

9

АКАДЕМИЯ НАУК КАЗАХСКОЙ ССР
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК
МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ И ОХРАНЫ НЕДР СССР

СЕКРЕТНО

Экз. № _____

МАТЕРИАЛЫ
К МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОЙ ПРОГНОЗНОЙ КАРТЕ
ЦЕНТРАЛЬНОГО КАЗАХСТАНА

Р. А. БОРУКАЕВ

ГЕОЛОГИЯ И РУДНЫЕ ФОРМАЦИИ
СЕВЕРО-ВОСТОКА
ЦЕНТРАЛЬНОГО КАЗАХСТАНА

(ЛИСТЫ М-43-А, М-43-Б, N-43-В)

Приложение
к Вх. № 175с
число 3/8-56г.

АЛМА-АТА
1956

ПРИЛОЖЕНИЕ
к Вх. № 256с-56г.

АКАДЕМИЯ НАУК КАЗАХСКОЙ ССР
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК
МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ И ОХРАНЫ НЕДР СССР

СЕКРЕТНО

Экз. № _____

МАТЕРИАЛЫ
К МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОЙ ПРОГНОЗНОЙ КАРТЕ
ЦЕНТРАЛЬНОГО КАЗАХСТАНА

Р. А. БОРУКАЕВ

ГЕОЛОГИЯ И РУДНЫЕ ФОРМАЦИИ
СЕВЕРО-ВОСТОКА
ЦЕНТРАЛЬНОГО КАЗАХСТАНА

(ЛИСТЫ М-43-А, М-43-Б, N-43-В)

АЛМА-АТА
1956



УАДЕНМЕ ПАК КАЗАХСКОЕ ССР
ИСТИТ. КОЛОНИАЛНИ ИСТИТ.
МИНИСТЕРСТВО КУЛЬТУРЫ И ОБРАЗОВАНИЯ ССР

00000000

МАТЕРИАЛЫ
К МЕТАЛЛОЛОГИЧЕСКОМУ ПРОЦЕССУ
ЦЕНТРАЛЬНОГО КАЗАХСТАНА

Ответственный редактор
академик *К. И. Сагпаев*.

ТЕОРИЯ И ПРАКТИКА ФОРМАЦИИ
СЕВЕРОВОСТОКА
ЦЕНТРАЛЬНОГО КАЗАХСТАНА
ИСТИТ. КОЛОНИАЛНИ ИСТИТ.

АТА-АЙЫ
1981

ВВЕДЕНИЕ

Настоящая работа является объяснительной запиской к листам М-43-А, М-43-Б и N-43-Б (северо-восточная часть Центрального Казахстана) карты прогнозов Центрального Казахстана масштаба 1 : 500 000.

Она состоит из двух частей.

1. Краткая история геологического развития северо-восточной части Центрального Казахстана (листы: М-43-А, М-43-Б и N-43-В).

2. Описание месторождений металлических полезных ископаемых отдельно по листам М-43-А, М-43-Б, N-43-В.

Первая часть, написанная Р. А. Борукаевым, включает стратиграфию, историю развития тектонических структур, историю накопления и палеогеографических особенностей региона, закономерности распределения и прогнозы металлических полезных ископаемых.

В основу этой части положена монографическая работа автора «Допалеозой и нижний палеозой северо-восточной части Центрального Казахстана» и структурно-геологическая карта северо-востока Центрального Казахстана масштаба 1 : 200 000, составленная автором с участием С. М. Бандалетова, М. В. Бурдукова, Г. Ф. Ляпичева, Е. Е. Миллер и И. Ф. Никитина. Кроме того, использованы работы Н. А. Севрюгина с сотрудниками по южной части листа М-43-Б. В части варисского интрузивного магматизма и металлогении использованы материалы В. К. Монича по южной половине листа М-43-Б, а по северной части листа и по другим листам — материалы Г. Ф. Ляпичева. Кроме того, Г. Ф. Ляпичев принимал участие в разработке поисковых критериев и прогнозов.

По описанию верхнего девона и нижнего карбона использованы работы М. С. Быковой.

Классификация месторождений протерозойского, салаирского и каледонского этапов, связанных с магматической деятельностью, дается по схеме, выработанной автором и предложенной в третьей части указанной выше монографии.

В основу этой классификации положено историко-геологическое развитие геосинклинальных систем в разные этапы.

Во второй части «Некоторые закономерности распределения рудных месторождений» — месторождения описаны С. М. Бандалетовым, Р. А. Борукаевым, Г. Ф. Ляпичевым, В. К. Моничем и И. Ф. Никитиным по материалам многих исследователей (Н. Г. Кассина, Г. И. Водорезова, Г. Ц. Медоева, Д. С. Коржинского, Р. Э. Квятковского, Фогельман, Н. В. Смирнякова, Н. А. Севрюгина с сотрудниками, Ю. А. Столярова, Вильцинга, В. К. Монича, Р. А. Борукаева, С. М. Бандалетова и др.).

Описание месторождений, выполненные В. К. Моничем, подверглись систематизации Р. А. Борукаевым и Г. Ф. Ляпичевым, согласно схеме, выработанной Р. А. Борукаевым.

К записке приложен кадастр месторождений отдельно по листам N-43-В, М-43-А и М-43-Б. Большая предварительная подготовительная работа по уточнению заявочных данных, географического местоположения месторождений и составлению кадастра, особенно по листу М-43-Б, проделана Г. Ф. Ляпичевым, а также П. Ф. Кандауровым. Последним нанесены все месторождения и заявки на структурно-геологические карты указанных листов, составленные Г. Ц. Медоевым.

КРАТКАЯ ИСТОРИЯ ИЗУЧЕНИЯ

Та часть Центрального Казахстана, о которой в дальнейшем будет идти речь, расположена на восток от г. Акмолинска в бассейне рек Селеты, Оленты, Шидерты и захватывает область верхнего течения р. Ишим. Северной и северо-восточной ее границами служит естественное окончание Казахской складчатой страны, сменяющейся областью сплошного распространения молодых осадков Западно-Сибирской низменности и Иртышской впадины.

В истории геологического исследования этой территории отчетливо намечаются три этапа.

Первый этап охватывает период до 1925 г. и связан главным образом с именами А. К. Мейстера, А. А. Краснопольского и других. Представления о геологическом строении интересующей нас территории создавались главным образом на основании маршрутных пересечений. Из-за недостатка фактического материала все многообразные формации, принимающие участие в строении этого региона, были тогда отнесены к девону и отчасти к карбону. На той же ступени познания стояли вопросы вулканизма и закономерности распределения полезных ископаемых.

Содержанием второго этапа исследований данной области (с 1925 по 1936 г.) нужно считать составление десятиверстной геологической карты. Этот этап неразрывно связан с именем Н. Г. Кассина. В результате указанных работ впервые был собран и систематизирован огромный материал региональных геологических исследований, описаны полезные ископаемые, размещенные на этой территории. Впервые в этом районе была выявлена фауна верхнего, нижнего силура и в одной точке — кембрия.

Однако детальность десятиверстной карты, составленной в районе, не подвергавшемся до этого площадному геологическому исследованию, не позволила выявить всей стратиграфической последовательности формаций, особенно древних. Довольно значительное число пунктов с находками силурийской

фауны, при почти полном отсутствии кембрийской, побудило Н. Г. Кассина и других исследователей отнести все древние формации, от протерозоя до силура, к силуру и даже к силуродевону или к нерасчлененному нижнему палеозою. Допалеозойские и кембрийские формации на этих картах почти полностью отсутствовали. Значительно лучше обстояло дело с формациями среднего палеозоя и более молодыми.

Расчленение всех формаций, выявление их стратиграфических и тектонических взаимоотношений, особенностей вулканизма и металлогении, а также более глубокое познание хода развития геологической истории требовало уже более детальных исследований.

К разрешению этого вопроса в масштабе всего Центрального Казахстана приступила в 1936 г. Центрально-Казахстанская комплексная экспедиция Академии наук СССР, возглавлявшаяся Н. С. Шатским и положившая начало третьему периоду геологического изучения как описываемого района, так и всего Центрального Казахстана. Благодаря работам указанной экспедиции был сделан значительный шаг вперед, однако вопросы стратиграфии и тектоники древних формаций остались далеко не разработанными, а следовательно, нерешенными остались и вопросы истории геологического развития.

В 1940—1941 гг., а затем с 1946 г. Институтом Геологических наук АН КазССР были организованы на северо-востоке Центрального Казахстана систематические исследования, которые проводились автором с группой сотрудников Института и сопровождались составлением структурно-геологической карты. Одновременно на южной половине листа М-43-Б начались работы Казгеолуправления по составлению геологической карты масштаба 1 : 200 000.

В результате проведенных работ получены новые данные, касающиеся геологического строения северо-востока Центрального Казахстана, которые вкратце излагаются ниже.

СТРАТИГРАФИЯ

ДОПАЛЕОЗОЙ

СТРУКТУРНО-ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ДОПАЛЕОЗОЙСКИХ ФОРМАЦИЙ

В расчленении допалеозойских формаций исключительное значение имеют структурно-тектонические взаимоотношения их.

Наиболее древние формации (археозоя и нижнего протерозоя) не имеют строго выдержанных на большие расстояния линейно вытянутых структур. Они представлены обычно интенсивно дислоцированными отложениями со сложными складками, редко совпадающими с направлением общих структур толщи.

Формации же верхнего протерозоя имеют совершенно иной план складчатых сооружений; они отличаются почти всегда строго ориентированными, линейно или дугообразно вытянутыми на многие десятки километров, круто смятыми, часто изоклинальными складчатыми структурами, обычно строго совпадающими с общим простиранием антиклинорного поднятия, сложенного ими.

Формации эти, очевидно, накапливались в протерозое в линейно протяженных геосинклинальных прогибах, и еще в конце протерозоя подверглись интенсивной дислокации и вздыманию, обусловившему образование антиклинорных поднятий с круто складчатыми структурами.

В Центральном Казахстане указанные антиклинорные поднятия развиты широко и образуют ряд узких, прямолинейных или дугообразных полос, иногда протяжением в несколько сот километров, выступающих среди значительно слабее дислоцированных образований разных формаций палеозоя. К ним приурочены узкие дайкообразные интрузивные тела ультраосновных пород, располагающиеся обычно цепочкой вдоль глубинных разломов, идущих параллельно направлению складчатых структур.

