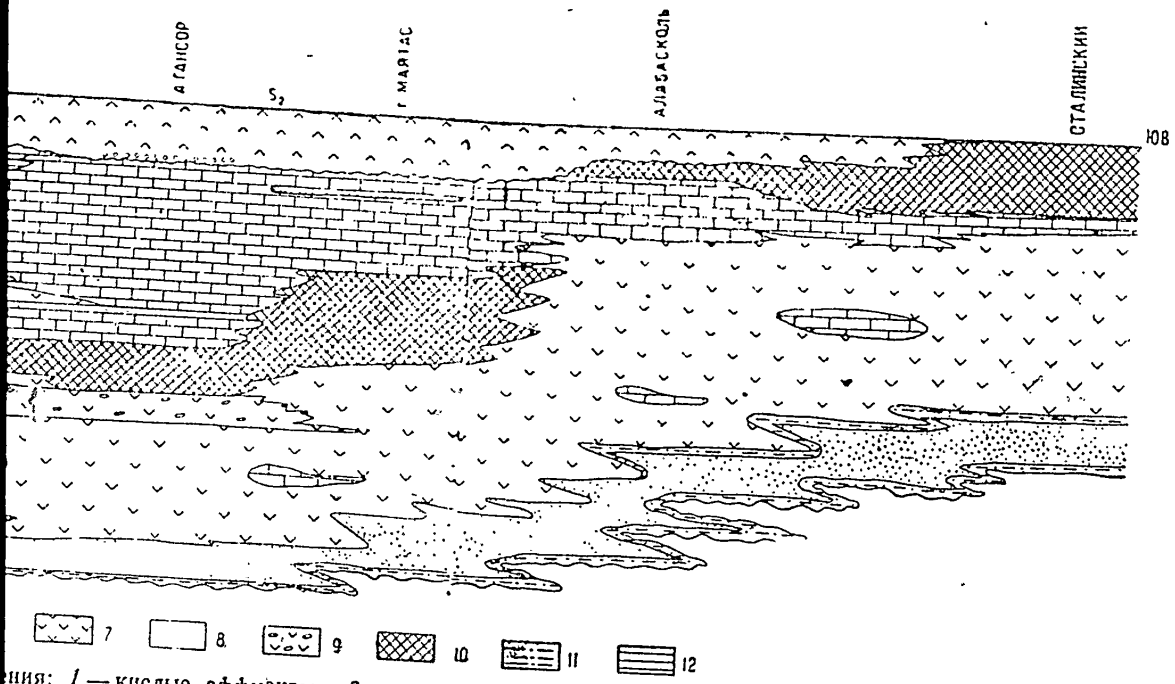
Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/17 : CIA-RDP81-01043R001500020007-2



о района. Условные обозначения: *1* — кислые эффузивы, *2* — конгломераты, *3* — известняки, *4* — мергелистые поро
новые порфириты, *8* — песчаники, *9* — туфоагломераты, 10 — окварцованные породы, *11* — алевролиты, *12* — сланцы.

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/17 : CIA-RDP81-01043R001500020007-2

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/17 : CIA-RDP81-01043R001500020007-2



ния: *1* — кислые эффузивы, *2* — конгломераты, *3* — известняки, *4* — мергелистые породы, ки, *9* — туфоагломераты, 10 — окварцованные породы, *11* — алевролиты, *12* — сланцы.

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/17 : CIA-RDP81-01043R001500020007-2

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/17 : CIA-RDP81-01043R001500020007-2

Вторым моментом, характеризующим палеогеографию карадока, являются его климатические особенности. Как известно, образованию известняков способствует теплый климат, и наличие мощных толщ известняков является надежным указанием на существование теплого климата.

Третьим моментом, определяющим особенности палеогеографии верхов карадока, является специфичность развития преимущественно органогенных и частично терригенных пород.

Значительные скопления разнообразной, многочисленной фауны, довольно хорошей сохранности, свойственны неритической зоне теплого моря с нормальной соленостью и небольшим глубинам (крупные формы трилобитов и гастропод с толстым панцырем).

Эти условия сменились менее устойчивым режимом, на что указывает далее переслаивание терригенных пород и линзы известняков, содержащих массу мшанок, криноидей, трилобитов и др.

Такое чередование явно указывает на происходившие частые колебательные движения, после чего, повидимому, наступает таконская фаза каледонской складчатости и внедрение гранитных интрузий, так как все вышеуказанные осадки, собраны в интенсивные складки и прорваны интрузиями, а на них явно несогласно залегают кислые эффузивы с прослоями песчаников, иногда включающих фауну собственно силура, или же красноцветные песчаники девона с базальным конгломератом в основании.

Таковы, по имеющимся пока данным, основные палеогеографические условия карадока Пристепняковского района.

РЕЗЮМЕ

Мақалада Солтүстік Қазақстанның орта және жоғарғы ордовик дәуірінің палеогеографиясы мен стратиграфиясынан мәліметтер келтірілген.

Мақала екі картамен жабдықталған, оның біреуіне Солтүстік Қазақстанның ордовик дәуірінің карадок қабаттарының фациялық ара қатыстарының схемасы көрсетілген, ал екіншісінде — стратиграфиялық тіліктердің типтері суреттелген.

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/17 : CIA-RDP81-01043R001500020007-2

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/17 : CIA-RDP81-01043R001500020007-2

ИЗВЕСТИЯ
АКАДЕМИИ НАУК КАЗАХСКОЙ ССР
1956 *Серия геологическая* Вып. 22

Н. М. МИТРЯЕВА

О ЯВЛЕНИЯХ ИЗБИРАТЕЛЬНОГО МЕТАСОМАТИЗМА В ОДНОЙ ИЗ ГРУПП СВИНЦОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ХРЕБТА КАРАТАУ

В течение последних нескольких лет автором изучалась одна из групп свинцовых месторождений хребта Каратау, расположенная вблизи крупного разлома, являющегося, повидимому, северным продолжением главной структурной линии Тянь-Шаня (В. А. Николаев). Вдоль этой линии контактируют метаморфические сланцы протерозоя и отложения среднего палеозоя.

Все месторождения приурочены к крыльям крупной антиклинальной складки, в ядре которой обнажается песчано-сланцевый комплекс пород нижнесилурийского возраста. В нем встречаются редкие линзы доломитизированных известняков и доломитов Несогласно на породах нижнего силура залегают обломочные отложения среднего, низов верхнего девона ($Д_2$—$Д^1_3$): конгломераты, песчаники, алевролиты. Верхняя часть разреза девона и низы карбона представлены карбонатными породами, которые являются вмещающими для большинства свинцовых и свинцово-цинковых рудопроявлений района.

Близость к главному каратаускому надвигу в значительной мере определяет сложность строения района месторождений. Крылья основной антиклинали осложнены мелкими складками более высоких порядков, вплоть до плойчатости, а также рядом разрывных нарушений типа надвигов и взбросо-сдвигов, имеющих северо-западное простирание. Широко распространены также послойные подвижки внутри карбонатных толщ.

Минеральный состав руд месторождений отличается исключительной простотой. Основным рудным минералом является галенит, в подчиненных количествах присутствуют сфалерит, марказит и пирит, в виде примесей встречаются халькопирит и арсенопирит.

Для всех месторождений характерна приуроченность оруденения к тектонически ослабленным зонам—разломам типа взбросо-сдвигов и сопутствующим им зонам разлинзования и брекчирования пород, а также к участкам повышенной трещиноватости.

Таким образом, твердо устанавливается отчетливая приуроченность рудоотложения к зонам повышенной проницаемости пород для проходящих через них минерализующих растворов.

Свинцовые месторождения описываемой группы могут служить прекрасным примером проявления избирательного замещения рудным материалом карбонатных пород. Явления эти наблюдаются как в масштабе целого района и месторождений, так и в пределах отдельных рудных тел, участков их, вплоть до микропроявлений, и потому должны рассматриваться в качестве одной из важных закономерностей рудоотложения.

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/17 : CIA-RDP81-01043R001500020007-2

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/17 : CIA-RDP81-01043R001500020007-2

Явления избирательного оруденения пород проявляются прежде всего в том, что рудоотложение почти исключительно приурочивается к карбонатным породам и отсюда всегда занимает строго определенное положение в стратиграфическом разрезе (рис. 1). Это определяет общий план размещения месторождений. Так, оруденение известно в доломитах нижнего силура и почти во всех членах разреза карбонатной толщи верхов девона и низов карбона. Но основные рудопроявления сосредоточены в отложениях фаменского и нижнетурнейского возраста.

Возраст		Краткая характеристика пород	Краткая характеристика свинцового оруденения
		наносы	
C_1^1		Карбонатная толща. известняки, часто массивные, доломиты, конгломераты, сланцы.	Секущие, реже пластообразные рудные тела и непромышленная вкрапленность сульфидов.
$Д_3^2$		Пестрая карбонатная толща. карбонатные конгломераты, известняки, доломиты, песчаники и сланцы.	Секущие и пластообразные рудные тела и непромышленная вкрапленность сульфидов
$Д_2$-$Д_3^1$		Красноцветная толща с конгломератами в основании, выше-песчаники полимиктовые и аркозовые и алевролиты	Оруденение не встречено, за исключением участков, расположенных непосредственно в зонах рудоконтролирующих нарушений.
		несогласие	
S_1		Переслаивание песчаников, полимиктовых, и сланцев, глинистых, филлитовидных, иногда вулканогенным материалом Вверху-линзы доломитизированного известняка и доломита.	Оруденение-редкая вкрапленность сульфидов-только в линзах доломитов и доломитизированных известняков.
		граница тектоническая	
P_z		Метаморфические сланцы	Оруденение неизвестно

Рис 1. Схема распределения свинцового оруденения в стратиграфической колонке.

Однако не все карбонатные породы подвергаются оруденению в одинаковой степени. Комплекс верхнедевонских и нижнекарбоновых карбонатных пород в районе месторождений отличается большой пестротой (различные известняки, доломиты, конгломераты, известковистые сланцы, песчаники и пр.), и соответственно этому интенсивность свинцового оруденения в литологической колонке карбонатной толщи подвержена большим изменениям.

Среди различных карбонатных пород в районе отчетливо выделяются породы, более или менее благоприятные для развития оруденения. К наиболее благоприятным породам относятся:

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/17 : CIA-RDP81-01043R001500020007-2

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/17 : CIA-RDP81-01043R001500020007-2

а) конгломераты, состоящие из галек различных карбонатных пород, сцементированных известняком или доломитизированным известняком с некоторым количеством обломочного кварца;

б) песчанистые известняки, грубо слоистые и массивные; количество обломочного материала в них достигает 30%, представлен он кварцем, полевыми шпатами, различными серицитизированными и карбонатизированными породами;

в) массивные серые известняки с незначительным количеством обломочного кварца.

Менее благоприятными для оруденения являются конгломераты с доломитовым цементом и доломиты, а также слоистые доломитизированные известняки.

Оруденение почти никогда не встречается в мергелистых сланцах и в тех частях разреза карбонатных отложений, которые представлены тонким чередованием известняка и мергелистого сланца, а также в прослоях песчаников среди известняков и сланцев.

В исключительно редких случаях вкрапленность галенита отмечена в красноцветных песчаниках основания девонского разреза на участках, прилегающих к рудолокализующим разломам.

Совершенно не встречено оруденение в связи с песчаниками и сланцами нижнесилурийского и протерозойского возраста.

Наиболее благоприятными для локализации оруденения являются случаи сочетания соответствующих структур с указанными выше литологически благоприятными породами. Иллюстрацией этого положения может служить одно из изученных месторождений. По рудоконтролирующему разлому здесь контактируют красноцветные песчаники среднего — низов верхнего девона и фаменские карбонатные породы. Наиболее интенсивное оруденение несут участки, на которых к рудоконтролирующему разлому подходят массивные известняки или песчанистые известняки и известковые конгломераты. В таких участках рудное тело образует раздувы. Менее благоприятны участки контакта тонкослоистых известняков, содержащих прослои углисто-глинистого состава, и красноцветных песчаников $Д_2$ — $Д_3^1$ Здесь мощность рудного тела и содержание полезных компонентов заметно уменьшаются. К участкам контакта тонкослоистых мергелей и красноцветных песчаников приурочены или безрудные интервалы шва разлома, или убогое оруденение.

Аналогичное явление имеет место и на другом месторождении, где максимальное оруденение отмечено в тех местах, где рудоконтролирующий разлом и сопутствующие ему нарушения пересекают известняковые конгломераты и массивные известняки. Там же, где к разлому подходят мергелистые сланцы, оруденение отсутствует.

На месторождениях описываемой группы развиты как секущие, так и пластообразные рудные залежи, относящиеся к двум главным структурно-морфологическим типам рудных тел.

Секущие рудные тела развиваются непосредственно в зоне основных разломов и по сопровождающим зонам брекчий в участках разлинзования пород. Обычно это линзы или жилообразные тела, или система таких тел, вытянутых, в общем, вдоль основного нарушения или же расположенных под острым углом к нему. Рудные минералы замещают цемент брекчий, обладающий по сравнению с обломками повышенной пористостью. В первую очередь замещению подвергается тонко раздробленный материал, а затем — более крупный, причем в крупных обломках известняков рудные минералы развиваются лишь по тонким трещинкам. Обычно совершенно не подвергаются замещению обломки окварцованного и глинистого известняка и реже — доломита. В связи с этим для секущих рудных тел чрез-

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/17 : CIA-RDP81-01043R001500020007-2

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/17 : CIA-RDP81-01043R001500020007-2

вычайно характерны брекчиевые руды и, как крайняя степень замещения рудными минералами раздробленного материала, развиваются массивные руды. Часто сульфиды окаймляют обломки пород.

Пластообразные рудные тела приурочены к отдельным прослоям пород, благоприятных для оруденения. Обычно такими породами являются трещиноватые неясно слоистые известняки, песчанистые известняки и известняковые конгломераты, залегающие среди мергелистых и известковистых сланцев. Пластообразные рудные тела отходят от разломов вдоль таких прослоев, обладающих вблизи нарушений повышенной трещиноватостью, и слагаются вкрапленно-прожилковыми рудами. Выделения сульфидов и жильных карбонатов приурочены к многочисленным трещинкам и к известковой составляющей пород.

Таким образом, секущие рудные тела представляют собой результат замещения рудными минералами различных тектонитов в зонах разломов и брекчирования пород, в то время как пластообразные тела образуются при метасоматическом замещении рудными компонентами благоприятных для оруденения прослоев карбонатных пород в участках повышенной трещиноватости.

Касаясь самого механизма метасоматического замещения рудными минералами карбонатных пород, также следует отметить избирательный характер этого процесса.

Особенно ярко явления избирательного метасоматизма проявляются в случае развития оруденения в известняковых конгломератах и в песчанистых известняках.

В конгломератах рудные минералы (главным образом галенит) вместе с карбонатами образуют вкрапленность и прожилки в цементе. Наряду с этим встречаются участки конгломерата, где галенит в срастании с кальцитом полностью замещает отдельные гальки, в то время как в цементе оруденение развивается в незначительной степени, главным образом, по трещинкам. Часто скопления рудных минералов приурочены к границам галек и цемента.

Замещению в первую очередь подвергаются менее глинистые и менее кремнистые разности пород. Таким образом, там, где цемент представлен известняком или песчанистым известняком, оруденение развивается преимущественно в цементе. В тех же случаях, когда цемент содержит в своем составе заметное количество глинистого или кремнистого материала, оруденение в нем развивается лишь в виде проводничков по трещинкам, а гальки, имеющие известковый состав, подвергаются метасоматическому замещению рудными минералами с тем или иным количеством карбоната (рис. 2 и 3).

При развитии оруденения в песчанистых известняках (и в цементе конгломератов, представленном песчанистым известняком) замещению рудными минералами в первую очередь подвергается известковый материал, в то время как обломочная часть породы замещается в несравненно меньшей степени или совершенно не затрагивается замещением. Так возникают вначале сложные по форме вкрапленники сульфидов в карбонатных породах, затем пятнистые скопления рудных минералов и, наконец, почти сплошные руды, в которых незамещенными остаются только зерна кварца (рис 4).

Таким образом, в распределении оруденения в описываемом районе имеют место следующие закономерности:

1. Рудопроявления приурочены к зонам тектонических нарушений, обладавших в период рудоотложения повышенной проницаемостью для рудоносных растворов.

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/17 : CIA-RDP81-01043R001500020007-2

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/17 : CIA-RDP81-01043R001500020007-2

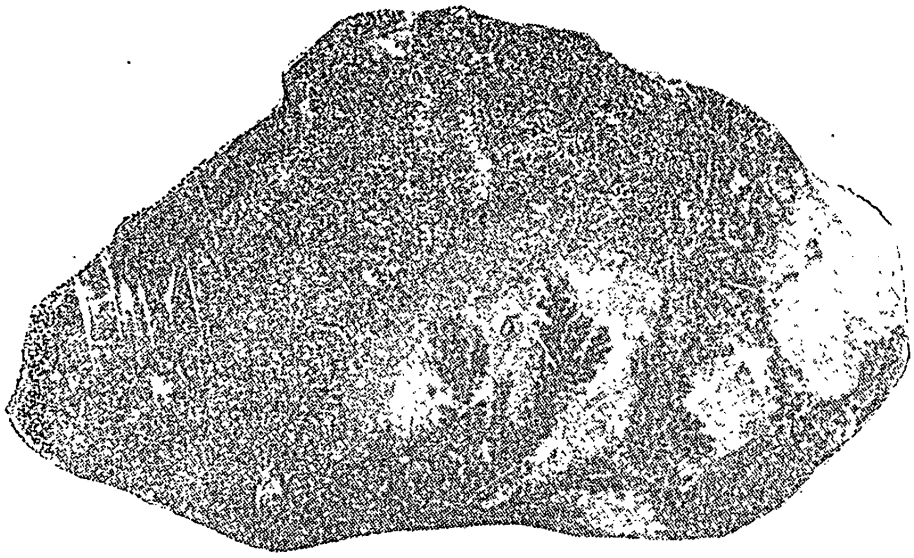


Рис. 2 Оруденение в конгломерате. Галенит и кальцит замещают цемент конгломерата. В гальке кремнистого известняка (с дендритами окислов марганца по трещинке) сульфиды отсутствуют. Натуральная величина: *а* — галенит и кальцит, *б* — галька известняка.

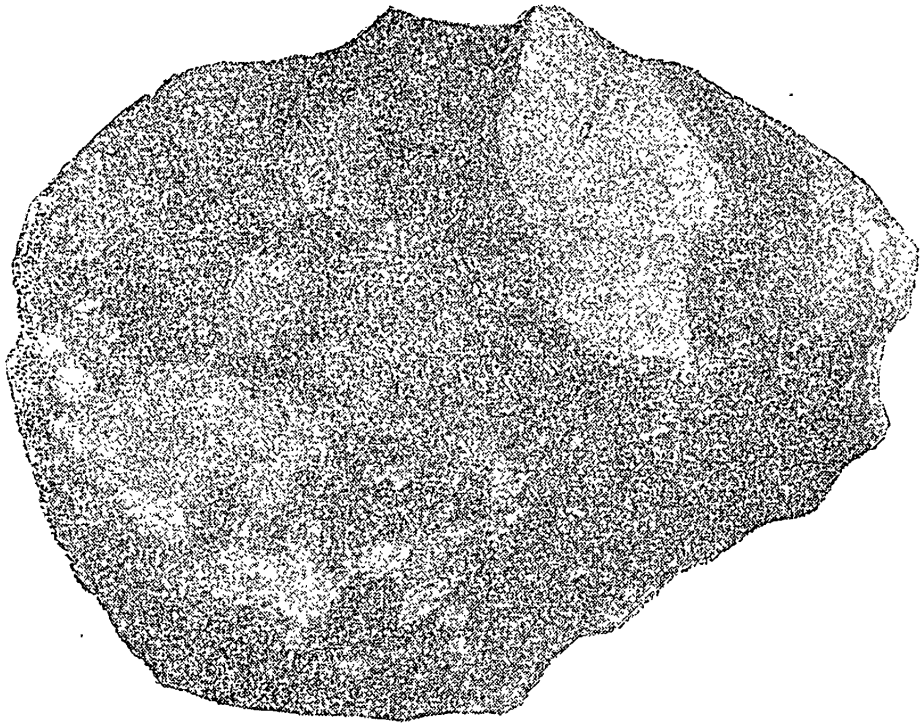


Рис. 3. Оруденение в конгломерате. Цемент — кремнистый известняк, в нем рудные минералы образуют прожилки вдоль трещинок; отдельные гальки известняка почти полностью замещены рудными минералами (в основном галенитом) и кальцитом. Натуральная величина: *а* — галенит и кальцит, *б* — незамещенный рудным материалом цемент конгломерата.

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/17 : CIA-RDP81-01043R001500020007-2

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/17 : CIA-RDP81-01043R001500020007-2

Образование главных рудоконтролирующих разломов, брекчий и милонитов, разлинзование и дробление пород в условиях Каратау происходило вблизи поверхности и привело к значительному увеличению первоначальной пористости пород, что создало благоприятные условия для циркуляции растворов.

2. Избирательная приуроченность оруденения к карбонатным частям разреза определяется литолого-химическими свойствами карбонатных пород, в первую очередь, повышенной растворимостью по сравнению с песчано-глинистыми отложениями, что привело к избирательному замещению их рудным материалом.

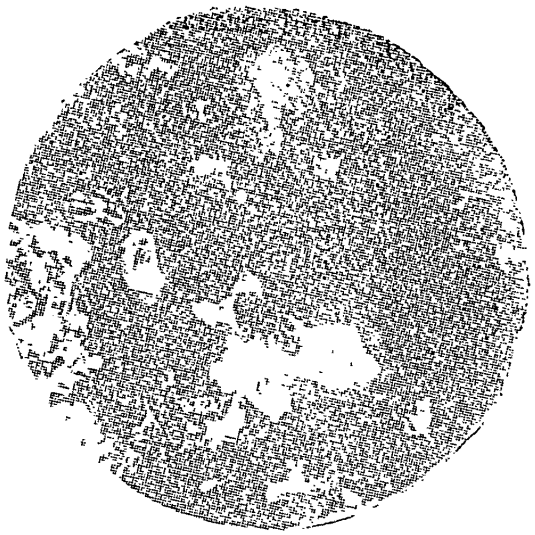


Рис. 4 Вкрапленники галенита (белое) в известняке (черное). Увел. 80.

3. Распределение оруденения внутри карбонатных толщ контролируется, в основном, физическими свойствами различных видов карбонатных пород. В близповерхностных условиях, в зонах наиболее интенсивных тектонических движений и вблизи них известковистые и мергелистые сланцы испытывают деформацию течения, а конгломераты, песчанистые и массивные известняки подвергаются дроблению. При этом, в случае конгломератов и песчанистых известняков, усиливается их первичная неоднородность.

Обращает на себя внимание тот факт, что из карбонатных пород с равной растворимостью более благоприятными для оруденения являются те из них, в нерастворимом остатке которых преобладают частицы кварца, и менее те, нерастворимый остаток в которых представлен глинистой фракцией. Вероятно, кроме создания первичной неоднородности в породе, частички кварца (кремнекислота) играют определенную роль в химизме рудоотложения.

В последние годы опубликован ряд работ, посвященных вопросам генезиса свинцовых и свинцово-цинковых месторождений в карбонатных породах Некоторые исследователи (М. М. Константинов, С. А. Юшко и др.) принимают для подобных месторождений осадочный или осадочно-метаморфический генезис. Одним из основных признаков осадочного происхождения таких месторождений они выдвигают приуроченность оруденения к карбонатным толщам, а внутри этих толщ — к определенным горизонтам карбонатных пород, и широкое развитие в них пластообразных рудных тел.

Анализ имеющихся материалов позволяет сделать вывод, что месторождения рассматриваемой группы, заключенные в карбонатных породах, представляют собой продукт единого процесса рудообразования. Изучение распределения рудной минерализации в породах района наряду с другими особенностями месторождений показывает, что приуроченность оруденения к определенным разностям пород нельзя считать доказательством осадочно-метаморфогенного происхождения месторождений, а следует объяснить явлениями избирательного метасоматизма.

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/17 : CIA-RDP81-01043R001500020007-2

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/17 : CIA-RDP81-01043R001500020007-2

РЕЗЮМЕ

Мақалада Қаратау қыркасындағы кен казбаларын мысал ретінде келтіріп, әртүрлі типті карбонаттарда болатын метасоматоздық құбылыстарды карастырады. Сонымен қабат кенқазбаларын қорғалауына негізгі контроль тектоникалық процесстердің әсерінен ыдыраған (жігі босаған) взбросдвиг типті зоналар болады деген пікірді айтады.

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/17 : CIA-RDP81-01043R001500020007-2

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/17 : CIA-RDP81-01043R001500020007-2

ИЗВЕСТИЯ
АКАДЕМИИ НАУК КАЗАХСКОЙ ССР
1956 Серия геологическая Вып. 22

И. Ф. НИКИТИН

БРАХИОПОДЫ ЯШМОВОЙ И ТОРТКУДУКСКОЙ ТОЛЩ СЕВЕРО-ВОСТОКА ЦЕНТРАЛЬНОГО КАЗАХСТАНА (КЕМБРИЙ И НИЖНИЙ ОРДОВИК)

В последнее десятилетие Институтом геологических наук АН КазССР были предприняты систематические исследования стратиграфии, вулканизма, тектоники и металлогении северо-востока Центрального Казахстана, проводившиеся по инициативе и под руководством действительного члена АН КазССР Р. А. Борукаева.

В результате этих исследований, обобщенных и систематизированных в работе Р. А. Борукаева «Допалеозой и нижний палеозой северо-востока Центрального Казахстана», на основании многочисленных находок фауны трилобитов и брахиопод среднего, верхнего кембрия и нижнего ордовика было доказано широкое распространение кембрийских и нижнеордовикских отложений. Отложения эти представилось возможным расчленить на ряд толщ. Сопоставление трилобитовых фаун северо-востока Центрального Казахстана с трилобитовыми зонами Западной Европы и Северной Америки позволило Н. К. Ившину выделить следующие фаунистические горизонты.

В среднем кембрии:

1. Агырекский с *Erbia, Olenoides, Kootenia,* относящийся к самым низам среднего кембрия.
2. Майданский с *Dinesus, Kootenia* и *Olenoides,* сопоставляющийся с нижней половиной зоны *Paradoxides tessini* и с некоторой частью зоны *Paradoxides oelandicus.*
3. Бощекульский с *Anomocare, Phoidagnostus bituberculatus,* сопоставляющийся с зоной *Paradoxides forchhammeri.*
4. Алкамергенский с *Acrocephalus, Anomocare,* сопоставляющийся с зоной *Lejopyge laevigata.*

В верхнем кембрии:

1. Куяндинский с *Kujandaspis* и *Billingsella,* по возрасту соответствующий нижней части франконского яруса Северной Америки.
2. Селетинский с *Irvingella,* соответствующий верхам зоны с *Leptoplastus.*
3. Лермонтовский с *Lotagnostus, Peltura, Porabolinella,* сопоставляющийся с зоной *Peltura — Sphaerophtalmus — Ctenopyge* и с нижней частью зоны *Acerocare — Cyclognathus.*
4. Шидертинский с *Euloma,* сопоставляющийся с самыми верхами верхнего кембрия Скандинавии, с верхней частью зоны *Acerocare — Cyclognathus.*

В нижнем ордовике:

Олентинский с *Niobe, Harpides, Clarkella,* сопоставляющийся с тремадокским ярусом Англии и с цератопигиевыми слоями Швеции.

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/17 : CIA-RDP81-01043R001500020007-2

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/17 : CIA-RDP81-01043R001500020007-2

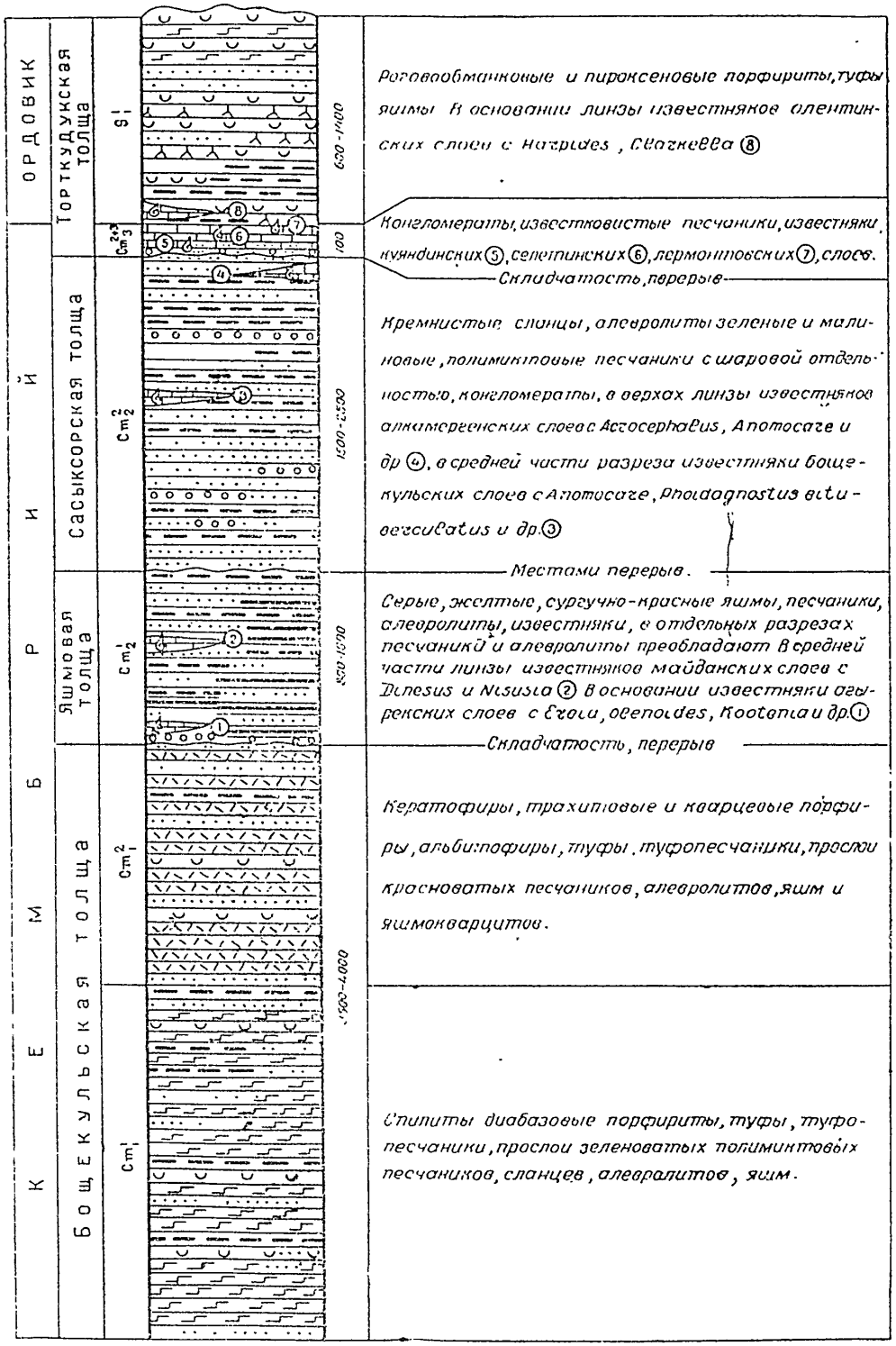


Рис. 1. Стратиграфическая колонка кембрия и нижнего ордовика северо-востока Центрального Казахстана (по Р. А. Борукаеву).