На северо-востоке Центрального Казахстана установлен ряд таких же антиклинорных поднятий, сложенных породами древних формаций. Наиболее крупное, Ерементау-Ниязское, протягивается широкой полосой (местами свыше 40 км шириной) меридионального направления; в северной своей части, начиная с гор Одройтас, Каратумсук и Таспоку, оно делает довольно резкий дугобразный поворот на северо-восток. Общая видимая протяженность этого антиклинорного поднятия в пределах изученной территории — свыше 300 км.

Второе антиклинорное поднятие, Майкаин-Экибастузское, имеет северо-восточное простирание. Оно является виргационной ветвью Ерементау-Ниязского антиклинория. Расчленение этой структуры произошло, повидимому, к северу от нынешнего Карагандинского угольного бассейна. К северо-востоку этот антиклинорий постепенно отходит от Ерементау-Ниязского, протягиваясь через урочище Нуралы к Одаку, Жаман и Жаксыбукумбаю, Куяндинским горам и Адылбеку. У озера Ангренсорширина выхода антиклинорного поднятия значительно суживается и проходит в прежнем направлении до Кудайкольского массива. Здесь допалеозойский пояс вместе со всеми формациями палеозоя погружается под покров третичных отложений.

Третий — Караулшокинский антиклинорий отходит от южной части Майкаин-Экибастузского антиклинория в виде виргационной ветви, в начале широтного направления от гор Толпак к востоку через горы Караулшоку. К востоку она дугобразно изгибается на юго-восток, а затем у р. Тюндюк принимает юго-восточное — Чингизское направление, сливаясь с южной Муржика со сложным Чингизским антиклинорием.

Четвертый Алкамергель-Чингизский антиклинорий протягивается от Чингизского хребта на северо-запад к озеру Алкамергель и погружается под третичные осадки. В этом месте Майкаин-Экибастузский и Алкамергель-Чингизский антиклинории подходят один с юго-запада, а другой — с юго-востока, очень близко друг к другу. Место их сочленения прикрыто покровом третичных осадков, поэтому вопрос о характере этого сочленения остается не выясненным. Возможно, Майкаин-Экибастузский антиклинорий в этом месте делает дугобразный заворот сперва на восток, а затем на юго-восток и переходит в Алкамергель-Чингизский. В таком случае они образуют дугу с крутой вершиной на севере и расходящимися сторонами. Однако более вероятно, что к северо-востоку от оз. Кудайколь оба эти антиклинория сочленяются и принимают в начале северо-восточное направление, а затем дугобразное юго-восточное, ведущее к их приращению с горноалтайскими древними структурами.

Помимо этих главных антиклинорных структур, от них отходит ряд более мелких ветвей, как Ишкеольмесская и другие более мелкие.

СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ РАСЧЛЕНЕНИЕ ДОПАЛЕОЗОЯ

На основании структурно-тектонических и стратиграфических взаимоотношений различных толщ, степени и характера дислоцированности и метаморфизма и, наконец, на основании сравнения и аналогии с отложениями докембрия Западной Сибири, Кокшетауского, Улутауского районов и южной части Центрального Казахстана, нами на изученной территории выделены формации археозоя и протерозоя.

Стратиграфически ниже среднего кембрия, охарактеризованного богатой трилобитовой фауной как по литолого-петрографическим, так и тектоно-структурным особенностям выделяются шесть мощных толщ (формаций), разделенных между собой складчатыми несогласиями и часто значительными перерывами в осадконакоплении. Толщи (формации) эти следующие (сверху).

Нижний кембрий

1. Вулканогенная (бошекульская, $Ст_1$) мощность свыше 4000 м.

Верхний протерозой

2. Туфо-осадочная (телескольская, Prz_2^3) — 1500—2000 м.

3. Известняково-эффузивная (ерементауская, Prz_2^2) — 3500 м.

4. Кварцитовая (Prz_2^1) — 3000—3500 м.

Нижний протерозой

5. Амфиболитовая (Prz_1), видимая мощность свыше 2500 м.

Археозой

6. Толща кристаллических сланцев и гнейсов (Аг).

Нижние две толщи особенно сильно отличаются по степени метаморфизма и характеру тектоно-структурного оформления и отделяются друг от друга и от остальных толщ большими складчатыми несогласиями и длительной денудацией. Следующие снизу три толщи обособляются между собой складчатыми несогласиями, но характер складчатых структур, степень метаморфизма и дислоцированности ставят их в один близкий ряд.

Вся совокупность накопленных фактов говорит за то, что допалеозойский возраст выделенных древних толщ достаточно обоснован. Однако отсутствие пока что нижнекембрийской фауны значительно затрудняет возможность проведения твер-

дой границы среди изученных толщ между верхним протерозоем и нижним кембрием.

В геологическом строении северо-востока Центрального Казахстана древнейшие формации играют весьма существенную роль. В общей сложности отложения допалеозоя и кембрия, вместе взятые, занимают больше половины всей площади северо-востока Сары-Арка.

Протерозой рассматривается нами в двухчленном делении — (нижний и верхний), как это принято В. А. Обручевым для протерозоя Западной Сибири, а Н. Г. Кассиним — для Казахстана.

Необходимо подчеркнуть, что из допалеозойских образований на изученной части Сары-Арка развиты главным образом отложения верхнего протерозоя. Образования нижнего протерозоя имеют значительно меньшее распространение, а археозойские встречены в весьма ограниченных размерах.

АРХЕОЗОИ

Наиболее древней формацией северо-востока Центрального Казахстана, относимой нами к археозою, является формация слюдяных, кварцево-сланцевых, кварцево-хлоритовых и кварцитовых сланцев, обычно густо рассеченных кварцевыми жилами. Эта формация относится к археозою условно, главным образом по сходству с разрезами археозоя Кокшетау-Ишимского района. В изученной области она обнажается в ядре Ерементау-Ниязского антиклинория, в районе Ниязских гор и в южной части Ишкеольмесского антиклинория.

Породы этой формации собраны в сложные складки нескольких порядков вплоть до образования мелких — петельчатых. Несмотря на такую сложную дислоцированность, во всех районах распространения этих отложений улавливается преобладание меридиональных структур.

На исследованной территории нигде не удалось наблюдать нормальных стратиграфических взаимоотношений этих древнейших образований с вышележащей нижнепротерозойской толщей вследствие территориальной разобщенности их выходов.

ПРОТЕРОЗОИ

Протерозойские отложения развиты в пределах рассматриваемой территории значительно шире археозойских. На основании изученного материала, они расчленяются на нижний протерозой, сложенный амфиболитовой формацией, и верхний протерозой, представленный тремя формациями: кварцевой, ерементауской (известняково-эффузивной) и телескольской (туфо-осадочной).

Нижний протерозой

Амфиболитовая формация отнесена к нижнему протерозою по ее стратиграфическому положению, по степени метаморфизма слагающих ее пород, а также по аналогии с нижнепротерозойскими отложениями Казахстана.

По своему составу эта формация характеризуется развитием: амфиболитов, актинолитовых и кварцево-актинолитовых сланцев, порфиритоидов и других пород метаморфического комплекса, причем среди всего разнообразия этих пород главная роль принадлежит амфиболитам.

В пределах изученной территории амфиболитовая формация распространена сравнительно ограниченно, обнажаясь в пределах Ерементау-Ниязской и Ишкеольмесской антиклинальных структур, а также в ряде тектонических блоков и антиклинальных структур в других местах. Полного разреза этой формации нигде не удалось наблюдать, так как нижняя часть ее, непосредственно налегающая на более древние образования, нигде не вскрыта.

Среди пород амфиболитовой толщи встречены линзообразные тела сильно давленных рассланцованных змеевиков, интрузии которых, возможно, приурочены по времени к образованию этой толщи.

Исходя из сказанного, можно сделать предположение, что в нижнем протерозое на северо-востоке Центрального Казахстана так же, как и в большинстве районов, где имеются выходы древних комплексов этого периода, имела место в геосинклинальных условиях интенсивная вулканическая деятельность с излиянием основных лав (превратившихся в дальнейшем в порфиритоиды) и, возможно, с интрузиями ультраосновных и основных пород габброидного состава. Мощность амфиболитовой толщи в пределах изученной территории 2500 м.

Амфиболитовую формацию северо-востока Центрального Казахстана можно параллелизовать с верхними толщами кондомской группы формаций Западной Сибири, а также с порфиритовой толщей Кокшетауской глыбы Северного Казахстана.

В Западной Сибири (Горная Шория) на кондомской группе формаций, отнесенной к среднему протерозою и представленной амфиболитами, зеленокаменными эффузивами (порфиритоидами), линзами мраморов и конгломератов, залегает мраморная карбонатная формация, отнесенная К. В. Радугиным, по трехчленному делению протерозоя, тоже к среднему протерозою. Последняя, очевидно, синхронна кварцитово-сланцевым нашим районам и ефимовской толще Кокшетауской глыбы.

Верхний протерозой

На амфиболитовую формацию трансгрессивно с резким несогласием налегают отложения верхнего протерозоя, представленные тремя формациями. Наибольшим распространением отложения эти пользуются в пределах Ерементау-Ниязских гор, вследствие чего они и получили название ерементауского комплекса.

Ясно выраженное угловое несогласие, трансгрессивное налегание, иной характер складчатых систем и резкая обособленность внутренних структур нижнего и верхнего протерозоя, резко различная степень метаморфизма — все это вместе взятое говорит об интенсивной фазе складчатости, имевшей место в конце нижнего протерозоя, сопровождавшейся длительным перерывом в осадконакоплении и интенсивной денудацией. Фаза эта именуется нами селетинской.

Кварцитовая формация

Самая нижняя из ерементауского комплекса — кварцитовая формация широко развита в пределах всех древних антиклинорных поднятий. В основании формации залегают базальные конгломераты, содержащие гальку пород амфиболитовой формации. По своему вещественному составу и положению описываемая формация отчетливо разделяется на две свиты. В нижней, развитой преимущественно в пределах Майкаин-Экибастузского антиклинория, значительно распространены кварцево-серицитовые сланцы, серицитовые кварциты и микрокварциты, кварцитовые сланцы. В отдельных разрезах среди кварцитов встречаются метаморфические сланцы и метаморфизованные эффузивы. Верхняя свита кварцитовой формации состоит преимущественно из мономинеральных кварцитов, среди которых некоторые разности выделяются лишь по структуре, текстуре и окраске.

Породы кварцитовой формации интенсивно дислоцированы. Судя по складчатым сооружениям ее не только на изученной нами области, но и в других частях Центрального Казахстана, где они имеют аналогичный характер (в южной окраине Карагандинского бассейна, в горах Ортау, в Бет-Пак-Дала, в Прибалхашье, в Чингизских горах и др.), можно предполагать, что к началу отложения этих осадков уже наметились большие по протяженности геосинклинальные прогибы. О геосинклинальном характере осадконакопления говорят также большие мощности толщи и наличие лав подводного излияния.