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/17 : CIA-RDP81-01043R001500020007-2

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/17 : CIA-RDP81-01043R001500020007-2

Изучение конкретных разрезов кембрийских и нижнеордовикских отложений северо-востока Центрального Казахстана позволило подтвердить намеченную таким образом последовательность фаунистических комплексов в сводном разрезе и привязать их к отдельным членам стратиграфических подразделений или слоев, носящих названия соответствующих фаунистических горизонтов.

Основными стратиграфическими подразделениями кембрия и нижнего ордовика северо-востока Центрального Казахстана являются следующие толщи, выделенные Р. А. Борукаевым (рис. 1):

1. *Бощекульская осадочно-вулканогенная толща*, подразделенная на две свиты: нижнюю — спилитовую (Cm_1^1) и верхнюю — кератофировую (Cm_1^2).

2. *Яшмовая толща* (Cm_2^1), которая относится к нижней половине среднего кембрия на основании обильной фауны из агырекских и майданских слоев.

3. *Сасыксорская песчано-сланцевая толща* (Cm_2^2), относимая к верхней половине среднего кембрия на основании фауны, происходящей из бощекульских и алкамергенских слоев.

4. *Торткудукская толща* ($Cm_3^2 - S_1^1$), представленная осадочно-эффузивным комплексом.

В нижней, преимущественно осадочной, части торткудукской толщи и в низах верхней, существенно вулканогенной, встречена разнообразная фауна трилобитов и брахиопод, происходящая из куяндинских ($Cm_3^к$), селетинских (Cm_3^s), лермонтовских (Cm_3^l) и олентинских слоев (S_1^{lol}). Фауна эта позволяет считать, что накопление торткудукской толщи охватило две верхних трети верхнего кембрия и нижний ордовик.

Положение агырекских, майданских, бощекульских и алкамергенских слоев в сводном стратиграфическом разрезе среднего кембрия северо-востока Центрального Казахстана определяется следующими данными.

1. Каждый из перечисленных горизонтов распространен в обособленных разрезах, в различных тектонических структурах, на значительных расстояниях друг от друга и по настоящее время не представилось возможным наблюдать более одного фаунистического горизонта в одном непрерывном разрезе в нормальной стратиграфической последовательности.

2. *Агырекские слои* залегают в горах Агырек непосредственно на базальных конгломератах в самых низах яшмовой толщи.

3. *Майданские слои* залегают в обособленном тектоническом блоке в нижнем течении р. Акжар (правый приток р. Селеты) также в яшмовой толще. Низы толщи и ее верхние горизонты в этом разрезе срезаны тектоническими разрывами, по которым она контактирует с осадками верхнего кембрия и готландия. Известняки майданских слоев залегают в средней части этого разреза. Обстоятельство это позволило утверждать, что майданские слои в сводном разрезе яшмовой толщи залегают выше агырекских слоев.

4. *Бощекульские слои* обнажаются в массиве сасыксорской толщи в районе пос. Бощекуль. Низы этой толщи в указанном разрезе срезаны тектоническим разрывом, по которому сасыксорская толща контактирует с осадками бощекульской толщи нижнего кембрия, а верхи перекрыты третичными отложениями. Известковистые песчаники бощекульских слоев залегают приблизительно в 1000 м вверх по разрезу от наи-

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/17 : CIA-RDP81-01043R001500020007-2

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/17 : CIA-RDP81-01043R001500020007-2

более низких горизонтов этой толщи в данном разрезе и на 700 м ниже наиболее высоких горизонтов.

Положение бощекульских слоев в этом разрезе дает основание полагать, что они приурочены к верхам нижней половины сасыксорской толщи и залегают выше верхнего фаунистического горизонта яшмовой толщи, поскольку последняя перекрывается сасыксорской толщей.

5. *Алкамергенские слои* залегают в обособленном тектоническом блоке в районе оз. Алкамергень, в котором обнажается незначительная по мощности часть сасыксорской толщи. Единственным основанием для помещения этого горизонта в верхи сводного разреза среднекембрийских отложений северо-востока Центрального Казахстана и отнесения его к верхам сасыксорской толщи является состав трилобитовой фауны, на основании которой горизонт этот сопоставляется с самыми верхами среднего кембрия с зоной *Lejopige laevigata* в то время, как бощекульский горизонт сопоставляется с более низкими горизонтами этого отдела — с зоной *Paradoxides forchhammeri*.

Изучение трех наиболее полно охарактеризованных фауной разрезов торткудукской толщи в нижнем течении р. Селеты, в урочище Сатпак и в районе оз. Сасыксор позволяет наметить последовательность фаунистически охарактеризованных слоев в сводном разрезе этой толщи и выявить характерные особенности их вещественного состава (рис. 2).

Куяндинские слои залегают во всех этих разрезах в основании торткудукской толщи, непосредственно на базальных конгломератах или на пачке эффузивов небольшой мощности. В нижнем течении р. Селеты слои эти представлены разнообразными, нередко оолитовыми, известняками и лишь в верхах появляются известковистые, плохо сортированные песчаники. В междуречье Оленты — Шидерты куяндинские слои состоят преимущественно из зеленовато-бурых известковистых песчаников и алевролитов. Известняки в этих разрезах играют подчиненную роль и либо залегают в виде линзообразных тел на различных уровнях разреза, либо образуют тонкие прослои среди алевролитов в низах этих слоев. Характерной особенностью куяндинских слоев является наличие линзообразных тел известковистых песчаников, переполненных разобщенными створками библиингселл. Мощность куяндинских слоев колеблется от 30 до 60 м

Селетинские слои известны только в нижнем течении р. Селеты, где они залегают на куяндинских слоях. Представлены они массивными светлосерыми известняками и имеют мощность около 38 м.

Лермонтовские слои венчают разрез кембрийских отложений северо-востока Центрального Казахстана и залегают на селетинских слоях в нижнем течении р. Селеты и на куяндинских слоях в большинстве разрезов междуречья Оленты — Шидерты. Во всех этих разрезах они представлены массивными светлосерыми или розовыми известняками, светлосерыми плитчатыми известняками и тонким чередованием темносерых пелитоморфных известняков с зелеными песчаниками и алевролитами. Мощность лермонтовских слоев колеблется от 20 до 35 м. Верхняя часть этих слоев на основании появления представителей рода *Euloma* и других форм, не встречающихся в нижней части и характеризующих самые верхи кембрийских отложений, выделяется в шидертинский горизонт.

Олентинские слои известны только в междуречье Оленты — Шидерты, где они залегают в низах пачки эффузивов и их туфов выше лермонтовских слоев или выше куяндинских в тех разрезах, в которых лермонтовские слои отсутствуют. Представлены они линзообразными телами розовых известняков и известковистых песчаников, в которых в той или иной степени наблюдается примесь туфового материала. Линзы эти имеют мощность от 1 до 4 м и располагаются на различных уровнях разреза в преде-

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/17 : CIA-RDP81-01043R001500020007-2

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/17 : CIA-RDP81-01043R001500020007-2

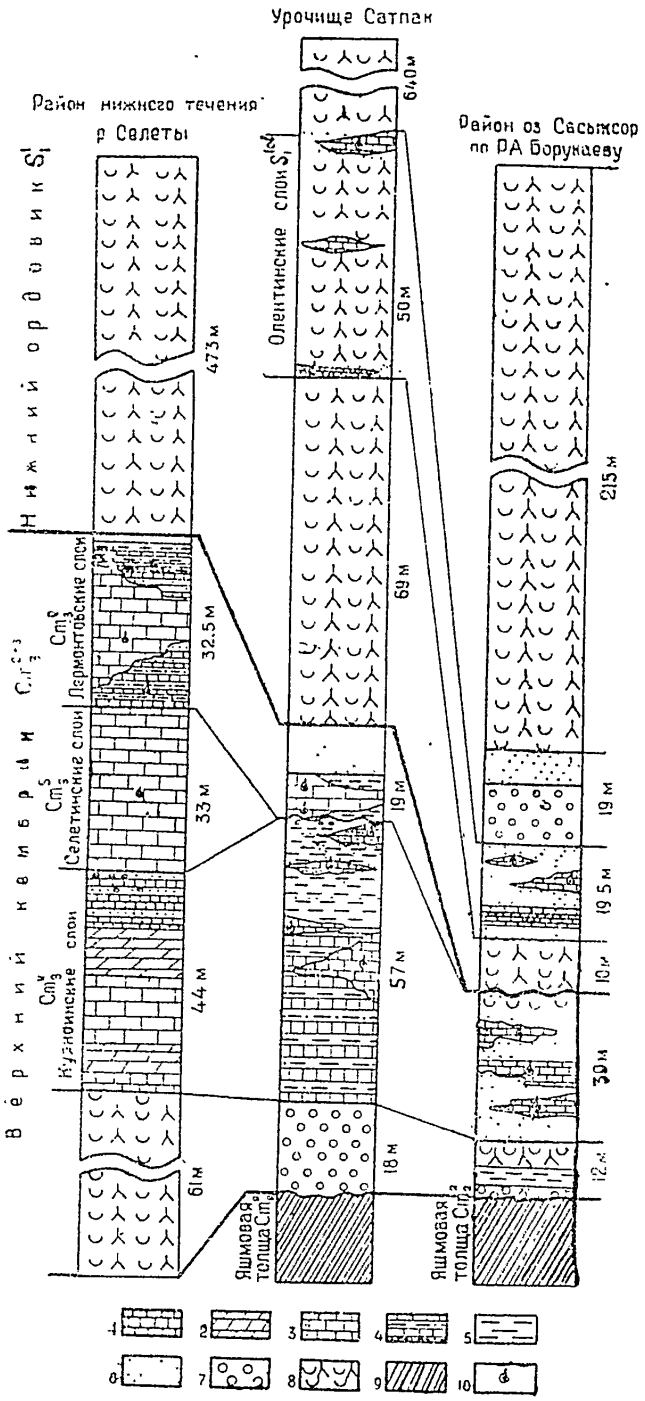


Рис. 2. Сопоставление стратиграфических колонок кембрия и нижнего ордовика района нижнего течения р Селеты, урочища Сатпак и района оз. Сасыксор. Условные обозначения: *1*—массивные известняки с прослоями ракушняков, *2* — оолитовые известняки, *3*—известковистые песчаники и песчанистые известняки *4* — переслаивание известняков, песчаников, алевролитов, *5* — алевролиты с прослоями песчаников. *6* — песчаники, *7* — конгломераты, *8* — туфы, туфопесчаники, прослои порфиритов.

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/17 : CIA-RDP81-01043R001500020007-2

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/17 : CIA-RDP81-01043R001500020007-2

лах пачки туфов, достигающей мощности 50 м. От нижележащих, фаунистически охарактеризованных слоев верхнего кембрия слои эти во всех разрезах отделяются пачкой туфов и немых песчаников, имеющей мощность 10 — 70 м.

Приуроченность в разрезе торткудукской толщи урочища Сатпак комплексов фауны лермонтовского и шидертинского фаунистических горизонтов, выделяющихся Р. А. Борукаевым и Н. К. Ившиным в качестве самостоятельных подразделений, равноценных куяндинским, селетинским и олентинским слоям, к единой пачке пород мощностью 9 — 10 м, при значительном количестве общих форм, побуждает объединить эти горизонты в единые лермонтовские слои. При этом за верхней частью этих слоев, отличающейся присутствием *Euloma*, может быть сохранено название шидертинского горизонта, а за нижней с *Lotagnostus* и *Cyclognathia* — лермонтовского.

Все перечисленные слои (куяндинские, селетинские, лермонтовские и олентинские) содержат определенные комплексы фауны, сохраняющие свои особенности в различной литологической обстановке, что подтверждает правильность их выделения в качестве самостоятельных стратиграфических подразделений.

Брахиоподы пользуются в отложениях кембрия и нижнего ордовика северо-востока Центрального Казахстана широким распространением. В разрезах отдельных слоев (куяндинские слои) они нередко оказываются единственными органическими остатками, а в некоторых слоях они наиболее часто встречаются и легко коллекционируются (олентинские слои).

К настоящему времени монографически описаны следующие виды и формы брахиопод, происходящие из четырех разновозрастных горизонтов.

Из майданских слоев (Cm^m_2):

1. *Nisusia nasuta* sp. nov.
2. *Nisusia nasuta* var. *ramosa* var. et sp. nov.
3. *Nisusia* sp.
4. *Cambrotrophia mailanensis* sp. nov.

Из куяндинских слоев ($Cm^k_{..}$)

1. *Billingsella borukaevi* sp. nov.
2. *Billingsella coarta* sp. nov.
3. *Billingsella gigantea* (Gortani).
4. *Billingsella fluctuosa* sp. nov.
5. *Billingsella fluctuosa* var. *insignis* var. et sp. nov.
6. *Billingsella lingulaeformis* sp. nov.
7. *Billingsella lingulaeformis* var. *seletensis* var. et sp. nov.
8. *Billingsella pepina* (Hall).
9. *Billingsella shidertensis* sp. nov.
10. *Billingsella solidata* sp. nov.
11. *Billingsella satpakensis* sp. nov.
12. *Billingsella* sp.

Из лермонтовских слоев (Cm^l_3):

1. *Obolus* sp.
2. *Lingulella* cf. *mosia* (Hall)
3. *Billingsella alena* sp. nov.

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/17 : CIA-RDP81-01043R001500020007-2

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/17 : CIA-RDP81-01043R001500020007-2

4. *Apheoorthis neglecta* sp. nov.
5. *Huenella biplicata* sp. nov.

Из олентинских слоев (S_1^{lol}) низов нижнего ордовика:

1. *Siphonotreta textilis* sp. nov.
2. *Apheoorthis ocha* (Walcott).
3. *Nanorthis hamburgensis* (Walcott).
4. *Palaeostrophia orthia* (Walcott).
5. *Glyptotrophia* ? sp.
6. *Tetralobula latens* sp. nov.
7. *Clarkella nona* (Walcott).
8. *Clarkella supina* sp. nov.
9. *Clarkella supina* var. *turgida* var. et sp. nov.

Таким образом, изучаемые брахиоподы среднего, верхнего кембрия и нижнего ордовика представлены 21 видом (из числа которых 13 описываются впервые), четырьмя разновидностями и четырьмя формами, определенными только до рода. Распределяются они между восьмью семействами и десятью родами.

В целом фауна брахиопод отличается эндемичностью видового состава, особенно резко выраженной в отношении кембрийских брахиопод, которые представлены в подавляющем большинстве новыми видами. Комплекс нижнеордовикских брахиопод содержит, наряду с новыми видами, значительное количество видов, ранее известных.

Подотряд *Orthoidea* среди брахиопод кембрия и нижнего ордовика северо-востока Центрального Казахстана представлен одним надсемейством *Orthacea*, в пределах которого рода распределяются между семействами *Nisusidae, Billingsellidae* и *Orthidae*.

К семейству *Nisusidae* в изученной коллекции относится один род *Nisusia*. Наибольшим распространением представители этого рода пользуются в областях распространения тихоокеанских фаун в пределах Северной Америки. Первые представители этого рода появляются в верхах нижнего кембрия (формация Моунт Уайт), а последние достоверные представители исчезают в конце среднего отдела этой системы, не подымаясь выше зоны *Olenoides—Orria—Marjumia*, верхи которой сопоставляются Хоуэллом (1944) с зоной *Paradoxides davidis*, обобщенной шкалы кембрийских отложений Атлантической зоогеографической провинции. За пределами Северной Америки достоверные представители этого рода известны из низов среднего кембрия Минусинского края; и вполне вероятно, что к нему относятся некоторые формы, относившиеся ранее к роду *Jamesella* sensu lato, из нижнего кембрия Чехословакии и из среднего кембрия Испании.

Семейство *Billingsellidae* в описываемой коллекции представлено подсемейством *Billingsellinae*, включающим род *Billingsella*, и подсемейством *Eoorthinae* с родом *Apheoorthis*.

Род *Billingsella* представлен двумя ранее известными видами, семью новыми видами, двумя разновидностями некоторых из этих видов и одной формой, определенной только до рода. В отдельных разрезах куяндинских слоев представители рода *Billingsella* являются единственными органическими остатками, образующими ракушняки. В вышележащем лермонтовском горизонте представители этого рода встречены лишь в одном случае совместно с трилобитами в количестве четырех разрозненных створок, принадлежащих одному новому виду *Billingsella aliena*, не встреченному в куяндинских слоях. Таким образом, из 12 описанных форм это-

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/17 : CIA-RDP81-01043R001500020007-2

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/17 : CIA-RDP81-01043R001500020007-2

го рода 11 встречаются в куяндинских слоях и лишь один вид встречен в лермонтовских.

За пределами Центрального Казахстана род *Billingsella* распространен исключительно в областях обитания фаун тихоокеанского типа. Вертикальное распространение этого рода ограничивается верхним кембрием, а все его достоверные представители, для которых в достаточной степени ясно положение в разрезе, не выходят за пределы средней части этого отдела. В Северной Америке все достоверные виды этого рода приурочены к ярусу франконня, а в Китае, Индокитае и Персии они встречаются в отложениях, которые сопоставляются также с этим ярусом (слои с *Ptychaspis* и с *Chuangia*).

Второе подсемейство семейства *Billingsellidae Eoorthinae* в коллекции представлено двумя видами, относящимися к роду *Apheoorthis*. Географическое распространение этого рода ограничено областями обитания тихоокеанских фаун, при этом за пределами Северной Америки род *Apheoorthis* встречен впервые в Центральном Казахстане.

В отличие от рода *Billingsella*, род *Apheoorthis* пользуется широким вертикальным распространением, охватывая в североамериканских разрезах весь верхний кембрий и низы нижнего ордовика.

Apheoorthis ocha (Walcott) за пределами Центрального Казахстана распространен в нижнеордовикских отложениях Северной Америки (свита Монс Британской Колумбии).

Семейство *Orthidae* в описываемой коллекции представлено родом *Nanorthis* и одним видом этого рода *N. hamburgensis* (Walcott). Распространение рода *Nanorthis* ограничивается нижнеордовикскими отложениями Северной Америки, Аргентины и Центрального Казахстана.

N. hamburgensis (Walcott) за пределами Центрального Казахстана распространен в формациях Маниту и Гудвин штатов Колорадо и Невада (США), т. е. в низах нижнеордовикских отложений.

Подотряд *Syntrophioidea* в изученной коллекции представлен семействами *Eostrophiidae, Huenellidae, Tetralobulidae* и *Clarkellidae*.

Семейство *Eostrophiidae* представлено единственным, ранее известным родом *Cambrotrophia*. Единственный, ранее известный вид этого рода *C. cambria* (Walcott) распространен в низах среднего кембрия Северной Америки (свита Ют штата Юта).

Семейство *Huenellidae* представлено родами *Huenella, Palaeostrophia* и, возможно, *Glyptotrophia*. Представители рода *Huenella* встречены в лермонтовских слоях, где они представлены одним видом *Huenella biplicata* sp. nov.

Род этот за пределами северо-востока Центрального Казахстана распространен в Северной Америке в областях нахождения фаун тихоокеанского типа и пользуется там широким вертикальным распространением, охватывая весь верхний кембрий. Возможно, отдельные представители этого рода в Северной Америке появляются еще в верхах среднего кембрия (формация Стейт Олбанс штата Вермонт).

Род *Palaeostrophia* встречен на северо-востоке Центрального Казахстана в олентинских слоях, где он представлен одним видом *Palaeostrophia orthia* (Walcott). Вид этот за пределами Центрального Казахстана встречен в верхнекембрийских отложениях Китая.

Вертикальное распространение рода *Palaeostrophia* в Северной Америке, откуда известно наибольшее количество видов этого рода, охватывает весь верхний кембрий и низы нижнего ордовика (гасконейдские отложения). При этом необходимо отметить, что подавляющее большинство видов этого рода не выходит за пределы верхнего кембрия, и лишь

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/17 : CIA-RDP81-01043R001500020007-2

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/17 : CIA-RDP81-01043R001500020007-2

два вида распространены в низах нижнего ордовика. В число этих двух видов входит и *Palaeostrophia orthia* (Walcott), которая раньше была известна только из верхнекембрийских отложений. Географическое распространение рода *Palaeostrophia* ограничивается областями распространения фаун тихоокеанского типа.

Род *Glyptotrophia* в коллекции представлен одной формой, условно отнесенной к этому роду. За пределами Центрального Казахстана род этот распространен в Северной Америке в пределах низов нижнего ордовика (гасконейдские отложения).

Семейство *Tetralobulidae* в коллекции представлено одним родом *Tetralobula* и одним видом этого рода *T. latens* sp. nov. За пределами Центрального Казахстана род *Tetralobula* распространен в Северной Америке, где он встречается в низах нижнего ордовика (гасконейдские отложения).

Семейство *Clarkellidae* представлено в коллекции одним родом *Clarkella*. Все представители этого рода—*C. nona* (Walcott), *C. supina* sp. nov., *C. supina* var. *turgida* var. et sp. nov.—распространены исключительно в нижнеордовикских-олентинских слоях. Формы эти составляют основную массу фауны этих слоев, переполняя известняки.

За пределами Центрального Казахстана род *Clarkella* распространен в Северной Америке, где вертикальное распространение этого рода ограничивается низами нижнего ордовика (гасконейдские отложения) и встречен в нижнеордовикских отложениях Южной Кореи.

Наличие в среднем кембрии Центрального Казахстана представителей семейств *Nisusidae* и *Eostrophiidae*, многообразие рода *Billingsella* в верхнем кембрии, при наличии верхнекембрийских представителей *Syntrophioidea* (*Huenella*), а также таких родов, как *Apheoorthis*, многообразие *Syntrophioidea* в нижнем ордовике, при наличии представителей родов *Apheoorthis* и *Nanorthis*, наконец, полное отсутствие атлантических элементов, свидетельствуют о резко выраженном тихоокеанском типе описываемой фауны.

Выводы о возрасте слоев, содержащих брахиоподовую фауну, на северо-востоке Центрального Казахстана сводятся к следующему:

1. Возраст *майданских слоев* по фауне брахиопод определяется наличием в этих отложениях таких родов, как *Nisusia* и *Cambrotrophia*. Первый род распространен от верхов нижнего кембрия включительно до зоны *Olenoides—Orria—Marjumia* среднего кембрия Северной Америки. Верхи этой зоны сопоставляются с зоной *Paradoxides davidis* обобщенной шкалы кембрийских отложений Атлантической зоогеографической провинции. Единственный из известных ранее видов рода *Cambrotrophia* и близкий к новому виду, встреченному в майданских слоях, известен из свиты Ют штата Юта (США). Свита эта сопоставляется с зоной *Glossopleura — Kootenia* обобщенной шкалы кембрийских отложений Северной Америки. Зона эта является четвертой (снизу) зоной в обобщенной шкале среднекембрийских отложений Северной Америки и входит в число нижних пяти зон, которые не находят себе аналогов в обобщенной шкале среднекембрийских отложений Атлантической зоогеографической провинции, соответствуя перерыву между зонами *Paradoxides oelandicus* (низы Cm_2) и зоной *Protolenus* (верхи Cm_1).

Вышеприведенные данные дают основание полагать, что майданские слои относятся к низам среднего кембрия, не моложе зоны *Olenoides—Orria—Marjumia* и соответственно не моложе зоны *Paradoxides davidis*. Данные эти находятся в полном соответствии с результатами анализа трилобитовых фаун (по данным Н. К. Ившина), на основании которого

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/17 : CIA-RDP81-01043R001500020007-2

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/17 : CIA-RDP81-01043R001500020007-2

майданские слои сопоставляются с низами зоны *Paradoxides tessini* или с некоторой частью зоны *P. oelandicus* обобщенной шкалы среднекембрийских отложений Атлантической зоогеографической провинции.

2. *Куяндинские слои.* Комплекс брахиопод этих слоев не отличается разнообразием и представлен одним родом *Billingsella.* Однако род этот в куяндинских слоях достигает исключительного разнообразия и обилия. В наиболее хорошо изученных разрезах верхнекембрийских отложений, в которых распространены представители рода *Billingsella,* в Северной Америке (штаты Монтана и Техас), в Вьетнаме (Тонкин) и в Персии вертикальное распространение этого рода ограничивается, главным образом, средней частью этого отдела, соответствующей франконскому ярусу Северной Америки. При этом, именно в этих отложениях, род *Billingsella* достигает наибольшего разнообразия и обилия (биллингселловые слои). В смежных с франконским ярусом ниже- и вышележащих отложениях, если и встречаются отдельные представители этого рода, то они обычно представлены единичными видами и экземплярами, а во многих случаях либо их принадлежность к роду *Billingsella* остается неясной, либо стратиграфическое положение не вполне обосновано (хребет Каракорум, Южный Урал).

Таким образом, исключительное разнообразие и обилие представителей рода *Billingsella* в куяндинских слоях свидетельствует о принадлежности этих отложений к средней части верхнекембрийского отдела, сопоставимой с франконским ярусом Северной Америки. Наконец, принадлежность куяндинских слоев к средней части верхнего кембрия вполне согласуется с их стратиграфическим положением, поскольку они согласно перекрываются селетинскими слоями с *Irvingella,* которые, по данным Н. К. Ившина, сопоставляются с верхами зоны *Leptoplastus* Атлантической зоогеографической провинции и с верхами франконского яруса Северной Америки.

3. Брахиоподы, встреченные в *лермонтовских слоях,* указывают на верхнекембрийский возраст и не дают каких-либо оснований для уточнения возраста этих отложений внутри данного отдела. *Obolus, Lingulella* и рода *Apheoorthis, Huenella,* представленные новыми видами, пользуются широким вертикальным распространением в пределах всего верхнего кембрия. Наличие рода *Billingsella* в этих отложениях, представленного видом, отличным от встречающихся в нижележащих слоях, может служить указанием на близость возраста лермонтовских и куяндинских слоев и не является основанием для выводов о возрасте этого горизонта, поскольку вид этот встречается исключительно редко в отложениях лермонтовских слоев и представлен единичными экземплярами.

4. *Олентинские слои,* как уже было отмечено, содержат резко отличную от нижележащих слоев фауну брахиопод, представленную типичным гасконейдским (верхнеозаркским, по Ульриху и Куперу) комплексом низов нижнего ордовика. Из числа встреченных в этих отложениях родов рода *Clarkella, Nanorthis, Glyptotrophia* не известны из отложений более древних, чем низы нижнего ордовика (гасконейдские отложения), Лишь один вид рода *Tetralobula* встречен в верхах верхнего кембрия. Род *Nanorthis* представлен в олентинских слоях ранее известным видом *Nanorthis hamburgensis* (Walcott), распространенным только в гасконейдских отложениях (свиты Маниту и Гудвин штатов Колорадо и Невада). Род *Clarkella,* помимо Северной Америки, известен из нижнеордовикских отложений Южной Кореи, где так называемые кларкелловые слои так же относятся к нижнему ордовику. При этом необходимо отметить, что из двух видов рода *Clarkella,* встреченных в олентинских слоях,

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/17 : CIA-RDP81-01043R001500020007-2

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/17 : CIA-RDP81-01043R001500020007-2

один вид *C. nana* (Walcott) является ранее известным из свиты Монс провинции Альберта (Канада).

Наконец, помимо перечисленных родов, в олентинских слоях встречены два рода — *Palaeostrophia* и *Apheoorthis*, известные как из гасконейдских отложений Северной Америки, так и из верхнекембрийских отложений тихоокеанской зоогеографической провинции.

Из числа этих родов род *Apheoorthis* представлен в олентинских слоях единственным видом *A. ocha* (Walcott), распространенным в провинции Британская Колумбия (Канада) в свите Монс и неизвестным как в более молодых, так и в более древних отложениях.

Palaeostrophia orthia (Walcott) за пределами северо-востока Центрального Казахстана известна только из отложений верхнего кембрия Китая (западный Шаньдунь). Вертикальное распространение рода *Palaeostrophia* в других разрезах не ограничивается верхним кембрием, и отдельные представители этого рода встречены в низах нижнего ордовика Северной Америки в свите Монс провинции Альберта (Канада) и в свите Гудвин штата Невада (США); следовательно, наличие представителя этого рода в олентинских слоях не противоречит их нижнеордовикскому возрасту.

Кроме упомянутых родов, в олентинских слоях встречен род *Siphonotreta*, распространенный, главным образом, в нижнеордовикских отложениях Европы.

Таким образом, наличие в олентинских слоях шести родов из 13, распространенных в гасконейдских отложениях Северной Америки, и трех общих видов дает полное основание относить олентинские слои к нижнему ордовику, сопоставляя их с гасконейдскими отложениями.

Выводы о нижнеордовикском возрасте олентинских слоев хорошо согласуются с результатами, полученными Н. К. Ившиным на основании анализа трилобитовой фауны этих слоев. При этом необходимо отметить, что, в отличие от комплекса брахиопод, трилобитовая фауна олентинских слоев представлена в основном родами и видами, свойственными цератопигиевым слоям Швеции и тремадокскому ярусу Англии, что и дает основание для сопоставления олентинских слоев с европейскими разрезами.

Таким образом, сочетание в единых олентинских слоях резко выраженного гасконейдского (верхнеозаркского, по Ульриху и Куперу) комплекса брахиоподовой фауны с тремадокским и цератопигиевым комплексом трилобитов дает полное основание для сопоставления этих слоев, с одной стороны, с гасконейдским ярусом Северной Америки, с другой — с тремадокским ярусом и цератопигиевыми слоями Западной Европы.

Обстоятельство это приобретает особое значение в связи с тем, что вопрос о сопоставлении нижнеордовикских отложений Северной Америки с европейскими в течение длительного времени являлся дискуссионным, а резко выраженная эндемичность нижнеордовикских и частично верхнекембрийских, так называемых озаркских, фаун Северной Америки служила основанием для выделения самостоятельной озаркской системы.