Установить истинную мощность кварцитовой формации довольно затруднительно из-за однообразия литологического состава и интенсивной дислоцированности. Тем не менее, на

основании большого количества наблюдений можно утверждать, что общая мощность кварцевой формации не менее 3000—3500 м.

Относительно генезиса столь мощных кремнистых накоплений пока не существует единого мнения. Имеющийся в нашем распоряжении фактический материал позволяет считать, что кварцевая толща состоит большей частью из осадочных пород как терригенных, так и хемогенных. Повидимому, в протерозое создавались особо благоприятные условия для широкого развития осадков кремнистого состава, общие для многих областей.

Еремантауская (известняково-эффузивная) формация

Эта формация залегает на размытой поверхности кварцевой с незначительным несогласием, обусловленным фазой складчатости, названной нами ишкеольмесской; она приурочена так же, как и нижележащая, к древним антиклинорным поднятиям. По литологическому составу подразделяется на две свиты.

Нижняя — состоит главным образом из мощных метаморфизованных эффузивных образований базальтового и трахиандезитового состава, порфиритоидов и туфов, обычно сильно карбонатизированных. Второй составной частью свиты являются карбонатные породы — известняки в большей или меньшей степени доломитизированные, образующие иногда мощные линзообразные (возможно, рифовые) тела, отличающиеся различной окраской, составом (доломитизированные, битуминозные) и степенью метаморфизма; в некоторых случаях обнаружены водоросли. Помимо указанных пород, в нижней свите встречаются зеленые метаморфические сланцы, образовавшиеся, повидимому, за счет эффузивов и частично за счет осадочных пород.

Значительно меньше распространены в нижней свите кварциты, яшмы, яшмокварциты, алевролиты и метаморфизованные песчаники.

Верхняя свита состоит в основном из кварцитов, чередующихся с яшмами и яшмокварцитами; в меньшей степени здесь развиты известняки; последние чередуются с яшмами и яшмокварцитами (часто вторичными по известнякам). Эффузивы присутствуют здесь лишь в незначительном количестве.

Общая мощность еремантауской формации около 3500 м, при этом не менее 2000 м приходится на нижнюю свиту.

Внутри еремантауской формации отмечаются слабые тектонические движения (семизбугинская фаза), фиксируемые местами слабым несогласием между нижней и верхней свитами.

После отложения осадков ереметауской формации имела место одна из наиболее интенсивных фаз складчатости в верхнем протерозое — ереметауская.

Если ишкеольмесская и семизбугинская фазы привели лишь к сравнительно слабо выраженным угловым несогласиям, то в результате ереметауской фазы складчатости как кварцитовая, так и ереметауская формации оказались собранными в линейно вытянутые крутые системы складок, протягивающиеся на сотни километров и строго совпадающие с направлением сложенных ими антиклинорных поднятий.

С ереметауской фазой складчатости связаны интрузии ультраосновного и основного состава, образующие узкие линзообразные тела. Они широко распространены в пределах Майкаин-Экибастузского антиклинорного поднятия, где прорывают отложения кварцитовой и ереметауской формаций. Верхнепротерозойский возраст этих интрузий и связь их с ереметауской фазой складчатости с несомненностью доказываются тем, что они на всей обширной изученной территории нигде не встречены среди отложений более молодых, чем ереметауская толща, в то время как галька ультраосновных пород была найдена в базальных конгломератах нижнего кембрия, фаунистически охарактеризованного среднего кембрия и в более молодых нижнепалеозойских формациях.

Фациальный состав и мощность ереметауской толщи, а также особенности вулканической деятельности, выразившейся в интенсивных подводных излияниях, главным образом основных лав; наконец, тип складчатости,— все это вместе взятое позволяет сделать вывод, что осадки этой толщи так же, как и кварцитовой, относятся к осадкам геосинклинального типа.

Телескольская формация

На денудированной поверхности ереметауской формации с резким несогласием, обусловленным ереметауской фазой складчатости, залегает телескольская (туфо-осадочная) формация — самая молодая из верхнепротерозойской группы.

Характер ее осадков резко отличен от остальных верхнепротерозойских формаций. Если в последних доминирующую роль играют кремнистые и карбонатные осадки, а также продукты подводных излияний, то в телескольской формации преобладают типичные терригенные осадки: алевролиты, алевропесчаники, граувакковые и аркозовые песчаники, конгломерат-песчаники и брекчии. Эффузивы, яшмы и яшмокварциты играют здесь подчиненную роль, а карбонатные осадки почти полностью отсутствуют.

Отложения этой толщи имеют сравнительно небольшое распространение, приурочиваясь главным образом к северо-западному крылу Ерементауского антиклинория.

К концу формирования телескольской толщи проявилась весьма интенсивная складчатость, которая фиксируется отчетливо по всему Казахстану и за его пределами, отделяя отложения протерозоя от нижнекембрийских. Тектоническими движениями этой фазы отложения телескольской толщи были собраны в узкие челнокообразные складки, совпадающие с общим направлением верхнепротерозойской складчатой системы. С этой фазой, названной нами телескольской, связаны габбровые интрузии и своеобразная фация малых интрузий и даек плагиогранитового состава. Насыщенность большим количеством даек плагиогранитов является характерной особенностью телескольской толщи. Постоянная пространственная связь этих интрузий с телескольской толщей и отсутствие их в более молодых отложениях, а также наличие гальки плагиогранит-порфиров в конгломератах нижнего кембрия указывают на связь отмеченных интрузий с телескольской фазой складчатости.

При сопоставлении разрезов древнейших формаций Мугоджарского хребта и Центрального Казахстана довольно отчетливо устанавливается близкое сходство отложений древнейших формаций (особенно двух нижних) верхнего протерозоя всех приводимых районов.

Почти во всех районах Центрального Казахстана в верхнем протерозое выделяются две толщи, нижняя из которых характеризуется широким развитием различных кварцитов, микрокварцитов, серицито-кварцевых сланцев с незначительным количеством эффузивных образований.

Верхняя, сопоставляемая с ерементауской формацией изученной территории, во многих районах представлена также в основном эффузивами базальтового состава с линзами мраморизованных, доломитизированных и окремненных известняков. Карбонатные отложения, как правило, подвержены интенсивному окремнению. Верхние горизонты этих отложений во многих районах представлены кварцитами, яшмокварцитами и яшмами с незначительным количеством водорослевых известняков и кислых эффузий. Внутри этих формаций в ряде случаев наблюдается несогласие, отделяющее нижнюю часть от верхней; оно устанавливается на северо-востоке Центрального Казахстана — в Кокшетау-Ишимском районе, в южной окраине Карагандинского бассейна, в Тектурмасском поясе, в Бет-Пак-Дала и т. д.

Помимо литологического сходства разрезов верхнего протерозоя всех указанных районов, необходимо отметить близость их тектоно-структурных особенностей. Почти во всех районах формации эти смяты в крутые изоклинальные складки, образующие линейно вытянутые структуры, выдерживающиеся сравнительно узкой полосой на протяжении сотен километров; к ним приурочены ультраосновные интрузии в виде узких поясов. Особенностью допалеозойских отложений Мугоджар и Центрального Казахстана является сравнительно слабое развитие карбонатных осадков по сравнению с отложениями Западной Сибири.

НИЖНИЙ ПАЛЕОЗОЙ

Отложения нижнего палеозоя в северо-восточной части Центрального Казахстана широко развиты между верхнепротерозойскими антиклинорными поднятиями. Из них наибольшее распространение имеют формации кембрия, ранее относившиеся к нижнему и верхнему силуру, к силуру-девону и даже к девону.

КЕМБРИИ

Кембрийские отложения на описываемой части Казахстана выполняют салаирские геосинклинальные прогибы между Алкамергень-Чингизским, Майкаин-Экибастузским, Ерементау-Ниязским и Ишкеольмесским антиклинориями.

На основании выявленных стратиграфических и структурно-тектонических взаимоотношений, а также находок фауны среднего, верхнего кембрия и тремадока, кембрийские отложения расчленяются нами на четыре формации, соответствующие по возрасту нижнему, среднему и верхнему кембрию. Осадки последнего переходят кверху постепенно, без складчатого перерыва, в отложения тремадоковского яруса нижнего силура, богато документированного фауной трилобитов и брахиопод, образуя единую формацию.

Схема расчленения кембрийских отложений представляется в следующем виде:

Нижний кембрий

Бошекульская спилито-кератофировая формация ($Сm_1$).

Средний кембрий

- а) яшмовая формация ($Сm_2^1$),
- б) сасыксорская формация ($Сm_2^2$).

Верхний кембрий-тремадок

Торткудукская формация ($Ст_3^{2+3} + S_1^1$).

Выделенные формации обладают своими внутренними складчатыми структурами и обособляются одна от другой складчатостью и несогласиями.

Изучение кембрийских формаций позволило наметить фазы салаирского (сибирского) этапа тектогенеза, проявленные в северо-востоке Центрального Казахстана весьма отчетливо. Н. Г. Кассин уже раньше в своих работах (1934 и 1947) отмечал, что имеются все основания предполагать в Казахстане достаточно интенсивное проявление салаирского тектогенеза, но материалы, которые были к тому времени в его распоряжении, не позволили точнее наметить эти фазы. В описываемой части Казахстана нашими работами, соответственно четырем формациям кембрия, устанавливаются следующие четыре фазы салаирского тектогенеза.

1. Божекульская фаза — между божекульской ($Ст_1$) и яшмовой ($Ст_2^1$) формациями.

2. Куяндинская фаза — между яшмовой ($Ст_2^1$) и сасыксорской ($Ст_2^2$) формациями.

3. Сасыксорская фаза — между сасыксорской ($Ст_2^2$) и торткудукской ($Ст_3^{2+3} + S_1^1$) формациями.

Торткудукская фаза, проявившаяся в конце формирования торткудукской формации ($Ст_3^{2+3} + S_1^1$), между последней и еркебидайкской формацией лландейло (S_1^3).

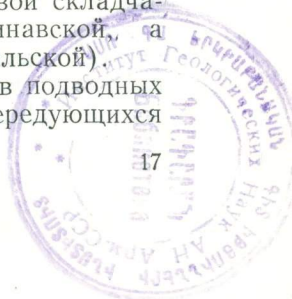
Нижний кембрий

Спилито-кератофировая формация

К нижнему кембрию нами отнесена мощная вулканогенная формация, именуемая в дальнейшем божекульской (по месту ее наиболее широкого развития и детального изучения). До настоящего времени в этих отложениях в Центральном Казахстане не обнаружено фауны, поэтому отнесение божекульской формации к нижнему кембрию основано главным образом на ее стратиграфическом положении и на сопоставлении с достоверно установленными образованиями нижнего кембрия в соседнем Западно-Сибирском крае.

От отложений верхнепротерозойской телескольской формации божекульская отделяется телескольской фазой складчатости, которую М. А. Усов именует скандинавской, а Н. С. Шатский на Урале — рифейской (или байкальской).

Божекульская формация состоит из эффузивов подводных излияний, пирокластов и терригенных осадков, чередующихся



с эффузивными образованиями. Детальное изучение нижнекембрийского вулканогенного комплекса показало, что эффузивы эти являются продуктами закономерного процесса дифференциации базальтовой магмы, образуя единую спилито-кератофировую вулканическую формацию. По петрографическому составу эта формация подразделяется на две свиты: нижнюю — спилитовую и верхнюю — кератофировую.

Спилитовая свита состоит главным образом из спилитов и порфиритов базальтового состава, их пирокластов, небольшого количества граувакковых песчаников, алевролитов и редких горизонтов яшм. В кератофировой свите объединяются средние и кислые члены формации — альбитовые плагиопорфириты, кератофиры, кварцевые кератофиры, кварцевые альбитофиры и пирокласты указанных лав. В этой свите эффузивные образования также чередуются с терригенными осадками.

Обилие терригенного материала, переслаивающегося с эффузивами бошекульской формации, свидетельствует о достаточно близком расположении областей сноса, которыми, очевидно, служили указанные выше верхнепротерозойские антиклинорные поднятия, представлявшие в это время в значительной части сушу в виде островных архипелагов. Характер осадочных образований указывает на размыв в нижнем кембрии, главным образом верхнепротерозойских формаций. Частично же источником этих осадочных отложений служили эффузивы и туфы самой бошекульской толщи. Мощность ее около 4000 м.

К концу накопления бошекульской толщи нижнего кембрия проявилась первая фаза салаирской складчатости, названная, по месту ее первоначального выявления, бошекульской. В результате этих складчатых движений бошекульская толща оказалась собранной в крутые складки. Складчатые структуры бошекульской толщи выдерживают линейное направление на десятки километров, повторяя направление Майкаин-Экибастузского и Ерементау-Ниязского антиклинорных поднятий верхнего протерозоя и наращивая их со стороны геосинклинальных зон. Последние к началу среднего кембрия, повидимому, значительно сократились в размерах.

С бошекульской фазой тектогенеза связаны интрузии дифференциатов габбровой магмы, составляющие вместе со спилито-кератофировыми лавами единый комагматический комплекс. Интрузии этого комплекса пространственно приурочены или к телескольской толще верхнего протерозоя или к бошекульской — нижнего кембрия. Местами же габбровые интрузии обнажаются в куполовидных структурах из-под трансгрессивно налегающих на них отложений верхнего кембрия — тремадока. Нижнекембрийский возраст их подтверждается нали-

чем пород этого комплекса в гальке среднекембрийских и верхнекембрийских конгломератов.

Соответственно развитию эффузивных дифференциатов магмы бошекульской формации, выразившемуся в последовательной смене лав от базальтовых, через лавы андезитового состава, к дацитовым и риолитовым, прослеживается и эволюция интрузивных пород. В начальной стадии проявления бошекульской фазы салаирского тектогенеза, при внедрении недифференцированной или слабо дифференцированной базальтовой магмы, образовались габбровые интрузии, которые затем сменились кварцево-диоритовыми, гранодиоритовыми, плагиогранитовыми и граносиенитовыми интрузиями.

За пределами изученного района в Казахстане достоверно фаунистически установленный нижний кембрий известен только в Каратау, где он в противоположность северо-востоку Центрального Казахстана представлен исключительно осадочным терригенным комплексом.

По литологическому составу бошекульская формация чрезвычайно близка к нижнекембрийским отложениям Западной Сибири, где в нижней половине их тоже развиты основные, диабазового типа порфириты, а в верхней половине кислые лавы, кварцевые порфиры или кератофиры. Правда, кератофировая часть эффузивной формации рядом исследователей Западной Сибири относилась к среднему кембрию, но по последним данным (Зайцев и Покровская, 1950), опирающимся на находки трилобитовой фауны, они отнесены ко второй половине нижнего кембрия. В отличие от нижнекембрийских отложений северо-востока Центрального Казахстана, в Западной Сибири среди эффузивов имеются карбонатные осадки—известняки, которые содержат фауну археоциат, трилобитов и водорослей.

Обилие галек из пород бошекульской толщи в базальных и внутрiformационных конгломератах среднего кембрия, а также исключительное сходство эффузивных образований сравниваемых регионов, особенно кератофировой их части, ограниченной в Западной Сибири снизу нижнекембрийской, а сверху среднекембрийской фаунистически охарактеризованными формациями, позволяет относить бошекульскую спилито-кератофировую формацию северо-востока Центрального Казахстана по возрасту к нижнему кембрию.

Средний кембрий

Среднекембрийские отложения на северо-востоке Центрального Казахстана прекрасно фаунистически охарактеризованы. Это обстоятельство позволило точно установить страти-

графическое положение формаций, относимых к среднему кембрию, а также обосновать нижнекембрийский возраст бошекульской толщи.

К среднему кембрию в изученном районе относятся две толщи — яшмовая и сасыксорская.

Яшмовая формация

Яшмовая формация, по возрасту относящаяся к нижней половине среднего кембрия, залегает на размытой поверхности бошекульской с несогласием, обусловленным бошекульской фазой салаирской складчатости; кроме того, во многих случаях наблюдается трансгрессивное ее залегание на протерозойских толщах.

Как видно из названия самой формации, одной из наиболее распространенных и характерных для нее пород являются разнообразные по цвету яшмы; однако, наряду с ними, широко распространены парагенетически с ними связанные различные песчаники, алевролиты, аргиллиты, кремнистые сланцы. В отдельных разрезах яшмы имеют подчиненное развитие, фациально замещая терригенными осадками.

Характерной особенностью яшмовой формации является присутствие в нижней ее половине туфового материала, а местами прослоев лав небольшой мощности. Туфогенный материал часто примешивается к осадочным терригенным образованиям, придавая им характер туффитов или туфогенных песчаников. Нижняя треть формации отличается присутствием большого количества грубообломочного материала — конгломератов, грубозернистых песчаников, конгломерат-песчаников с известковистым цементом и с линзами известняков. Самые верхи этих отложений обычно представлены бурыми алевролитами и песчаниками; яшмы здесь отсутствуют.

Несмотря на некоторые фациальные отклонения, характер осадконакопления и комплекс пород почти во всех районах распространения этих отложений весьма близки, так что сопоставление отдельных разрезов не представляет особых затруднений, тем более, что возможность таких сопоставлений облегчается наличием обильной фауны, встречающейся в этих отложениях.

Фауна среднего кембрия встречена в двух горизонтах яшмовой формации. Нижний из них, получивший название агырекского, залегает непосредственно на базальных конгломератах и представлен известняками с *Erbia*, *Olenoides*, *Kooteinia* и другими. По возрасту этот горизонт относится к самым низам среднего кембрия.

Верхний горизонт, известный под названием майданского, залегает в нижней части верхней половины разреза яшмовой

толщи и также представлен известняками с *Dinesus*, *Kootenia*, *Olenoides*. По возрасту этот горизонт сопоставляется с нижней половиной зоны *Paradoxides tessini* или даже с некоторой частью зоны *Paradoxides oelandicus*.

Вулканическая деятельность в период накопления осадков яшмовой формации проявилась главным образом в виде обильных выделений фумарол и гидротерм. Излияние лав было несравненно слабее, чем в нижнем кембрии и выразилось в незначительном количестве спорадически возникавших подводных излияний лав андезитового состава. Поступавшие в морской бассейн термальные воды и фумаролы способствовали выпадению кремнезема, железа и марганца и образованию различно окрашенных яшм.

К концу своего образования яшмовая толща подверглась складчатости, названной нами куяндинской. Эта фаза тектогенеза привела к некоторым изменениям геосинклинального режима, к расчленению геосинклинальной области на ряд бассейнов — прогибов, разобщенных островными архипелагами, приуроченными к геоантиклинальным поднятиям. Тем не менее, в отдельных бассейнах эти тектонические движения не вызвали перерыва в осадконакоплении, так что местами вышележащая сасыксорская толща залегает на яшмовой без видимого несогласия и перерыва.

Общий план складчатых структур яшмовой толщи характеризуется образованием довольно спокойных линейно вытянутых складок, менее выдержанных, чем в нижнем кембрии, с осями, часто отклоняющимися от общего направления складчатой системы. Исключение составляет лишь средняя часть яшмовой толщи, в которой, благодаря большому количеству яшм и тонкозернистых осадков, сильно развита дисгармоничная складчатость, осложняющая спокойные структуры первого порядка и создающая впечатление интенсивной дислоцированности. Интрузивных проявлений, связанных с куяндинской фазой тектогенеза, пока не известно. Мощность яшмовой формации около 800—1000 м.

Сасыксорская формация

Вышележащая сасыксорская формация распространена главным образом в центральной части изученной территории, между Ерементау-Ниязским и Майкаин-Экибастузским древними антиклинорными поднятиями. Залегает она, как уже указывалось, несогласно, местами с размывом, на отложениях яшмовой толщи. В базальных конгломератах сасыксорской толщи встречаются в изобилии обломки всех нижележащих формаций, особенно эффузивов бошекульской толщи и яшм. Представлена сасыксорская толща исключительно осадочным,

преимущественно терригенным комплексом — разнообразными песчаниками (нередко известковистыми), алевролитами и кремнистыми аргиллитами. Значительно реже среди этих отложений встречаются конгломераты, известняки и мергели. Чрезвычайно характерной для всей сасыксорской толщи является отчетливо выраженная ритмичность осадков. В нижней ее части встречается обычно ритмичное переслаивание тонкозернистых осадков, при мощности отдельных элементов ритма не превышающей 10—20 см, и являющихся типичным флишевым образованием. Вверх по разрезу отложения эти приобретают более грубую ритмичность и самые верхи толщи характеризуются обычно полным отсутствием флишеподобных пород.

Изменение характера осадконакопления в верхних слоях может быть объяснено завершением геосинклинального режима к концу отложения сасыксорской формации и общей тенденцией этой области к поднятию, завершившемуся к концу среднего кембрия. Подобный характер этих отложений выдерживается по всему исследованному региону и далеко за его пределами, вплоть до хребта Чингиз. Мощность этих отложений 2500—2600 м.