Изученные брахиоподы кембрия северо-востока Центрального Казахстана не дают каких-либо оснований для сопоставлений с другими фаунистически охарактеризованными разрезами в пределах Казахстана, поскольку брахиоподы в этих разрезах по настоящее время остаются совершенно не изученными. В нижнеордовикских отложениях комплекс брахиопод, близкий по составу олентинским слоям, встречен в тремадокских отложениях хребта Кандыктас. По данным Т. Б. Рукавишниковой, в этих отложениях встречены такие характерные для олентинских слоев рода,

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/17 : CIA-RDP81-01043R001500020007-2

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/17 : CIA-RDP81-01043R001500020007-2

как *Clarkella, Tetralobula, Nanorthis*. Однако рода эти в тремадокских отложениях хребта Кандыктас представлены иными видами, чем на северо-востоке Центрального Казахстана.

Все слои, содержащие брахиоподовую фауну кембрия и нижнего ордовика, на северо-востоке Центрального Казахстана обладают определенным комплексом общих черт, указывающих на мелководность этих осадков. Тем не менее, для каждых из этих слоев и для отдельных литологических и фаунистических комплексов представляется возможным наметить свои специфические черты, обусловленные особенностями фациальной обстановки, предопределившей распределение фауны в разрезе этих отложений. Майданские слои в разрезе яшмовой толщи представлены рифовыми известняками. Куяндинские слои отлагались в условиях трансгрессирующего морского бассейна, что обусловило сложную картину и многообразие различных фаций, связанное с недостаточно выровненным рельефом морского дна.

Наиболее характерными осадками среди этих отложений являются биллингселловые косослоистые известковистые песчаники, бурые трилобитовые известковистые песчаники, оолитовые известняки с *Billingsella*.

Линзы известковистых песчаников с биллингселлами представляли собой в момент их образования банки, населенные одним, реже несколькими видами биллингселл. Бурые трилобитовые известковистые песчаники отлагались в мелководной обстановке на участке со спокойным водным режимом. Образование оолитовых известняков с биллингселлами связано с достаточно подвижной водной средой в мелководных условиях. Биллингселлы в рассматриваемых слоях, как правило, оказываются приуроченными к осадкам, образование которых связано с подвижной водной средой в зонах волноприбойной деятельности или на тех участках морского дна, где существовали донные течения.

Среди отложений лермонтовских слоев выделяются трилобитовые, темные пелитоморфные известняки, переслаивающиеся с песчаниками и алевролитами, которые также несут признаки, указывающие на подвижность водной среды, и, наконец, слоистые песчанистые известняки, образовавшиеся в мелководных участках морского дна со спокойным водным режимом.

Основная масса известняков олентинских слоев наиболее вероятно образовалась на отдельных участках мелководного морского бассейна с достаточно спокойным водным режимом, защищенных от привноса значительных количеств терригенного и пирокластического материала.

Изучение брахиопод кембрийских и нижнеордовикских отложений северо-востока Центрального Казахстана показывает, что группа эта, хотя и уступает основной руководящей группе кембрия—трилобитам, по точности датировки геологического времени может быть с успехом использована не только для параллелизации разрезов внутри отдельных регионов, но и для сопоставлений с достаточно удаленными опорными разрезами кембрия и нижнего ордовика

ЛИТЕРАТУРА

1. Борукаев Р. А. 1948 К стратиграфии нижнего палеозоя северо-востока Казахстана. Известия АН КазССР, серия геологическая, вып. 9.

2. Борукаев Р. А., Ившин Н. К. 1952. Средний кембрий Казахстана. Известия АН КазССР, серия геологическая, вып. 15.

3. Борукаев Р. А. 1953. Формации допалеозоя и нижнего палеозоя северо-востока Центрального Казахстана. Известия АН КазССР, серия геологическая, вып. 17.

4. Ившин Н. К. 1950 Майданский фаунистический горизонт среднего кембрия Казахстана. Известия АН КазССР, серия геологическая, вып. 14.

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/17 : CIA-RDP81-01043R001500020007-2

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/17 : CIA-RDP81-01043R001500020007-2

5. Ившин Н. К. 1952. Среднекембрийские трилобиты Бошекуля (Северо-Восточный Казахстан). Изд. АН КазССР.

6. Ившин Н. К. 1953. Куяндинский фаунистический горизонт верхнего кембрия: междуречья Оленты—Шидерты. Известия АН КазССР, серия геологическая, вып. 16.

7. Bell C. 1941. Cambrian Brachiopoda from Montana. Journ. Paleont. Vol 15, № 3.

8. Howell B. F. (Chairman). 1944. Correlation of the Cambrian Formations of North America. Bull. Geol. Soc. America. Vol. 55, № 8.

9. Howell B. F. 1947. Cambrian Correlation between China and North America Bull. Geol. Soc. China, vol. 27.

10. Kobayashi T. 1934. The Cambro—Ordovician Formations anb Faunas of South Chosen. Pt. 2—Lower. Ordovician Faunas. Journ. Fac. Sci. Imp. Un. Tokyo. Sect. 2, vol. 3, pt. 9.

11. Kobayashi T. 1935. The Cambro—Ordovician Formations and Faunas of South Chosen. Pt. 3—Cambrian Faunas of South Chosen. Journ. Fac. Sci. Imp. Un. Tokyo. Sect. 2, vol. 4, pt. 2.

12. Kobayashi T. 1936. Three Contributions to the Cambro—Ordovician Faunas. Japanese Journ. al Geol. Geogr., vol. 13. № 1—2.

13. Mansuy H. 1916. Faunes Cambriennes de l'Extrem—Orient Meridional. Mem. du Serv. Geol. de l'Indochine. Vol. 5. fasa I.

14. Twenhofel W. H. 1954. Correlation of the Ordovician Formations of North America. Bull. Geol. Soc. America. Vol. 65, № 3.

15. Ulrich E. O., Cooper G. A. 1938. Ozarkian and Canadian Brachiopoda. Geol. Soc. America. Special Papers, № 13.

16. Walcott Ch. 1912. Cambrian Brachiopoda. U. S. Geol. Surwey. Mon. 51. pt. 1—2.

17. Walcott Ch. 1924. Cambrian and Ozarkian Brachiopoda. Smith. Miss. Col. Vol. 67, № 9.

РЕЗЮМЕ

Макалада Орталық Қазақстан, солтүстік-күншығыс жақ даласындағы брахиопод фауналарын зерттеуіне негіздеп, орта, жоғарғы кембрий және төменгі ордовик шөгінділерін сыйпаттайтын фауналық 9 комплекс жіктелген. Автор осымен қабат кембрий және ордовик шөгінділерін жіктеуде брахиоподты көрнекті мәлімет ретінде пайдалануға мүмкіншілік бар екендігін айтады.

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/17 : CIA-RDP81-01043R001500020007-2

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/17 : CIA-RDP81-01043R001500020007-2

ИЗВЕСТИЯ
АКАДЕМИИ НАУК КАЗАХСКОЙ ССР
1956 Серия геологическая Вып. 22

Ж. СЫДЫКОВ и В. А. СТРЕЛЬНИКОВА

ФОРМИРОВАНИЕ ПОДЗЕМНЫХ ВОД РАЙОНА КАРАТАУ (МАНГЫШЛАК)

Одним из важных факторов, облегчающих проведение разведочно-эксплуатационных работ, способствующих широкому использованию подземных вод, является выяснение условий их формирования. В настоящей статье на основании полученных за последние годы данных приводятся некоторые соображения об условиях формирования подземных вод одной из засушливых пустынь Казахстана — района Каратауских гор—и значение их в решении вопросов сельскохозяйственного водоснабжения.

Район Каратауских гор представляет собой наиболее приподнятую часть Арало-Каспийской низменности. Поверхность его сильно расчленена эрозионной деятельностью временных водотоков и процессами пустынной денудации. Крупными геоморфологическими единицами района являются хребты Каратау, Северный и Южный Актау, вытянутые параллельно и разделенные продольными долинами (фиг. 1).

Горные массивы, особенно Актауские горы, почти повсеместно разбиты многочисленными, сравнительно короткими саями, местами принимающими вид каньонообразных долин. В нескольких местах Актауские горы прорезаются узкими сквозными долинами — воротами (местное название их — «капы»). По этим многочисленным долинам весной во время интенсивного таяния снега и летом при выпадении обильных дождей образуются временные водотоки с пресной водой.

Район сложен отложениями разного возраста. Наиболее древними отложениями является так называемый каратауский комплекс метаморфических пород пермо-триаса, слагающий центральную часть района — хребет Каратау. По своему литологическому составу комплекс представлен сланцами, алевролитами, аргиллитами, песчаниками, реже — известняками и конгломератами. Каратауский комплекс пород перекрывается юрскими пестроцветными отложениями (глинами, песчаниками, сланцами и аргиллитами), имеющими неповсеместное распространение. Весь этот комплекс собран в сложные складки и осложнен сбросо-сдвигами и надвигами. Последние особенно широко развиты на южном склоне хребта Каратау и местами имеют значительное протяжение (более 100 км) с амплитудой смещения до 2000 м. Повсюду вдоль сбросо-сдвигов и надвигов образуются зоны дробления шириною от 3—5 до 10—15 м.

Межгорные долины сложены мощной толщей (более 700 м) песчано-глинистых отложений нижнего мела и сеномана. Гряды Северного и Южного Актау, представляющие крылья крупной Актауско-Каратауской антиклинали и обрамляющие Северную и Южную межгорные долины, сложены известняками, мергелями и песчаниками верхнего мела, палеогена и неогена, общей мощностью до 500 м. Тектонические дислокации

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/17 : CIA-RDP81-01043R001500020007-2

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/17 : CIA-RDP81-01043R001500020007-2

проявлены здесь несколько слабее, чем в нижележащих отложениях. Они представлены в виде более или менее пологих структур без нарушения сплошности среды.

Среди четвертичных отложений значительным распространением пользуются делювиально-пролювиальные отложения конусов выноса Каратауских массивов (мощностью до 30 м) и пролювиальные отложения коротких оврагов и ущелий. Пролювиальные образования заполняют также наиболее пониженные участки распространения альб-сеноманских отложений межгорных долин. Мощность их достигает 10 м. Отдельные участки Южной межгорной долины покрыты эоловыми песками.

Подземные воды

Разнообразие физико-географических и геолого-структурных условий района обусловливает и разнообразие в залегании и движении подземных вод. В метаморфизованных толщах пермо-триаса, независимо от характера слагающих их отложений, водоносность определяется их трещиноватостью. В песчано-глинистых отложениях юры, нижнего мела и сеномана подземные воды циркулируют в пористых и трещиноватых песчаниках. Водоносные горизонты здесь или изолированы друг от друга водоупорными пластами или образуют систему взаимосвязанных горизонтов (подземные воды альб-сеноманских отложений). В карбонатных же породах верхнего мела и третичной системы подземные воды залегают в пластах трещиноватых, пористых и кавернозных разностях известняков, мергелей и отчасти песчаников.

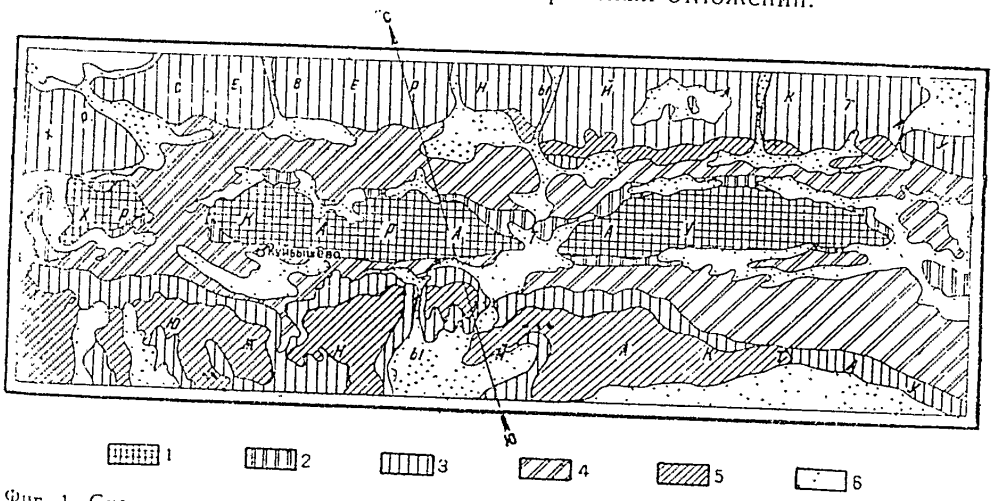
По условиям залегания и циркуляции в пределах описываемой территории можно выделить следующие типы подземных вод (фиг. 1):

1) *трещинные воды,* циркулирующие по трещинам метаморфических пород пермо-триаса;

2) *пластово-трещинные воды,* залегающие в юрских, сенондатских и палеогеновых отложениях;

3) *пластово-поровые воды,* залегающие в альб-сеноманских и неогеновых отложениях;

4) *поровые (грунтовые) воды* четвертичных отложений.



Фиг. 1. Схематическая карта типов подземных вод района Каратау. Условные обозначения: *1* — трещинные воды пермо-триасовых отложений, *2* — пластово-трещинные воды юрских отложений, *3* — пластово-трещинные воды сенондатских и палеогеновых отложений, *4* — пластово-поровые воды альб-сеноманских отложений, *5* — пластово-поровые воды неогеновых отложений, *6* — поровые (грунтовые) воды четвертичных отложений.

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/17 : CIA-RDP81-01043R001500020007-2

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/17 : CIA-RDP81-01043R001500020007-2

Мощные толщи пермо-триаса в значительной степени метаморфизованы и уплотнены, вследствие чего сами по себе не водоносны. Однако в силу широкого развития в них трещин как регионального, так и локального характера (надвиги, сбросо-сдвиги), образующих местами обширные зоны дробления пород, обусловливают распространение в них *подземных вод трещинного типа*. При этом трещины регионального характера, пользующиеся широким площадным распространением, играют большую роль в поглощении атмосферных осадков и определении направления динамики подземных вод в недрах пермо-триасового комплекса. Но в силу ограниченности общего объема пустот, обусловленных трещиноватостью пород, в них не могут аккумулироваться значительные запасы подземных вод. Они служат, главным образом, путями поглощения атмосферных осадков и передачи воды в систему более крупных коллекторов и к местам разгрузки. Сосредоточение и накопление значительного запаса подземных вод, перераспределение их по подземным водосборным бассейнам и вывод их на поверхность осуществляется локальными трещинами и зонами дробления. Размеры и характер раскрытости последних неодинаковы в пределах даже небольшого участка. В результате этого дебиты источников, выходящих из трещин, имеют широкий диапазон колебания (от десятых долей до 10 литров в секунду).

Активная циркуляция и водообмен в каратауских породах происходит, в основном, в верхней наиболее выветрелой зоне. Глубина распространения этой зоны, по данным бурения, изменяется в пределах 150—200 м. По мере увеличения глубины трещины сильно сужаются и породы становятся практически безводными. Поэтому можно полагать, что между отдельными массивами Каратау ввиду погружения пород пермо-триаса в пределах поперечных долин до глубины 500—700 м не происходит непосредственного водообмена. На такой глубине вряд ли могут существовать открытые трещины даже типа тектонических разломов, способствующие циркуляции подземных вод из зоны одного массива в другой. Однако утверждение об ограниченности водообмена между отдельными массивами Каратау не является отрицанием существования подземного стока вообще. Трещинные воды пермо-триаса, пополняя свои запасы за счет выпадающих атмосферных осадков на площади выхода пород пермо-триаса, движутся по системе различного рода трещин в сторону краевых юрских и меловых отложений.