Возрастное положение сасыксорской формации определяется достаточно точно на основании многочисленных находок фауны, позволивших выделить ряд фаунистических горизонтов, отвечающих всем фаунистическим горизонтам второй половины среднего кембрия стратиграфической шкалы атлантической зоогеографической провинции. Так, в сасыксорской толще Чингизского хребта, на расстоянии, примерно 600 м от основания, залегает самый нижний—средний чингизский горизонт с *Daryagnostus incertus*, который довольно точно сопоставляется с зоной *Paradoxides davidis*, т. е. с низами второй половины среднего кембрия. Выше этого горизонта, в средней части сасыксорской толщи как на исследованной территории, так и в хребте Чингиз, залегает бошекульский фаунистический горизонт. В Бошекульском районе он содержит *Anomocare* — *Phoidagnostus bituberculatus* и др., а в Чингизе — *Inoyellaspis Hypagnostus brevifrons*. Горизонт этот сопоставляется с зоной *Paradoxides forchhammeri*. Наконец, в самых верхах этих отложений на востоке, близ оз. Алкамергенъ, на исследованной территории встречен горизонт с *Acrocephalus*, *Anomocare* и др., сопоставляемый с самой верхней зоной среднего кембрия — с зоной *Lejopyge laevigata*.

К концу среднего кембрия, вследствие следующей — сасыксорской фазы салаирского тектогенеза, осадки описываемой формации были собраны в складчатые структуры, а затем подверглись поднятию и длительной денудации. Этими тектониче-

скими движениями в основном был завершен геосинклинальный режим на большей части территории северо-востока Центрального Казахстана. С этими движениями в пределах изученной территории связаны интрузии гранитоидного и сиенитового состава — гранодиориты, лейкократовые граниты и сиениты.

За пределами изученной территории в Казахстане отложения среднего кембрия выделяются в Каратау, Улутау, в Чингизе и в Бет-Пак-Дала, но фаунистически охарактеризованный средний кембрий известен только в Каратау и Чингизе. В Каратау он представлен совершенно иными, чем на северо-востоке Центрального Казахстана, фациями, а именно: карбонатными осадками нижней части тамдинской свиты, верхняя часть которой относится уже к верхнему кембрию и ордовику.

Каратауский фаунистический горизонт с *Kootenia*, при его сопоставлении с фаунистической шкалой северо-востока Центрального Казахстана, занимает промежуточное положение между агырекским (снизу) и майданским (сверху) фаунистическими горизонтами.

Наиболее хорошо изученными и фаунистически подтвержденными отложениями среднего кембрия из ближайших примыкающих к северо-восточному Казахстану регионов, являются среднекембрийские отложения Западно-Сибирского края (Западный Саян, Горная Шория, Салаир и отчасти Горный Алтай). Сопоставление разрезов, сравнение фауны и истории геологического развития с этим краем представляет большой интерес, тем более, что при этом устанавливается тесная связь в истории геологического развития этих областей, начиная с верхнего протерозоя и до конца кембрия.

По литологическому составу, фациальным особенностям и стратиграфическому положению сасыксорская толща чрезвычайно близка к арбатской формации Западного Саяна, а также к большинской свите Горного Алтая, к орлиногорской свите Салаира и, повидимому, может быть с ними параллелизована. Однако необходимо отметить, что по последним данным А. Г. Сивова (1950 г.), на основании стратиграфических соотношений и анализа чрезвычайно эндемичной фауны, встреченной в арбатской формации этим автором, ее возрастные пределы ограничены верхним кембрием.

Не отрицая категорически этого вывода, необходимо отметить, что, основываясь на анализе этой фауны, произведенном Н. К. Ившиным, и сопоставляя ее с фауной сасыксорской толщи, скорее можно говорить о поздне-среднекембрийском возрасте этих отложений, так как наиболее близкие к новым родам формы из арбатской формации известны только в комплексе

родов, определенно указывающих на вторую половину среднего кембрия, и никогда не встречаются в сообществе с заведомо верхнекембрийскими родами.

Что касается орлиногорской формации, синхроничной по фауне сасыксорской, то необходимо отметить некоторые ее отличия, выраженные в наличии эффузивов, почти совершенно отсутствующих в отложениях сасыксорской толщи.

Верхний кембрий—тремадок

Торткудукская формация ($Сm_3^{2+3} + S_1^1$)

Осадки торткудукской формации широко распространены между Ерементау-Ниязским и Майкаин-Экибастузским антиклинорными поднятиями, а также на восток от последнего и на западе, в бассейне р. Селеты. По возрасту они укладываются в пределы от верхнего кембрия (со второй его трети) до тремадока (включительно).

Выше уже говорилось, что после сасыксорской фазы тектогенеза, к концу среднего кембрия, геосинклинальные зоны закончили свое существование и произошло общее поднятие изучаемой части страны. В течение всей первой трети верхнего кембрия территория эта оставалась сушей и поверхность ее подверглась нивелировке. Лишь со второй трети верхнего кембрия, начинается накопление осадков эпиконтинентального мелководного моря. Торткудукская толща залегает резко несогласно на размытой поверхности почти всех нижележащих образований.

В некоторых частях района шло почти непрерывное накопление морских осадков, сопровождаемое вертикальными колебаниями небольшой амплитуды, вызывавшими незначительные внутриформационные перерывы и размывы. Эти осадки состоят из нескольких фаунистических горизонтов, обособленных наличием богатой эндемичной фауны верхнего кембрия, а также тремадока. В других районах осадконакопление началось с морских осадков, содержащих фауну, а затем к концу верхнего кембрия и в тремадоке сменилось накоплением эффузивных образований. Наконец, есть районы, где морских осадков с фауной не обнаружено и разрез верхнего кембрия начинается почти с самых нижних горизонтов эффузивными образованиями, прослеживающимися непрерывно.

Указанные обстоятельства не всегда дают возможность наметить границу между верхним кембрием и тремадоком, несмотря на большое количество фауны, позволившее выделить ряд опорных фаунистических горизонтов.

По литологическому составу торткудукская толща представлена роговообманковыми и пироксеновыми порфиритами,

известковистыми туфами и туфоконгломератами. Эффузивы этой толщи обычно сильно гематитизированы и не имеют каких-либо признаков зеленокаменного метаморфизма. Наряду с эффузивными образованиями, особенно в низах толщи, широко распространены конгломераты, песчаники (преимущественно известковистые), алевролиты и известняки.

По типу вулканических аппаратов, по особенностям поступающего эффузивного материала и по характеру его накопления, вулканическая деятельность, связанная с торткудукской толщей, резко отличается от таковой более древних периодов. Эффузивные проявления почти повсеместно начинаются излияниями лав среднего андезитового состава, спорадически чередующихся с кислыми, и заканчиваются излиянием основных лав, близких к базальтам. Таким образом, в торткудукской толще наблюдается обратная последовательность излияний по сравнению с вулканизмом еремантауской формации верхнего протерозоя и бошекульской — нижнего кембрия. В начале формирования торткудукской толщи накопление эффузивного материала происходило в мелководных условиях, о чем свидетельствует переслаивание лав и туфов с мелководными осадочными отложениями, значительная же часть излияний происходила, по видимому, в наземных условиях.

В нижней части торткудукской толщи в Северо-Восточном Казахстане выделяются четыре фаунистических горизонта, которые по фауне и по стратиграфическим взаимоотношениям условно сопоставляются с четырьмя верхними (из шести) зонами биостратиграфической шкалы верхнего кембрия Европы (анализ трилобитовой фауны Н. К. Ившина).

В основании этих отложений залегает куяндинский фаунистический горизонт с *Kujandaspis* — *Proceratopyge* и *Billingella*, сопоставляющийся условно с третьей биостратиграфической зоной с *Parabolina* и нижней частью четвертичной зоны с *Leptoplastus* Европы.

Следующий селетинский фаунистический горизонт с *Irvingella* условно сопоставляется с верхней половиной четвертой зоны с *Leptoplastus*. Лермонтовский фаунистический горизонт с *Lotagnostus* — *Cyclognothina* является третьим снизу горизонтом и сопоставляется с пятой зоной с *Peltura* и нижней частью шестой зоны с *Acerocarae* Европы. Наконец, самый верхний — шидертинский фаунистический горизонт с *Euloma* условно сопоставляется с верхней частью шестой зоны с *Acerocarae*.

Выше указанных фаунистических горизонтов местами встречаются известняки с *Niobe*, *Harpides* и *Clarkella*, относящиеся к тремадоку, получившие название олентинского горизонта.

Все перечисленные горизонты содержат обильную фауну, позволившую произвести указанные сопоставления и рассчитать торткудукскую толщу на ряд горизонтов.

К концу накопления осадков описываемой формации проявилась фаза складчатости, названная нами торткудукской; в результате этой фазы осадки формации оказались собранными в пологие брахискладчатые структуры. С этими тектоническими движениями связаны малые интрузии и дайки диорит-порфиритов, кварцевых диоритов, гранодиоритов, диабазов, кварцевых сиенитов и плагиосиенитов.

Фаунистически охарактеризованные отложения верхнего кембрия за пределами исследованного района в Казахстане неизвестны; что же касается тремадока, то фауна этого яруса встречена на юге Казахстана в хребте Кендыктас, где она залегает в эффузивно-осадочном комплексе, близком по составу к торткудукской толще. Эта последняя, по фауне и условиям накопления, наиболее хорошо сопоставляется с отложениями верхнего кембрия и тремадока Западной Сибири, где в соответствующих отложениях в северо-западной части Кузнецкого Алатау выделены 7 фаунистических горизонтов.

ОРДОВИК

Отложения ордовика были известны в этом районе Казахстана давно, но до работ последних лет не были детально изучены и расчленены и относились только к карадоку.

Еркебидайкская (S_1^3) и ангренсорская (S_1^4) формации

После торткудукской фазы складчатости осадконакопление на изученной территории началось лишь с низов лландейло; отложения аренига нигде не встречены и неизвестны, что говорит о перерыве в осадконакоплении за это время. Отложения среднего и верхнего ордовика подразделяются на три формации, разделенные складчатыми несогласиями. Две нижние из них — еркебидайкская (лландейло) и ангренсорская (карадок) представлены терригенным комплексом — разнообразными песчаниками, алевролитами, конгломератами и подчиненными горизонтами известняков. В разрезах еркебидайкской толщи, наряду с перечисленными породами, широко распространены яшмы и кремнистые аргиллиты. Разрезы обеих этих формаций часто отличаются флишевым характером осадконакопления с закономерным чередованием элементов ритма.

Складчатые движения, имевшие место в конце лландейло, проявились сравнительно слабо, так что в некоторых разрезах обе эти толщи имеют близкие складчатые структуры, отделяясь незначительным складчатым угловым несогласием; в других частях района ангрensorская толща залегает трансгрессивно на более древних отложениях.

Расчленение этих осадков стало возможным лишь при детальном изучении тектоно-структурных взаимоотношений и благодаря находкам богатой фауны, содержащейся в них; последняя позволила выделить ряд опорных фаунистических горизонтов.

Так, в еркебиданкской формации выделено два фаунистических горизонта, позволяющих параллелизовать эти отложения с лландейльским ярусом. Нижний горизонт выделяется по наличию: *Trinodus glabratus* var. *kirgizica* Web., *Nileus armadillo* Dalm., *Nileus tengriensis* Web., *Pseudosphaerexochus* aff. *pahnschi* Schm. и др.

Верхний фаунистический горизонт выделяется по наличию *Isotelus* cf. *maximus* Locke, *Iliaenus americanus* Bill., *Cybela bellatulla* Dalm. и др.

В низах ангрensorской формации также выделяется два близких по возрасту горизонта с обильной трилобитовой и брахиоподовой фауной, на основании которой отложения эти считаются карадокскими. Верхний из отмеченных горизонтов сопоставляется с широко распространенным в Казахстане — андеркенынским горизонтом.

Из тридцати видов трилобитов, выявленных в ангрensorской формации, преобладающее количество трилобитов ранее было встречено в Чу-Илийских горах в андеркенынском горизонте карадокского возраста (по В. Н. Веберу) — *Acrolichas punctatus* Web., *Isotelus aktchokensis* Web., *Remopleurides pisiformis* Web. и др.

Большинство из 29 встреченных видов брахиопод указывает на карадокский возраст — *Rhynchotrema inaequivallis* var. *laticostata* Winch. et Schm., *Rhynchotrema intermedia* Wilson, *Parastrophina* cf. *joungi* Reed и др.

Описываемые формации имеют ограниченное распространение, главным образом на юге и западе изученной области. Накопление их происходило в узких, линейно вытянутых прогибах, периодически заливавшихся наступавшим с юга морем.

Жарсорская формация (S_1^5)

Самая верхняя из нижнепалеозойских формаций — жарсорская, соответствующая ашгилию Европы (S_1^5), выделяется в данном регионе впервые, она значительно более распро-

странена, чем ангрensorская, и залегает трансгрессивно, с резким складчатым несогласием на размытой поверхности ангрensorской формации карадока, а также на более древних отложениях, вплоть до протерозоя. Отложения этой формации приурочены главным образом к периферическим частям древних антиклинорных поднятий. По своему составу жарсорская формация является в основном эффузивной и состоит из пород, обладающих буровато-фиолетовыми оттенками.

Среди эффузивных пород отмечаются лавы базальтового (с пироксеном и оливином), андезитового состава (с роговой обманкой), а также кислые (трахитового состава), что говорит о длительности вулканической деятельности и довольно полной дифференциации вулканического очага. Обилие туфового материала и бурые оттенки пород говорят в пользу наземного излияния лав. В низах этой формации отмечаются красноцветные песчаники, конгломераты и линзы известняков с фауной ашгиллия.

По трилобитовой фауне жарсорская формация близка к бачатской, за исключением рода *Agnostus*, который в бачатской фауне отсутствует *Iliaenus* cf. *linnarssoni* Holm. его разновидность *Iliaenus linnarssoni* var. *avus* Holm., *Sphaerexochus hissingeri* Warb. и *Holotrachelus punctillosus* Törnq. встречаются и в ангрensorской формации карадока. Но в фауне жарсорской формации так же, как и в бачатской, отсутствует ряд родов, характерных для андеркенынского и ангрensorской как, например, *Glaphirina* и др.

Весь комплекс жарсорской формации хорошо сопоставляется с верхними лептеновыми известняками Швеции, которые одними исследователями относятся к верхам ордовика (ашгиллия), другими — к лландовери. В. Н. Вебер (1948) параллелизует их с ашгиллием.

Жарсорская формация в свою очередь резко трансгрессивно перекрывается фаунистически установленным готландием.

Нижнепалеозойская история северо-востока Центрального Казахстана заканчивается таконской фазой каледонского тектогенеза, собравшей отложения жарсорской формации в пологие брахискладчатые структуры. С этими тектоническими движениями связаны субвулканические малые интрузии, состав которых отвечает эффузивам жарсорской формации.

Шакшанская формация (S_1^5)

Местами эффузивно-осадочная жарсорская формация замещается грубообломочной, названной нами, по месту наиболее широкого распространения, шакшанской. Формация состоит из своеобразных грубообломочных плохо или вовсе несортирован-

ных отложений континентального характера, типа молассовых осадков межгорных впадин. Среди этих отложений отсутствуют как эффузивные образования, так и морские осадки. Отложения эти сохранились на сравнительно небольших участках. Наиболее широко они развиты в горах Шакшан, на правом берегу р. Шидерты. Здесь они образуют широкую синклинальную структуру, северное крыло которой налегает на сасыксорскую формацию среднего кембрия, а южное — перекрыто трансгрессивно отложениями готландия.

Формация сложена валунно-галечными образованиями с линзовидными пластами песчаников. Валуны диаметром до 2 м состоят из эффузивных пород торткудукской формации ($S_3^{2+3} + S_1^1$) и известняков, повидимому, лландейло.

Стратиграфическое положение и возраст шакшанской формации не вызывает сомнений, так как она трансгрессивно перекрывается отложениями готландия (S_2^{1-3}), а валуны и галька, входящие в ее состав, являются обломками пород торткудукской и еркебиданкской формаций. Таким образом, по возрасту формация эта относится к какой-то части ашгилльского века. Формация прорвана малыми интрузиями, состав которых отвечает эффузивам жарсорской формации.

СРЕДНИЙ ПАЛЕОЗОЙ

Отложения среднего палеозоя имеют особо широкое развитие в южной части территории и представлены:

- 1) шансорской формацией готландия;
- 2) альбитофировой толщей нижнего и среднего девона;
- 3) красноцветными отложениями ($D_1 - D_3^1$);
- 4) карбонатными осадками фаменского яруса девона и турнейского яруса карбона;
- 5) угленосными отложениями нижнего карбона.

ГОТЛАНДИИ

Шансорская формация (S_2^{1-3})

Стратиграфически выше жарсорской и шакшанской формаций ашгиллия в описываемой части Казахстана располагается шансорская осадочно-эффузивная формация готландия, получившая свое название от одноименного озера, расположенного в 50 км к западу от рудника Майкаина.

Отложения шансорской формации на листе N-43-B и в северных частях листов M-43-A и M-43-B представлены красноцветными конгломератами, конгломерат-песчаниками и косо-слоистыми пестроцветными песчаниками. Примерно в цент-

ральной части двух последних листов в формации появляются эффузивные образования. Здесь формация может быть подразделена на три свиты: нижнюю—конгломерат-песчаниковую с горизонтами серых морских песчаников, содержащих линзы известняков с фауной; среднюю, в основном эффузивную, и верхнюю, состоящую из туфогенных песчаников, переслаивающихся с конгломератами.

В нижней свите преобладает грубообломочный материал — конгломераты, конгломерат-песчаники, грубозернистые и косо-слоистые песчаники. Для этой свиты характерна, как и для всей формации, быстрая сменяемость фаций как по простиранию, так и по вертикали разреза. Так, например, на листе М-43-Б к западу от оз. Алкамергенъ, в районе оз. Сулусор, формация представлена главным образом средне- и тонкозернистыми пестроцветными песчаниками с преобладанием красных тонов.

В самых низах над базальными конгломератами во многих местах встречаются пестроцветные, с преобладанием серых оттенков, песчаники с линзами известняков, содержащих фауну верхов лландовери, уинлока. Мощность свиты непостоянная, но большая — местами свыше одного километра.

Над нижней свитой располагается средняя, в основном состоящая из эффузивных образований — потоков и покровов различных лав и скоплений их пирокластов. По внешнему облику эффузивы шансорской формации ничем не отличаются от вулканогенных образований ашгиллия. Для них тоже характерными являются бурые, красновато-бурые и розовато-бурые оттенки; серые и серо-зеленые встречаются значительно реже. По химическому составу они тоже близки, так как и здесь преобладают среднего состава плагиоклазовые и роговообманковые порфириды над основными и кислыми.

Очевидно, что жарсорские и шансорские эффузивы принадлежат к единому вулканогенному комплексу и к единому вулканическому циклу; центры извержений этого цикла мигрируют во времени от ашгильского века до готландской эпохи с севера на юг. Наиболее бросающимся в глаза различием между ними является значительно большее количество туфов и конгломератов в разрезе шансорской формации. Свита по мощности и составу тоже не выдержана. Средняя мощность ее около 700 м.

Верхняя свита состоит в основном из красноцветных песчаников, обычно плохо сортированных, с туфовым материалом, но менее грубозернистых по сравнению с нижней свитой. Среди песчаников встречаются горизонты конгломератов и конгломерат-песчаников. Мощность верхней свиты в среднем около 700 м.

В южной трети листов М-43-А и М-43-Б в разрезе постепенно исчезают эффузивы, и осадки принимают характер морских терригенных, сменяя свой пестроцветный характер на монотонный серый и серо-зеленый цвет. В разрезе начинает резко преобладать хорошо сортированные, в основном средне- и мелкозернистые песчаники и алевролиты, среди которых встречаются маломощные пласты известняков с богатой фауной.

К. А. Лисогор, определявшая трилобитовую фауну из нижней свиты формации, основываясь на присутствии *Cheirurus tyops* F. A. Roem и *Illaenus bowmani* Salt, считает возможным отложения с этой фауной отнести к лландовери. По заключениям М. А. Борисьяк, определившей фауну брахиопод из этих отложений, возраст их не ниже верхов лландовери. Фауна кораллов не противоречит этим определениям. Так как фауна трилобитов, брахиопод и кораллов, относимая к лландовери, собрана в основании разреза нижней свиты, то нужно полагать, что верхние свиты по возрасту можно относить к уинлоку и лудлоу. Это соответствует и стратиграфическому положению формации: она залегает в ряде пунктов трансгрессивно на жарсорской (ашгиллий) и в свою очередь тоже несогласно перекрывается альбитофировой формацией нижнего девона. С фазой тектогенеза, проявившейся к концу готландия, связан ряд крупных гранитоидных массивов, в основном гранодиоритового состава, как, например, массивы Аркалык и Селетинский на листе N-43-В и другие, более мелкие. Кроме того, в пределах развития шансорской формации известно большое число мелких интрузий разнообразного состава. Они представлены микрогаббро, габбро-диабазами, диабазами, габбро-порфиритами, кварцевыми сиенит-диоритами. Диабазы и диабазовые порфиры наиболее распространены. Встречаются плагиогранит-порфиры и плагиосиенит-порфиры. В петрохимическом отношении породы мелких интрузий очень близки к эффузивному комплексу шансорской формации. С этим интрузивным комплексом так же, как с жарсорским, парагенетически связана своеобразная металлогения.