Пластово-трещинные воды обычно приурочены к юрским трещиноватым сланцам, песчаникам и алевролитам. Однако ограниченность площади распространения этих отложений и слабая водопроницаемость значительной части их разреза обусловливают общую слабую водоносность этих отложений (дебиты источников варьируют в пределах от сотых долей до 1 — 2 л/сек.). К тому же водоносные горизонты юрских отложений не выдержаны по простиранию вследствие резкой фациальной изменчивости пород. Пополнение запасов подземных вод, кроме основного источника питания — атмосферных осадков, происходит и за счет подпитывания трещинными водами пермо-триаса по тектоническим нарушениям и контактам.

Пластово-трещинный тип вод встречается также в сенонских, датских и палеогеновых (преимущественно в палеоценовых и эоценовых) трещиноватых известняках, мергелях и реже — в писчем мелу. Циркуляция подземных вод в этих отложениях осуществляется по трещинам и порам Дренируются они в бортах сквозных долин и коротких оврагов или же вскрываются колодцами. Дебиты источников и колодцев колеблются в пределах от 0,1 до 1—2 л/сек.

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/17 : CIA-RDP81-01043R001500020007-2

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/17 : CIA-RDP81-01043R001500020007-2

Трещиноватость пород, обусловливающая водоносность этого комплекса отложений (особенно сенона и эоцена), связана в основном с процессами выветривания. Поэтому ею охвачены лишь поверхностные слои комплекса и в зависимости от литологического состава пород она в одних слоях развита более интенсивно, в других — менее. Этим и объясняется значительная вариация и низкая водообильность пород в целом.

Среди *пластово-поровых* вод наибольший практический интерес как в количественном, так и в качественном отношении представляют воды песчаников и песков альб-сеномана (точнее—верхнего альба и сеномана) и известняков неогена. Остальные разновидности этого типа вод, приуроченные, в частности, к песчаным слоям и линзам нижнего неокома, нижнего альба, отчасти олигоцена и нижнего неогена, имеют узко локальное распространение, как правило, с небольшой производительностью. Следует отметить, что выделение в верхнеальбских и сеноманских толщах самостоятельных водоносных горизонтов в условиях описываемого района в некотором отношении является условным, так как водоносные горизонты в этих отложениях гидравлически тесно связаны между собой. Кроме того, песчаные отложения верхнего альба без особых фациальных изменений переходят в сеноманские, образуя единый альб-сеноманский водоносный горизонт. В настоящее время шахтными колодцами с производительностью до 2 — 3 л/сек. вскрыта лишь верхняя часть этого горизонта.

Большая площадь распространения альб-сеноманских отложений в условиях сильной расчлененности рельефа и значительной мощности их водоносной части при наличии ряда мульдообразных структур способствуют образованию в них мощного горизонта артезианских вод со сравнительно высокой производительностью.

Подземные воды в неогеновых отложениях заключены в сильно пористых ракушечных, оолитовых, кавернозных известняках, мергелях и песчаниках. Непостоянство фациального состава этих отложений по простиранию и по вертикали обусловливает невыдержанность водоносного пласта и различие его водообильности на различных участках. Неблагоприятными факторами образования мощных водоносных горизонтов являются также локальное залегание этих отложений, большая дренированность их краевыми обрывами и глубокими ущельями. Поэтому дебиты водоисточников обычно колеблются в пределах десятых долей литров в секунду, реже — до 1 л/сек. и непостоянны по сезонам года. Воды неогеновых отложений в большинстве случаев являются солоноватыми.

Поровые (грунтовые) воды приурочены, главным образом, к щебнисто-гравелистым и песчано-суглинистым отложениям предгорного шлейфа Каратауского массива. Пополняя свои запасы за счет выпадающих атмосферных осадков и дренирующихся трещинных вод пермо-триаса, эти воды имеют свободный уровень. Только в местах, где водоносный слой перекрывается линзами суглинков и глин, возникает местный напор. Источники, выходящие из-под таких водоупоров, иногда носят восходящий характер. Воды предгорных шлейфов характеризуются значительной пестротой как в количественном, так и в качественном отношении. Дебиты водоисточников колеблются в пределах от сотых долей до 3 — 5 л/сек., а качество воды изменяется от самых пресных до слабо соленых.

Водоносными являются также песчано-галечниковые отложения временных потоков коротких саев и ущелий Актауских гор. Мощность этих отложений, особенно в пределах Южного Актау, достигает 10 — 15 м. Производительность потока по профилю составляет несколько литров в секунду. Пролювиальные отложения, покрывающие древние породы в

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/17 : CIA-RDP81-01043R001500020007-2

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/17 : CIA-RDP81-01043R001500020007-2

межгорных долинах, не содержат сколько-нибудь значительных водоносных горизонтов. Ввиду отсутствия подстилающих водоупорных слоев они скорее всего служат фильтрующей средой для атмосферных вод и способствуют обогащению их легкорастворимыми солями.

Условия формирования подземных вод

Важное место в выяснении условий формирования занимают вопросы об источниках и областях питания подземных вод, изменение их минерализации и химического состава.

Решающее значение в питании подземных вод района, как показали исследования, имеют атмосферные осадки и отчасти поверхностные воды временных потоков. Основной областью питания подземных вод являются массивы Каратау.

Сильная трещиноватость пермо-триасовых отложений Каратау и высокая степень расчлененности рельефа способствуют просачиванию значительной части атмосферных осадков, выпадающих зимой и ранней весной, и их циркуляции в верхней, сильно трещиноватой зоне. Циркуляция подземных вод происходит на небольшой глубине, о чем свидетельствует, в частности, режим температуры воды источников. В летнее время температура их варьирует в пределах от 11 до 27° при колебании температуры воздуха от 15 до 45°. Крупные дизъюнктивные нарушения, являющиеся прекрасными проводниками атмосферных вод, в режим температуры источников никаких изменений не вносят. Подземные воды, циркулирующие по ним, также носят явные признаки неглубокой циркуляции.

Влияние климата сказывается и на режиме расхода источников. Весной, в период снеготаяния, расходы их сильно возрастают, а летом и к началу осени значительно сокращаются. Так, например, один из источников у поселка Куйбышево в мае 1940 г. имел расход 20 л/сек., а к сентябрю того же года расход сократился до 6,5 л/сек., т. е. в три раза. Аналогичная картина наблюдалась и в источнике, расположенном у пос. Тущебек (колебание расхода соответственно — от 26 до 8 л/сек.).

Подземные воды, циркулирующие в отложениях пермо-триаса, разгружаются у подножья горных массивов в виде нисходящих и восходящих источников. Разгрузка охватывает лишь небольшую часть запаса трещинных вод. Об этом можно судить хотя бы по тому, что среднегодовая производительность всех источников, выходящих в пределах Каратау, не превышает 120 л/сек., что составляет менее 15% от общей суммы динамических запасов трещинных вод пермо-триаса. Запасы трещинных вод не могли расходоваться также на сток в глубокие зоны пермо-триаса вследствие затухания с глубиной трещиноватости пород. Поэтому можно полагать, что основная их масса идет на питание и пополнение запасов подземных вод межгорных долин (юрских и альб-сеноманских, отчасти неокомских водоносных горизонтов). Об этом свидетельствует наличие щелочных вод, характерных для трещинных вод пермо-триаса, в некоторых частях водоносных горизонтов межгорных долин.

Фильтрационные свойства пород, обусловливающие движение трещинных вод в сторону межгорных долин, различные. Благодаря наличию ряда водоупорных участков, слоев и линз движение подземных вод происходит не сплошным потоком, а по отдельным секторам, разделяясь на отдельные водопроницаемые горизонты и обтекая водоупорные зоны или переливаясь через них. Этим, очевидно, и объясняется отсутствие признаков участия трещинных вод пермо-триаса в формировании под-

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/17 : CIA-RDP81-01043R001500020007-2

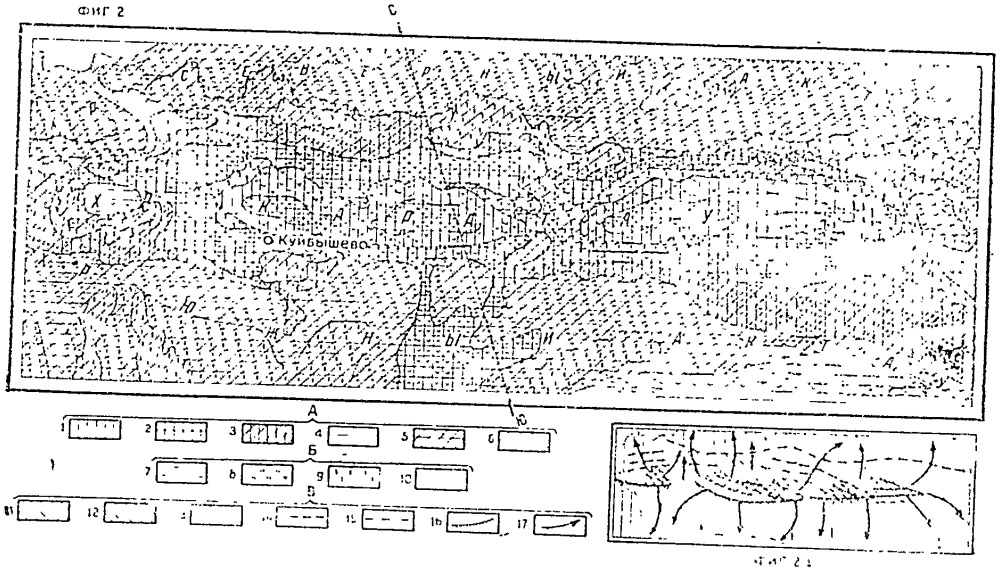
Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/17 : CIA-RDP81-01043R001500020007-2

земных вод юры, неокома и нижнего альба, изолированных от первых мощными водоупорными отложениями.

Таким образом, всю площадь распространения пермо-триасовых отложений можно рассматривать как главную область питания не только собственно трещинных вод Каратау, но и вместе с тем водоносных пород, слагающих межгорные долины (преимущественно альб-сеноманские воды).

Территория межгорных долин является, главным образом, дополнительной областью питания для альб-сеноманских вод. Собственные области питания имеют также гипсометрически выше расположенные верхнемеловые (без сеномана), третичные отложения и развеваемые песчаные массивы.

Распределение областей питания и основные направления движения подземных вод в районе Каратауских гор изображены на схеме формирования подземных вод (фиг. 2а). Соответствующими знаками на схеме показаны главные зоны разломов и дробления, а также тектонические структуры, обусловливающие движение и места накопления подземных вод в толще различных отложений.



Фиг. 2 Схематическая карта минерализации и химического состава подземных вод района Каратау.

Фиг. 2 а Схема формирования подземных вод района Каратау.

Условные обозначения. *А* и *Б* — к фиг. 2, *В* — к фиг. 2а. *А* — химический состав подземных вод: *1* — гидрокарбонатные воды *2* — сульфатно-гидрокарбонатные воды, *3* — хлоридно-гидрокарбонатные воды, *4* — сульфатные воды, *5* — хлоридно-сульфатные воды, *6* — хлоридные воды; *Б* — минерализация подземных вод (в г/л), *7* — до 3; *8* — от 3 до 5, *9* — от 5 до 10, *10* — более 10, *В* — условия формирования и движения подземных вод. *11* — область питания подземных вод пермо-триасовых отложений, *12* — область питания подземных вод верхнего мела и третичных отложений, *13* — область питания подземных вод верхнего мела и третичных отложений, *14* — оси антиклиналей, *15* — оси синклиналей, *16* — главнейшие тектонические разломы, *17* — направление движения подземных вод.

В выяснении условий формирования подземных вод большое значение имеют их минерализация и химический состав.

Из схематической карты (фиг. 2) видно, что минерализация и химический состав подземных вод закономерно изменяются в направлении от

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/17 : CIA-RDP81-01043R001500020007-2

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/17 : CIA-RDP81-01043R001500020007-2

наиболее приподнятой и раскрытой площади (областей питания) к наиболее погруженной части (областей циркуляции и стока).

Как было отмечено выше, основной областью питания подземных вод района являются массивы Каратау. Воды здесь отличаются в целом сравнительно низкой минерализацией. Источники, выходящие непосредственно из трещин пермо-триасовых пород, обычно имеют минерализацию от 300—400 до 900 мг/л сухого остатка и общую жесткость от 2 — 3 до 7 — 8 мг-экв./л (т. е. от 5,6 — 8,4 до 19,6 — 22,4 нем. градусов). При прохождении этих вод через делювиальный покров коротких оврагов минерализация их несколько повышается, достигая 2 — 3 г/л. По солевому составу в пределах Каратауских гор широким распространением пользуются воды с гидрокарбонатным типом минерализации, образовавшиеся в результате просачивания атмосферных осадков.

Большое разнообразие литологического состава и степени трещиноватости пород, а также характер расчленения рельефа в сложном сочетании между собой в различных частях Каратау обусловливают на общем гидрокарбонатном фоне подземных вод наличие и других типов минерализации. Химический состав вод усложняется также вследствие наложения на комплекс коренных пермо-триасовых пород рыхлообломочных четвертичных отложений. Наряду с гидрокарбонатным типом вод (что составляет 43% от общего количества химических анализов) встречаются сульфатно-гидрокарбонатный, хлоридно-гидрокарбонатный и другие смешанные типы вод. Если учесть еще и катионный состав, то общая картина химизма подземных вод района станет еще более разнообразной.

Смена одних типов вод другими сопровождается одновременно изменением их общей минерализации. Так, с увеличением минерализации вод смена типов их по анионному составу, как видно из данных таблицы 1, происходит в следующей последовательности: гидрокарбонатный — сульфатно-гидрокарбонатный → хлоридно-гидрокарбонатный → хлоридно-сульфатно-гидрокарбонатный — хлоридно-сульфатный → сульфатный → хлоридный. Аналогичная смена наблюдается, хотя и не совсем ясно, и в катионном составе от кальция через соответствующие переходы к натрию.

Таблица 1

Катионы \ Анионы	HCO_3	HCO_3SO_4	HCO_3Cl	HCO_3 SO_4Cl	SO_4Cl	SO_4	Cl
Ca	$1\frac{22}{0,5}$	$8\frac{4}{0,51}$	$15\frac{6}{0,69}$	$22\frac{12}{0,76}$	$29\frac{2}{1,25}$	36	43
CaMg	2	3	16	23	30	37	44
CaNa	3	10	17	24	31	38	45
CaMgNa	4	11	18	25	32	39	46
MgNa	5	12	19	26	33	40	47
Mg	6	13	20	27	34	41	48
Na	$7\frac{29}{0,83}$	$14\frac{13}{0,94}$	21	$28\frac{11}{0,92}$	$35\frac{2}{1,32}$	$42\frac{11}{1,66}$	49

Примечание: Цифры в клетках обозначают номера классов по С. А. Щукареву. Верхний индекс—число анализов, а нижний—средняя минерализация воды в г/л.

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/17 : CIA-RDP81-01043R001500020007-2

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/17 : CIA-RDP81-01043R001500020007-2

В краевых частях и сильно дренированных участках верхней части горных массивов, как показывают фактические данные, в результате интенсивной циркуляции и водообмена трещинные воды обладают низкой минерализацией (до 1 г/л) и гидрокарбонатным типом кальциевого ряда. На этих участках Каратау в результате существования интенсивного подземного стока водовмещающие породы значительно промыты. Содержание легко растворимых солей хлоридов натрия и магния в воде, циркулирующей в этих участках, не превышает, по нашим данным, 25—30 мг-экв.%. В связи с освобождением пород в начальной стадии выщелачивания от легко растворимых солей в настоящий момент в условиях существования интенсивной циркуляции здесь подземных вод в раствор переходят более трудно растворимые соли карбонатов и гидрокарбонатов щелочных земель. Содержание последних в составе подземных вод местами превышает 50 мг-экв.%.