ДЕВОН

Альбитофировая (кайдаульская) формация (D₁)

Формация эта имеет распространение в основном в южной части описываемой территории. На листе N-43-В отложения эти не встречены; они имеют довольно широкое развитие в южных частях планшетов М-43-А и М-43-Б. Здесь они протягиваются довольно широкой полосой от Кайдаульского пикета (к востоку от Майкаина) в начале на юго-запад к северу и югу

от Баянаульского гранитного массива, а затем на запад через Семизбугу к карагандинскому прогибу. Вокруг Карагандинского бассейна выходы формации образуют непрерывную широкую кайму. К северу от последней отложения эти встречаются в верховьях р. Шидерты, на правом берегу, близ оз. Саумалькуль в виде широтно вытянутой полосы, отдельными небольшими пятнами — близ оз. Шансор (к югу от него).

Формация состоит почти сплошь из эффузивных образований; в отличие от эффузивов жарсорской (S_1^5) и шансорской (S_2^{1-3}) формации, они представлены главным образом кислыми разностями.

Осадочные породы встречаются очень редко в низах формации в виде маломощных конгломератов и туфогенных песчанников.

В состав формации входят альбитофиры, фельзит-порфиры, кварцевые порфиры, ортофиры, трахиты и их пирокласты. Значительно реже встречаются полевошпатовые и пироксеновые порфириты и их туфы.

Породы окрашены в бурые, фиолетовые, розовато-бурые, реже серые и розовато-серые оттенки и лишь основные разности имеют серо-зеленый цвет. Текстура кислых разностей обычно флюидальная, реже брекчиевидная или массивная; структура афировая, реже порфировая с трахитовой или фельзитовой основной массой.

Облик формации резко отличается от жарсорской и шансорской более светлыми тонами эффузивных образований, преобладанием флюидальных текстур, более свежим обликом и значительно меньшим метаморфизмом, почти полным отсутствием зеленокаменного преобразования.

Формация эта получила от многих геологов Казахстана название альбитофировой. Д. С. Коржинский (1932), изучавший ее в Майкаинском районе, назвал ее кайдаульской.

Мощность толщи и состав лав в ее разрезе непостоянны. Местами мощность достигает свыше 1,5 км.

Возрастное положение альбитофировой формации может быть определено стратиграфическим положением ее между фаунистически определенными отложениями готландия и франского яруса девона.

На отложениях готландия и более древних формациях альбитофировая формация налегает несогласно после перерыва и складчатости. Перерыв, повидимому, соответствует даунтонскому ярусу готландия, так как в разрезах последнего нигде не была обнаружена фауна этого яруса.

Это обстоятельство указывает в пользу нижнедевонского нижнего возрастного предела альбитофировой формации. Верхняя возрастная граница ее определяется наложением на

нее, с небольшим несогласием, красноцветной девонской формации в большинстве случаев с флорой, а на правом берегу р. Шидерты (у впадения в нее р. Балашидерты и в ряде других пунктов) с фауной франского яруса. Можно допустить, что местами часть красноцветных отложений относится еще к среднему девону. Повидимому, альбитофиры местами занимают стратиграфическое положение, отвечающее нижнему девону, а в других, более частых случаях, они переходят и в средний девон, захватывая ту или иную его часть.

С вулканической деятельностью нижнего и среднего девона завершающей в описываемом районе непрерывный магматический позднекаледонский этап от ашгиллия (жарсорская формация) до нижнего и низов среднего девона (альбитофировая формация), связаны небольшие комагматические интрузии гранит-порфиров, граносиенит-порфиров и сиенит-порфиров. По петрохимическому составу они подобны эффузивам альбитофировой формации, которая большей частью является для них вмещающей. Отличительной особенностью их от эффузивных разностей является более полно раскристаллизованная основная масса и в отдельных случаях гидротермальные изменения.

С этим интрузивным комплексом парагенетически связано медное оруденение прожилково-вкрапленного типа.

Красноцветная толща конгломератов и песчаников ($D_1-D_3^1$)

В межгорных и предгорных впадинах, начиная с нижнего девона (севернее районов развития альбитофировой толщи), накапливались грубообломочные континентальные отложения типа молассов. Эти отложения хорошо фиксируются вдоль Ерементауского хребта. Обломки состоят из кварцитов протерозоя и эффузивов, главным образом ашгиллия. Эти отложения кверху переходят в несколько менее грубообломочные осадки — конгломераты и косослоистые песчаники, а еще выше среди красноцветов появляются пестроцветные и серые песчаники. К востоку от р. Шидерты в последних встречаются глинистые известняки с морской фауной франского яруса (майские слои). Последняя свита имеет значительно более широкое распространение, чем красноцветная толща девона, налегая во многих случаях на более древние формации. В нижележащих отложениях к северу от Ерементауского хребта (сопки Керегетас) встречена флора верхов нижнего и среднего девона.

В области развития нижних горизонтов красноцветная толща девона имеет огромные мощности, достигающие 3500 м.

Там же, где распространены осадки только франского яруса, мощность колеблется от десятков метров до 800.

Таким образом, на незначительных сравнительно участках, главным образом вдоль Ерементауских гор, накопление громадной мощности осадков происходило начиная с нижнего девона. На значительной же территории, в основном в западной части листа М-43-А и в отдельных участках других листов, распространены осадки франского яруса, залегающие несогласно на размытой поверхности додевонских древних формаций.

Карбонатные осадки верхнего девона нижнего карбона

После незначительного перерыва в осадконакоплении на франские осадки налегают отложения фаменского яруса, представленные уже морскими образованиями, главным образом мергелями и известняками с богатой фауной калькаратусовых и сульциферовых слоев. Среди известняков встречаются песчаники и алевролиты. К северу от развития франских отложений осадки фамена налегают резко трансгрессивно на размытую поверхность более древних формаций. Наиболее широко эти осадки распространены в юго-западной части листа М-43-А в районе Борлинской мульды, в остальных частях территории они сохранились в виде сравнительно небольших мульд.

На фаменских слоях согласно залегают морские отложения нижнего карбона, представленные обычно мергелями, кремнистыми мергелями и аргиллитами этрена; известняками кассинских слоев; кремнистыми известняками и аргиллитами майкудукских слоев; алевролитами и кремнистыми известняками теректинских слоев.

Общая мощность морских карбонатных осадков верхнего девона нижнего карбона колеблется от сотен метров до одного километра.

Континентальные отложения нижнего карбона

На карбонатные осадки нижнего карбона налегают согласно континентальные отложения угленосного карбона, представленные лагунными озерно-болотными осадками.

Переход морских осадков в континентальные большей частью непрерывный, постепенный, лишь в редких случаях они отделяются друг от друга маломощными внутриформационными конгломератами или грубозернистыми песчаниками. Обычно на карбонатных отложениях залегают прибрежно-морские известковистые песчаники с прослоями мергелей, содержащие морскую фауну. Цвет песчаников зеленый, зеленовато-оливковый. Затем выше в разрезе появляются аргил-

литы, углистые сланцы с пластами углей; горизонт этот сверху переходит в песчаники, аргиллиты и алевролиты. Мощность континентальных угленосных отложений карбона колеблется в больших пределах — от сотни метров до километра (?).

Отложения эти встречаются в виде небольших мульд, вытянутых обычно в северо-западном направлении. Наиболее широко они развиты на листе М-43-А — в Тениз-Коржункольской впадине, в Акжарской и Борлинской, Куушокинской, Кайрактинской и других мульдах. На листе М-43-Б отложения эти встречаются в Экибастузской мульде, в районе оз. Аякмолайсор, оз. Алкамерген, Каинды, Айбике, Батыршасор; на листе N-43-В они встречаются на левом берегу р. Селеты, в районе оз. Тамсор.

В конце нижнего карбона, после формирования угленосной континентальной толщи, проявилась первая фаза варисского тектогенеза; к этой фазе приурочен ряд ранневарисских интрузий: диоритов, гранодиоритов, монцонитов, граносиенитов, нормальных и щелочных гранитов, щелочных сиенитов, кварцевых сиенитов, гранит-порфиров. Интрузии эти представлены небольшими массивами и дайковыми телами; с ними связана металлогения со своими характерными особенностями.

ВЕРХНИЙ ПАЛЕОЗОЙ (Р(?))

На листе М-43-А, между оз. Тениз и Коржунколь, встречены отложения верхнего палеозоя, налегающие несогласно как на осадки девона и карбона, так и на более древние формации. Отложения эти являются континентальными и состоят из тонкозернистых хорошо слоистых серых и темносерых песчаников, пластующихся с глинистыми сланцами, мергелями.

В основании толщи залегают базальные конгломераты, заключающие гальку кварцитов, гранит-порфиров, прорывающих нижний карбон, и известняков с нижнекарбоновой фауной. Прослои конгломератов и грубозернистых песчаников встречаются и в более высоких горизонтах. В песчаниках и сланцах встречена флора, которую исследователи определяют по возрасту по-разному — от среднего карбона и до перми. Мощность толщи около 1500 м.

Отложения верхнего палеозоя в соседнем Прииртышском районе отличаются присутствием продуктивной угленосной толщи с пластами промышленных углей.

Отложения верхнего палеозоя прорваны рядом поздневарисских интрузий: аляскитовыми гранитами, гранит-порфирами и долеритами. Последние являются, повидимому, корнями эффузивных аппаратов базальтовой магмы, перекрывающей несогласно, после перерыва, в Тениз-Коржункольском районе

континентальные осадочные отложения верхнего палеозоя. Покровы базальтов перекрывают несогласно как отложения верхнего палеозоя, так и морские карбонатные и континентальные отложения нижнего карбона. Некоторые исследователи считают базальтовые покровы пермскими, другие относят их к мезозою. Повидимому, последнее можно считать более правильным, так как в Прииртышье жерловые фации и силлы базальтовой магмы прорывают отложения перми.