Совершенно иные условия формирования подземных вод наблюдаются в центральной равнинной части горных массивов Каратау. Здесь равнинный рельеф в сочетании с литологическими особенностями пород (залегание на поверхности глинистых отложений) и слабое развитие тектонических нарушений ограничивает условия скопления и просачивания атмосферных осадков. Эти условия обусловливают замедление движения подземных вод и обогащение их солевого состава легко растворимыми хлоридами и сульфатами щелочей и магния. Содержание их доходит до 70—80 мг-экв.%, т. е. почти в три раза больше, чем в краевых сильно дренированных участках. Минерализация воды здесь доходит местами до 1—1,5 г/л с преобладанием гидрокарбонатного, сульфатно-гидрокарбонатного, хлоридно-гидрокарбонатного типов натриевого ряда (нижний ряд табл. 1).

Как указывалось выше, минерализация трещинных вод пермо-триаса при выклинивании их через элювиально-делювиальные наносы резко возрастает (местами достигая 2 г/л). Для этих вод характерен сульфатный тип минерализации с разновидностями сульфатно-кальциевого, сульфатно-магниево-натриевого и сульфатно-натриевого типов.

В случае, когда трещинные воды дренируются в зоне контакта пермо-триаса с нижнеюрскими глинистыми соленосными отложениями, минерализация их достигает 3 г/л Преобладающими типами минерализации являются сульфатно-хлоридные и хлоридные.

Особого внимания среди трещинных вод пермо-триаса заслуживают пресные содовые воды, пользующиеся широким распространением. Они характеризуются содовым коэффициентом $\frac{Na^{\cdot}}{Cl' + SO''_4} > 1$. До 70% источников Восточного Каратау, воды которого анализировались нами, показали щелочный состав с содовым коэффициентом от 1,1 до 2,0. Появление соды в солевом составе пресных трещинных вод нельзя объяснить простым выщелачиванием метаморфизованных толщ пермо-триаса водами, в составе которых нет соды. Если даже и была бы в них сода, то в силу ее исключительно высокой растворимости (по данным В. А. Сулина, растворимость десятиводной соды в 100 г воды составляет при 0°—7 г, при 21°—21,7 г и т. д.) мы имели бы не пресную воду, а высоко концентрированный рассол. В настоящее время имеется ряд теорий, объясняющих природу формирования содовых вод. Видимо, в условиях Каратауских гор образование пресных содовых вод может быть объяснено коллоидно-химическим замещением иона кальция (отчасти магния) из солевого состава трещинных вод гидрокарбонатно-кальциевого типа на ион натрий поглощенного комплекса глинистых пород пермо-триаса по известной схеме:

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/17 : CIA-RDP81-01043R001500020007-2

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/17 : CIA-RDP81-01043R001500020007-2

$$Ca(HCO_3)_2 + \underset{\text{порода}}{Na^{\cdot}} \rightleftarrows 2\ NaHCO_3 + \underset{\text{порода}}{Ca^{\cdot\cdot}}$$

Содообразование в солевом составе трещинных вод усиливается еще и тем, что пермо-триасовые породы почти повсеместно обогащены окислами Fe, которые энергично поглощают ионы кальция и способствуют образованию содовых вод.

Содовый характер трещинных вод пермо-триаса, отличный от других типов подземных вод района, служит как бы маркирующим признаком, дающим возможность установить участие их в формировании вод в других стратиграфических горизонтах.

В несколько иных условиях формируются подземные воды отложений межгорных долин. Выше было отмечено, что здесь наибольший практический интерес представляют пластово-поровые воды песчаников альб-сеномана. Поэтому природу формирования подземных вод межгорных долин рассмотрим на основании анализа последних. Формирование же других водоносных горизонтов затрагиваем только лишь для полноты суждения.

В непосредственной близости к массивам Каратау, где водоносные отложения альб-сеномана приходят в контакт с комплексом пермо-триасовых отложений, воды первых отличаются слабой минерализацией (плотный остаток не превышает 0,6 — 0,7 г/л). Эти воды характеризуются гидрокарбонатным, сульфатно-гидрокарбонатным, хлоридно-гидрокарбонатным типами минерализации (с повышенным содержанием натрия и кальция). Пресные воды (с плотным остатком до 1 г/л) содержатся и в водоносных горизонтах альб-сеномана, изолированных от пермо-триаса мощной толщей водонепроницаемых пород. Эти воды обычно носят смешанный характер с более или менее одинаковым содержанием основных анионов (HCO'_3, Cl', SO''_4) с преобладанием катионов $Ca^{\cdot\cdot}$ и $Na^{\cdot}$ Подобный состав вод, образовавшихся непосредственно в области питания альб-сеноманского водоносного горизонта в процессе просачивания атмосферных вод, обусловлен выщелачиванием солей из гипсоносных и соленосных четвертичных наносов, почти повсеместно покрывающих эти отложения. В наиболее пониженных местах межгорных долин, в зоне распространения альб-сеномана, мощность делювиально-пролювиальных отложений достигает 5 — 10 м (фиг. 1). При просачивании атмосферных осадков через эту толщу воды, поступающие в альб-сеноманские горизонты, обогащаются сульфатами в результате, по всей вероятности, выщелачивания гипса, с одной стороны, и обменно-адсорбционного процесса между уже образовавшейся гипсовой водой и адсорбционным комплексом пород, содержащих большое количество натрия,— с другой.

В результате этих процессов в солевом составе вод верхней части водоносного горизонта альб-сеномана проявляются не только гипс ($Ca^{\cdot\cdot} > HCO'_3$), но и обычно глауберовые соли ($Na^{\cdot} > Cl'$). Так, например, один из водоисточников, расположенный в 15 км севернее пос. Шетпе и выходящий из-под шестиметрового четвертичного покрова, залегающего на альб-сеноманских отложениях, показал сульфатно-натриевый состав воды. По формуле Курлова, его солевой состав изображается следующим образом: $M_{2.61}\frac{SO_4^{\cdot\cdot}HCl^{\cdot}}{Na^{\cdot 35}Ca^{\cdot\cdot}}$.

Но и здесь, в условиях наличия значительной мощности покровных отложений, воды верхней части водоносного горизонта альб-сеномана являются сравнительно пресными (плотный остаток до 3 г/л).

Таким образом, поверхностные локальные факторы засоления не оказывают заметного влияния на общий, в целом слабо минерализованный, характер альб-сеноманских вод.

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/17 : CIA-RDP81-01043R001500020007-2

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/17 : CIA-RDP81-01043R001500020007-2

Из приведенных выше фактов следует, что формирование первоначального состава пластово-поровых вод альб-сеномана в области их питания происходит, по крайней мере, в двух различных условиях: а) в зоне влияния трещинных вод пермо-триаса; подпитывание альб-сеноманского водоносного горизонта каратаускими содовыми водами, наряду с просачиванием атмосферных осадков, обусловливает образование в альб-сеноманском горизонте гидрокарбонатных и сульфатно-гидрокарбонатных типов (с повышенным содержанием натрия и кальция) вод с плотным остатком, не превышающим 1 г/л; б) непосредственно в пределах обнажения альб-сеноманских отложений; здесь в результате выщелачивания поверхностного соленосного и гипсоносного четвертичного покрова и альб-сеноманских пород со значительным содержанием сульфидов железа атмосферными водами образуется смешанный (гидрокарбонатно-хлоридно-сульфатный) тип воды. При этом общая минерализация вод в отдельных случаях доходит до 3 г/л.

Дальнейший ход изменения химического состава альб-сеноманских вод с увеличением глубины и в сторону областей стока и накопления в настоящее время нам трудно осветить ввиду отсутствия в описываемой территории данных буровых скважин. Однако артезианские скважины, вскрывшие в соседних районах напорные альб-сеноманские воды, показывают, что минерализация последних даже на участках с отрицательными отметками — 450 —500 м, значительно удаленных от областей питания, остается сравнительно низкой (плотный остаток не более 3—4 г/л). Большое сходство геолого-структурных, геоморфологических и других природных условий описываемой территории с этими районами дает основание полагать, что и здесь глубокие горизонты альб-сеномана заключают слабо минерализованную воду, пригодную для водоснабжения.

Другие водоносные горизонты в межгорных долинах, как-то: юрские, неокомские и нижнеальбские, ввиду ограниченности площадей питания обладают несколько неблагоприятными гидрогеологическими условиями. По данным наших исследований, минерализация их быстро возрастает с глубиной при образовании хлоридно-натриевого типа вод, независимо от их начального состава.

Водоносный комплекс сенон-датского яруса, слагающий Актауские горы, гипсометрически расположен намного выше альб-сеноманского водоносного горизонта. Хотя этот комплекс является единым по своему залеганию, но вследствие различия степени трещиноватости и промытости различных горизонтов этого комплекса водоносность их отличается друг от друга. Поэтому минерализация и химический состав подземных вод, циркулирующих в них, характеризуются значительной пестротой. Наиболее минерализованные воды с плотным остатком от 5 до 10 г/л содержатся в мелоподобных мергелях сенона. Трещиноватость в них развита слабо, что ведет к ограничению циркуляции воды. Вследствие этого водоносные породы плохо промыты, и воды имеют хлоридно-натриевый состав. Более благоприятные условия для циркуляции подземных вод существуют в отложениях датского яруса Наличие довольно частых и крупных трещин, особенно вблизи глубоких оврагов, способствует усиленной циркуляции подземных вод. Поэтому в пределах распространения этих отложений встречаются воды сравнительно низкой минерализации с плотным остатком до 3 г/л, преимущественно сульфатно-натриевого состава. Промежуточное положение по степени и типу минерализации занимают воды палеогеновых отложений. Они обычно имеют сульфатно-хлоридно-натриевый состав с плотным остатком от 3 до 6 г/л. При этом интересно отметить, что концентрация и соотношение ионов многих водоисточников в

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/17 : CIA-RDP81-01043R001500020007-2

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/17 : CIA-RDP81-01043R001500020007-2

пределах распространения палеогеновых отложений (так же, как и датских) почти всегда остаются постоянными. Так, вода колодца Баспорым, расположенного севернее пос. Шаир и пройденного в мергелях эоцена, трижды (июль 1947 г., август 1950 г. и сентябрь 1950 г.) подвергалась химическому опробованию. Все анализы вод показали почти один и тот же состав и минерализацию. Незначительные колебания их выражаются следующим образом:

$$M_{5\cdot 6-6}\ \frac{Cl^{28-29}SO_4^{20-21}HCO^1_3}{Na^{27-28}Ca^{15-17}Mg^{5-7}}.$$

Постоянством состава вод и минерализации характеризуются и многие другие водоисточники. Этот фактор свидетельствует, что солевой состав этих вод формируется за счет выщелачивания горных пород, состав которых остается примерно постоянным в течение сравнительно небольшого промежутка времени. Действительно, результаты анализа водных вытяжек водоносных пород (в мг-экв.% форме) колодца Баспорым вполне соответствуют составу заключенной в них воды (по формуле Курлова):

$$M_{1\cdot 2}\ \frac{Cl^{27}SO_4^{22}HCO^1_3}{Na^{35}Mg^{10}Ca^{6}}.$$

Водоносные горизонты неогена, приуроченные к известнякам, мергелям и песчаникам, на отдельных участках Актауских гор как по условиям формирования, так и по характеру минерализации и химического состава подземных вод во многом сходны с водоносным комплексом верхнего мела и палеогена. Минерализация этих вод колеблется преимущественно в пределах от 1 до 5 г/л, а солевой состав их — смешанный, с некоторым преобладанием сульфатов и натрия.

Минерализация поровых (грунтовых) вод и концентрация отдельных компонентов их колеблются в широких пределах в зависимости от условий залегания, степени промытости пород и характера питания водоносных горизонтов. Поэтому их удобнее рассматривать по отдельным генетическим типам отложений. При этом в рассматриваемом районе могут быть выделены: 1) грунтовые воды делювиально-пролювиальных отложений конусов выноса массивов Каратау; 2) грунтовые воды пролювиальных отложений саев и ущелий Актауских гор; 3) грунтовые воды эоловых песков юго-восточной части Актау.

Грунтовые воды делювиально-пролювиальных отложений предгорного шлейфа формируются за счет просачивания атмосферных осадков и поступления разгружающихся трещинных вод Каратау. Следует отметить, что роль атмосферных осадков в питании грунтовых вод указанных отложений усиливается здесь еще тем, что весной в период снеготаяния, а также и летом во время выпадения обильных ливней, воды, стекающие по многочисленным коротким оврагам и ущельям Каратау, в значительной степени просачиваются в толщу грубообломочных отложений предгорных шлейфов.

Отложения шлейфа, в которых заключены грунтовые воды, залегают на наклонном менее водопроницаемом фундаменте, представленном преимущественно глинистыми отложениями юры и нижнего мела, что способствует более интенсивной циркуляции. Поэтому эти отложения хорошо промыты, что обусловливает сравнительно слабую минерализацию грунтовых вод предгорного шлейфа (плотный остаток варьирует в пределах от 0,5 до 2 г/л).

По типу минерализации среди этих вод встречаются гидрокарбонатно-

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/17 : CIA-RDP81-01043R001500020007-2

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/17 : CIA-RDP81-01043R001500020007-2

натриево-кальциевые со средней минерализацией 0,6 г/л, сульфатно-гидрокарбонатно-натриевые со средней минерализацией 0,8 — 0,9 г/л и сульфатно-натриево-кальциевые с минерализацией 1,5 — 2 г/л.

Грунтовые воды пролювиальных отложений оврагов и ущелий Актауских гор питаются, главным образом, весенними талыми и летними ливневыми водами дождей, образующими временные потоки. Однако условия формирования грунтовых вод здесь не везде одинаковы и вследствие этого их гидрохимический режим и колебания расходов в различных типах долин, как отметил Ф. А. Макаренко, различный.

Наиболее благоприятными условиями образования слабо минерализованных грунтовых вод со значительным запасом их характеризуются сквозные долины с широкими водосборными бассейнами в пределах Каратауских гор. Эти долины показаны на фиг. 1. Самой крупной из них является сквозная долина, протягивающаяся на юг от пос. Шетпе. Весной по ней проходит мощный поток поверхностных вод. Благодаря сравнительно короткому пути пробега грунтового потока и наличию хорошо промытых русловых наносов, грунтовые воды, циркулирующие в них, довольно пресные. Обычно для них характерны сульфатно-гидрокарбонатный и хлоридно-гидрокарбонатный типы вод при общей минерализации, не превышающей 2 — 3 г/л.

Несколько неблагоприятными условиями характеризуются узкие и короткие долины с большим уклоном поверхности, развитые в северных и южных склонах Актауских гор. Запасы вод в них незначительные и к тому же быстро истощаются вслед за пополнением.

Грунтовые воды эоловых отложений в пределах описываемой территории пользуются ограниченным распространением. Они распространены в песчаных массивах крайней юго-восточной части района.

Источниками питания грунтовых вод эоловых песков, так же как и других типов вод, служат атмосферные осадки. Просачиваясь в эоловые пески, атмосферные осадки образуют слои и линзы пресных грунтовых вод, плавающих на поверхности ранее накопившихся соленых вод, между которыми в естественных условиях образуется определенное равновесие. Толщина слоя пресных вод в описываемом районе не превышает 0,5 — 1,0 м.

Наиболее устойчивым типом минерализации, характерным для грунтовых вод эоловых песков описываемого района, является сульфатный со средней минерализацией от 1 до 1,5 г/л. Гидрокарбонатный и хлоридный типы являются неустойчивыми. Первый из них образуется преимущественно весной во время интенсивного просачивания атмосферных вод и исчезает летом в результате усиления испарительного процесса. Второй же возникает в результате нарушения естественного равновесия пресных и соленых вод (во время интенсивной эксплоатации водоносного слоя, подтока соленых вод или усиления испарения) и исчезает по мере восстановления этого равновесия.

Описанные нами факторы формирования подземных вод территории обусловливают значительную пестроту их минерализации и химического состава. Установленные при этом закономерности с учетом геоморфологических, геологических и других условий дали нам возможность составить схематическую карту распределения минерализации и химического состава подземных вод описываемого района (фиг. 2).

Заключение

Приведенные выше сведения показывают, что, несмотря на пустынность и засушливость климата, район Каратауских гор имеет благоприят-

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/17 : CIA-RDP81-01043R001500020007-2

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/17 : CIA-RDP81-01043R001500020007-2

ные условия для формирования, циркуляции и накопления подземных вод в пределах ряда водоносных комплексов. К ним относится прежде всего комплекс пород пермо-триаса Каратау, который вследствие сильной трещиноватости и хорошей обнаженности на большой площади является одним из важных коллекторов пресных подземных вод преимущественно гидрокарбонатного состава.

Благоприятными гидрогеологическими условиями накопления пресных подземных вод обладает также комплекс альб-сеноманских отложений. Значительная площадь развития указанных отложений хорошо обнажена и служит непосредственно областью питания этого водоносного горизонта. Кроме того, альб-сеноманский горизонт подпитывается трещинными водами пермо-триаса, поступающими по тектоническим зонам и контактам. Поэтому, несмотря на наличие локальных факторов засоления (притока воды из соленосных делювиально-пролювиальных, юрских, нижнеальбских и других отложений), воды альб-сеномана в целом имеют сравнительно слабую минерализацию и сульфатно-гидрокарбонатный состав.

Подземные воды удовлетворительного качества формируются также и в некоторых участках других водоносных комплексов, в частности в развеваемых песках и пролювиальных отложениях широких долин Южного Актау.

Выявленные закономерности формирования подземных вод Каратауских гор позволяют наметить наиболее перспективные участки и правильно ориентировать разведочные на воду работы, что облегчает решение вопросов, связанных с водоснабжением колхозов и МТС, обводнением пастбищ и оазисным орошением.

Изложенные выше сведения дают основание утверждать, что путем заложения артезианских скважин глубиной от 150 до 250—300 м на различных участках района Каратау можно получить доброкачественные напорные, а местами и самоизливающиеся подземные воды с производительностью до 10 и более литров в секунду.

Наиболее перспективными участками для получения высокопроизводительных подземных вод хорошего качества является центральная часть описываемой территории, прежде всего площади распространения трещинных вод пермо-триаса Каратау и ближайшие к ним площади альб-сеноманского водоносного горизонта. Отложения этих водоносных комплексов образуют ряд мульдообразных структур, благоприятствующих накоплению значительного запаса напорных артезианских вод. Организация эксплуатационно-разведочного бурения на этих первоочередных участках наряду с огромным практическим значением имеет большую теоретическую ценность в деле постановки и расширения буровых работ на других участках.

Участки, прилегающие к артезианским скважинам, могут быть превращены в оазисы с прекрасными естественными травостоями и посевами сенокосных угодий и бахчевых культур. К тому же каждая артезианская скважина с соответствующей водопроводной сетью в радиусе до 10—20 км может заменить несколько десятков малопроизводительных шахтных колодцев, даст возможность обеспечить водой десятки тысяч голов скота и облегчит механизацию водоснабжения.

Большое значение имеют также грунтовые воды делювиально-пролювиальных отложений предгорного шлейфа Каратау и пролювиальных отложений коротких долин, особенно широкой сквозной долины, идущей на юг от пос. Шетпе. Путем заложения на отдельных участках галерей перпендикулярно направлению движения грунтовых вод, протяженностью 100 — 200 м, также можно получить значительные запасы подземных вод.

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/17 : CIA-RDP81-01043R001500020007-2

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/17 : CIA-RDP81-01043R001500020007-2

Широкое и умелое использование запасов подземных вод описываемой территории позволит добиться укрепления кормовой базы для развивающегося общественного животноводства и обводнения естественных пастбищных угодий.

ЛИТЕРАТУРА

1. Ахмедсафин У. М. Подземные воды Казахстана. Очерки по физической географии Казахстана. Алма-Ата, 1952.
2. Ахмедсафин У. М. Пути рационального использования грунтовых вод северного Прикаспия для животноводства. Вестник АН КазССР № 9, 1953.
3. Макаренко Ф. А. О грунтовых водах коротких долин на примере Центрального Казахстана и Северного Прибалхашья. Труды лаборатории гидрогеологических проблем, т. X, 1951.
4. Сулин В. А. Гидрогеология нефтяных месторождений. М., 1948.
5. Федин Н. Ф. Кзыл-Ординский массив орошения левобережья низовьев реки Сыр-Дарьи. Алма-Ата, 1952.

РЕЗЮМЕ

Мақалада Қаратау ауданындағы тау жыныстарының жарықтарында, қабаттарында, қуыстарында кездесетін жерасты сулары баяндалады. Минерализациясы мен химиялық составын талдай отырып жерасты суларының пайда болу жағдайлары көрсетіледі. Бұл ауданда пайда болу жағынан да, жалпы қоры жағынан да маңызды орынды пермо-триас және альб-сеноман қабаттарының сулары алады. Бұрғылау арқылы алып, осы суларды толық пайдалануға ғана көрсетілген ауданның мал шаруашылығын кеңінен өрістетуге болады.

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/17 : CIA-RDP81-01043R001500020007-2

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/17 : CIA-RDP81-01043R001500020007-2

ИЗВЕСТИЯ
АКАДЕМИИ НАУК КАЗАХСКОЙ ССР
1956 *Серия геологическая* Вып. 22

БИБЛИОГРАФИЯ

М. И. Ломонович. **Лёсс в Казахстане и его значение в народном хозяйстве.** С предисловием акад. В. А. Обручева. Научно-популярный очерк. Изд Академии наук Казахской ССР, Алма-Ата, 1955, 80 стр.

Автор этого очерка, выполнивший детальное изучение отложений лёсса на северном склоне хребта Заилийского Алатау, знакомит во введении читателей с проблемой лёсса, которая в связи с большим распространением лёссовых и лёссовидных почв четвертичного возраста в целом ряде областей СССР, а также в связи с их большим хозяйственным и строительным значением, из теоретической проблемы, какой она была в конце прошлого века, превратилась в практическую, которая интересует не только геологов, занимающихся изучением четвертичных отложений, но и почвоведов, которые должны понимать генезис, распространение и качества этой плодородной почвы, чтобы правильно наносить ее на почвенных картах и объяснить земледельцам ее хозяйственное значение Руководители строительных и гидротехнических организаций также должны понимать образование и распространение этой породы, представляющей прекрасный строительный материал, имеющий и некоторые особенности, которые нужно знать при выполнении гидротехнических сооружений для его правильного использования.

Особенно важное значение изучение лёссов и лёссовидных пород получает в связи с дальнейшим развитием сельского хозяйства и с распространением земледельческих культур на целинные и залежные земли, занимающие еще большие площади на юго-востоке Европейской России, в Средней Азии и Сибири. Казахская республика, обладающая большими площадями таких земель, заинтересована в их своевременном изучении в отношении понимания проблемы лёсса для правильного приложения к этим пустующим землям.

В первой главе объясняется, что такое лёсс, каковы его состав и строение, обусловливающие плодородие, а также указаны распространение и условия его залегания.

Затем излагается гранулометрический состав лёсса, т. е. объясняется, какова величина отдельных частиц песка и глины, а также так называемых коллоидов, т. е. частиц, которые имеют бесформенное строение, которое еще Ломоносов назвал клеевидным, а не кристаллическое, как у большинства минералов. В нескольких таблицах поясняется состав лёсса разных местностей — микроагрегатный, химический и минералогический. Последний может быть разнообразным, так как лёсс образуется из пыли, которую ветры приносят из местностей с различным составом коренных пород, слагающих данный участок земной коры.

В следующей главе рассказывается о свойствах лёсса, его пылеватости, пористости, пластичности, размокаемости. Пылеватость и пористость обусловливают то, что тончайшие корешки легко пробиваются через лёсс и доставляют растениям необходимое для них питание калием, фосфором и известью, содержащимися в лёссе в мелкораздробленном состоянии, что облегчает их усвоение. Несмотря на свою пылеватость, лёсс обладает большой устойчивостью и хорошо держится в виде обрывов в десятки метров высоты, а также в колодцах без крепления на большую глубину. Это обусловливается связностью и наличием в его составе очень мелких частиц.

В пятой главе излагается происхождение лёсса: кратко перечислены гипотезы, предложенные разными учеными, начиная с 1834 года, как на время происхождения, так и на причины его, автор приходит к выводу, что в настоящее время главное значение имеют эоловая и почвенная гипотезы, но последняя только дополняет первую в отношении преобразования скоплений ветровой пыли в почву, а самостоятельного значения не имеет. Рассмотрение вопроса о происхождении лёсса Заилийского Алатау показывает, что другие гипотезы не выдерживают критики. В конце главы рассмотрено происхождение лёсса Юж-

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/17 : CIA-RDP81-01043R001500020007-2

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/17 : CIA-RDP81-01043R001500020007-2

ного Казахстана и Средней Азии согласно гипотезам Скворцова и Кассина.

В последней главе говорится об отрицательном и положительном значении лёсса в народном хозяйстве. Отрицательное значение обусловлено тем, что лёсс порист и поэтому при пропитывании его водой дает просадку, которая вредна для устойчивости сооружений. Указаны предупредительные и конструктивные мероприятия для избежания этого явления, что необходимо знать и соблюдать при проведении каналов, плотин, дамб, при устройстве орошения и применении лёссов в качестве строительных материалов.

Недостатком этой книжки приходится считать то, что в ней очень мало сказано о лёссовидных породах, их составе и генезисе (стр. 10—11). Для правильного понимания и приложения проблемы лёсса необходимо знать генезис и этих лёссовидных пород, которые всегда залегают рядом с типичным лёссом, имеют большое распространение и мало отличаются от него по своему составу и качествам. На стр. 11 приведены мои слова о необходимости знания этих пород, понимания их образования и отличия от типичного лёсса, чтобы правильно объяснить их генезис и качества. Если бы все исследователи лёссов и лёссовидных пород соблюдали это условие, был бы положен конец бесплодным спорам по этой проблеме, которые продолжаются сто лет. Автор, излагая в пятой главе происхождение лёссов Казахстана и Средней Азии, говорит в заключение, что сама природа этой области побуждает исследователя искать упорно и терпеливо правильное решение вопроса о происхождении лёсса.

Я уже указывал давно, что в Средней Азии, где мы видим соседство песчаных пустынь, высоких гор, увенчанных снегами, и широких долин, орошенных реками, природа создала самые сложные условия для отложения пыли, приносимой ветрами с песков, рядом с ледниками и руслами рек и речек. Этот сложный рельеф и создает образование в близком соседстве типичного неслоистого лёсса и водно-пылевых лёссовидных пород разных видов — элювиальных, пролювиальных и аллювиальных — из того же материала ветровой пыли без помощи воды или с меньшим или большим ее участием, что исследователь — географ, геолог и почвовед—должен внимательно изучать и понимать для правильного истолкования. Проблема лёсса требует к себе только такого отношения вместо придумывания всяких усложнений, вроде космической гипотезы Кейльгака или гипотезы облёссования Л. С. Берга, глубокого по Б. В. Пясковскому.

Эта маленькая книжка в сущности является первым популярным изложением вопроса о генезисе лёсса, который в научной литературе рассматривается уже около ста лет и все еще возбуждает споры со стороны географов и в особенности почвоведов. Последние особенно упорно замалчивают или отрицают эоловую гипотезу лёссо-генезиса, которая давно уже заслужила право наименования теорией, так как доказана систематическими наблюдениями в Европе, Азии, Америке и Африке. Но достаточно взять одно из современных учебных руководств по почвоведению от Докучаева до Вильямса и Качинского, чтобы убедиться, что в любом из них эоловая теория замалчивается или отложения лёссов объясняются неверно в качестве ледниковых или элювиальных, пролювиальных, аллювиальных. Между тем, внимательное изучение каждого обнажения какой-нибудь желтой песчано-глинистой породы, представляющей почву, покажет, имеет ли наблюдатель дело с типичным эоловым лёссом или разновидностью лёссовидной породы или же просто с элювием какой-либо песчано-глинистой коренной породы, похожей на лёсс при первом взгляде на нее.

В отношении лёссовидных пород рассматриваемая книжка (стр. 10—11) требует при новом издании дополнения, как указано выше, так как именно эта категория пород должна быть описана особенно подробно, чтобы пользующийся ею понял и сумел различать разновидности лёссовидных пород и правильно определять их генезис.

Но просто не понятно, как могло Издательство Академии наук КазССР выпустить эту книжку, заслуживающую широкого распространения для ознакомления с лёссом, столь развитым в Казахстане, в количестве только 600 экземпляров.

Академик **В. А. ОБРУЧЕВ**

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/17 : CIA-RDP81-01043R001500020007-2

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/17 : CIA-RDP81-01043R001500020007-2

СОДЕРЖАНИЕ

Н. Г. Бок. Лиственниты, их особенности, разновидности и условия образования 3

Н. Н. Михайлов. Петрохимические особенности ультраосновных и основных пород Бетпак-Далы и Юго-Западного Прибалхашья. 23

Б. К. Кораблев. Новый тип полевошпатовых месторождений в Центральном Казахстане (в порядке обсуждения). 33

Г. Н. Бедров. Поиски редкометальных месторождений в Центральном Казахстане путем изучения вторичных ореолов рассеивания. 49

Г. Б. Жилинский. Обзорные шлиховые карты. 66

Е. Д. Шлыгин и М. Н. Королева. Типы стратиграфических разрезов и палеогеография ордовика Пристепняковского района Северного Казахстана 82

Н. М. Митряева. О явлениях избирательного метасоматизма в одной из групп свинцовых месторождений хребта Каратау. 92

Н. С. Никитин. Брахиоподы яшмовой и торткудукской толщ северо-востока Центрального Казахстана (кембрий и нижний ордовик). 99

Ж. Сыдыков и В. А. Стрельникова. Формирование подземных вод района Каратау (Мангышлак). 112

Библиография

Акад. В. А. Обручев. М. Н. Ломонович «Лёсс в Казахстане и его значение в народном хозяйстве» 126

Редактор *А. Н. Фум*
Худ. редактор *И. Д. Сущих*
Тех. редактор *Н. Ф. Алферова*
Корректор *Л. Н. Москвичева*

* * *

Сдано в набор 29/XII 1955 г. Подписано к печати 12/III 1956 г. Формат 70 x 108 1/16 = 5,48 бум. л. 10,96 п. л. + 1 вклейка. Уч.-изд. л. 10,85 Тираж 500. УГ01834.
Цена 8 руб. 60 коп.

* * *

Типография Издательства АН КазССР, Алма-Ата, ул. Шевченко, 17. Зак. 344.

Declassified in Part - Sanitized Copy Approved for Release 2013/01/17 : CIA-RDP81-01043R001500020007-2