В Тениз-Қоржункольском районе базальты прорваны самыми молодыми интрузиями этой области — дайками анортоклазовых гранит-порфиров, которые по возрасту аналогичны Сементаускому комплексу.

МЕЗОЗОЙ

Отложения триаса в описываемом районе нигде не встречаются.

В нижней юре в ряде прогибов накапливались континентальные отложения.

На описываемой территории самым большим прогибом, ограниченным тектоническими нарушениями в палеозойском фундаменте, является Майкюбенский грабен. В основании отложений юры залегают конгломераты с кварцевой и эффузивной галькой. Выше расположена угленосная толща, состоящая из песчаников с растительными остатками, из глин, глинистых сланцев и глинистых песчаников с прослоями и пластами углей, иногда с линзами сферосидеритов; среди песчаников встречаются пласты конгломератов.

На угленосную толщу после некоторого перерыва и размыва налегает толща конгломератов и песчаников с карбонатным цементом. Общая мощность отложений юры около 1300 м.

Помимо Майкюбенского грабена, угленосная юра с меньшей мощностью имеется на левом берегу р. Селеты, в нижнем течении ее.

ТРЕТИЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Осадки третичного периода широко развиты на севере всей описываемой территории; они окаймляют здесь с юга складчатую Казахскую страну, к северу переходят в Западно-Сибирскую низменность, а к северо-востоку — в Иртышскую впадину. Местами по древним долинам рек отложения этого периода в виде заливов глубоко вдаются к югу в область древней складчатой системы.

Самые северные окраины складчатой части северо-востока Центрального Казахстана окаймляются главным образом отложениями континентального палеогена, состоящими (снизу) из конгломератов, песков, спонгиево-кварцевых песков, опок, зелено-серых глин с гипсом; выше залегают железистые песча-

ники, пестроцветные глинистые пески, кварцевые пески с линзами и глыбами сливных кварцитов.

К северу это узкое обрамление перекрыто широко развитыми здесь континентальными отложениями от среднего олигоцена до миоцена включительно.

В этих северных районах континентальные третичные отложения залегают на фаунистически установленных морских осадках палеогена, состоящих (снизу) из конгломератов, глауконитовых и других песков; выше (в нижнем олигоцене) пески сменяются более тонким осадочным материалом чеганской свиты — зеленовато-серыми глинами с линзами сидерита.

Континентальные отложения

На морские осадки нижнего олигоцена налегают континентальные отложения от среднего олигоцена и до миоцена. В. В. Лавров (1952) подразделяет эти отложения на следующие свиты (снизу): 1. Индрикотериевую, 2. Тургайскую, 3. Аральскую, 4. Павлодарскую.

1. Индрикотериевая свита (или углистолептохлоритовая формация) — средний олигоцен — состоит из осадков заболоченных речных долин и торфяников, жестководных озер и лагун и представлена белыми и пестроцветными глинами с гипсом и пиритом; различных песков, алевритов, глин с углистыми прослойками; железистых песчаников; редко встречаются грубообломочные породы. В этой свите встречаются оолитовые железняки континентально-долинного типа, угли, глины и пески.

2. Тургайская свита или каолиновая формация (верхний олигоцен), состоит из озерных и речных отложений и представлена различными глинами; слабо сортированными песчано-алевритовыми породами. Из полезных ископаемых здесь можно указать на каолиновые глины.

3. Аральская свита или карбонатно-сульфатная формация (нижний миоцен) состоит из осадков озер минерализованных и пресных, представленных пестроцветными глинами, местами жирными, в других случаях с известковистыми конкрециями, гипсом или с прослоями марганцевых бобовин. Местами глины соленосны. Из полезных ископаемых здесь могут представлять интерес марганец, глины, поглощающие и отбеливающие.

4. Павлодарская свита или карбонатная формация (средний миоцен) состоит из речных и озерных отложений, представленных различными глинами, песками, алевролитами с тонкими линзами известняка, несортированными аллювиально-делювиальными песками. Интересными в этой свите могут быть россыпные полезные ископаемые, связанные с древними долинами. Мощность всех третичных континентальных отложений исчисляется 300—360 м.

ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ ТЕКТОНИЧЕСКИХ СТРУКТУР

АРХЕОЗОЙСКИЙ И НИЖНЕПРОТЕРОЗОЙСКИЙ ЭТАПЫ

Выходы древнейших образований археозоя и нижнего протерозоя имеют весьма ограниченное распространение, главным образом между верхнепротерозойскими антиклинориями. Расчленение их между собой является условным. Понятно поэтому, что относительно истории развития тектонических структур и характера осадконакопления этих образований мы располагаем весьма скудными сведениями.

Как археозойская, так и нижнепротерозойская толщи резко трансгрессивно со складчатым несогласием перекрываются отложениями верхнего протерозоя. Дислоцированы они в сложные складки. Направление складчатых структур первого порядка часто маскируется из-за сложной дислоцированности толщи.

Характер дислоцированности этого складчатого этажа резко отличает его от вышележащего верхнепротерозойского и облегчает расчленение докембрия.

Галька амфиболитов встречается, хотя и очень редко, в базальных слоях верхнего протерозоя (район оз. Майсор) и нижнего кембрия (район гор Аксакуянды), что указывает на то, что перед отложением верхнего протерозоя толща была уже интенсивно дислоцирована и динамометаморфизована благодаря процессам складчатости. Вместе с этим, большая мощность толщи, происшедшей, по видимому, из первичных основных эффузивных пород, перемежающихся с осадочными образованиями, внедрение ультрабазитов (горы Аджи и Караулкоу) дает возможность предполагать образование амфиболитовой толщи в геосинклинальных условиях. Каков был характер геосинклинальной области сказать трудно.

Имеющийся по району скудный материал, вместе со сведениями по соседним областям Центрального Казахстана, дает

возможность предположительно считать, что к концу нижнего протерозоя область уже была слабо консолидирована в единый с Иртышской и Кокшетауской глыбами (плитами) жесткий, но малоустойчивый массив. Отдельные выступы древних отложений, относимых к археозою и нижнему протерозою, указывают на сравнительно неглубокое залегание этой жесткой основы между верхнепротерозойскими антиклинориями.

ВЕРХНЕПРОТЕРОЗОЙСКИЙ ЭТАП

С начала верхнего протерозоя развитие геосинклинальной области и тектонических структур устанавливается достаточно четко и приобретает совершенно определенную направленность. В верхнем протерозое и нижнем палеозое намечается три последовательных этапа необратимого развития геосинклиналей от первичных, глубоко заложённых через ряд переходных — к образованию платформы. Этими этапами являются: верхнепротерозойский, салаирский и каледонский.

Изученный регион с начала верхнего протерозоя переживал геосинклинальную стадию развития. К этому времени относится заложение в археозойско-нижнепротерозойском складчатом фундаменте линейно вытянутых на сотни километров узких и глубоких геосинклинальных прогибов, между которыми располагались срединные геоантиклинали, сложенные складчатыми массивами древнейших образований. Такие геосинклинальные системы характерны не только для северо-востока Центрального Казахстана, но и для всего Центрального Казахстана.

Геосинклинальные прогибы были развиты на месте ныне существующих Еремантау-Ниязского, Караулшокинского, Майкаин-Экибастузского, Алкамергель-Чингизского и Ишкеольмесского антиклинорных поднятий, а за пределами листа М-43-А, к югу от него, — Тектурмасского. В них происходило накопление мощных осадков сперва кварцитово-песчаных, а затем, после сравнительно слабо проявленной ишкеольмесской фазы складчатости в стадии наибольшего их погружения — известково-эффузивной (еремантауской) формации; осадконакопление в это время сопровождалось излияниями лав офиолитового состава.

Геоантиклинальные структуры, расположенные между геосинклинальными прогибами, частично служили областью сноса, а частично — областью накопления мелководных осадков, главным образом терригенных, и частью карбонатных, в заметно меньшем количестве накапливался здесь эффузивный, в основном туфовый материал.

В период отложения известняково-эффузивной формации произошли заметные тектонические колебания, создавшие местные перерывы в осадконакоплении и несогласие внутри формации, разделяющее последнюю на две свиты. В нижней свите преобладают основные эффузивы, в меньшей степени присутствуют известняки, кварциты, яшмы и зеленокаменные сланцы. Верхняя свита представлена кварцитами, яшмами, известняками, доломитами и в незначительном количестве эффузивами основного и кислого состава.

Известняково-эффузивная (ерементауская) формация налегает на кварцитовую с незначительным угловым несогласием и перерывом (горы Агырек и др.), местами через базальные конгломераты (горы Ишкеольмес). Нигде не было установлено стратиграфического налегания ерементауской формации на другие, кроме кварцитовой, что указывает на сравнительно слабое проявление ишкеольмесской фазы тектогенеза, разграничивающей эти две формации.

По морфологии складчатых структур отложения ерементауской формации мало отличаются от осадков кварцитовой. Складчатые структуры обеих формаций сопрягаются в одну систему и имеют общее направление. Отличительной чертой структур ерементауской формации являются более крупные, менее крутые и не такие узкие изоклиналильные складки, какие являются характерными для кварцитовой.

К концу образования ерементауской формации приурочено наиболее мощное проявление ерементауской фазы складчатости. Обе толщи верхнего протерозоя получили основные формы складчатых структур одновременно под воздействием этой фазы, смявшей их в крутые изоклиналильные складки.

С этой фазой связано внедрение дайкообразных узких тел ультраосновных и малых габбровых интрузий вдоль глубинных разломов, а также образование чешуйчатых надвигов, параллельных направлению верхнепротерозойских антиклинорий и глубинных разломов.

Таким образом, в протерозое намечаются два этапа внедрения ультраосновных интрузий. Один, повидимому, относится по времени к нижнему протерозою и пространственно связан с амфиболитовой формацией. Второй — к середине верхнего протерозоя и связан с известняково-эффузивной (ерементауской) формацией.

Ерементауская фаза складчатости проявилась несравненно интенсивнее, чем предыдущая — ишкеольмесская. Осадки верхнего протерозоя кварцитовой и ерементауской формаций, приуроченные к большим геосинклинальным прогибам, линейно вытянутым на сотни километров, под воздействием ее образовали складчатые структуры огромной линейной протяженности

с большой вертикальной амплитудой, с глубоким опусканием складок.

После этой фазы морфология геосинклинальной системы оформилась вполне отчетливо: наметившиеся еще после ишкеольмесской складчатой фазы геоантиклинальные поднятия приобрели теперь более определенные формы срединных геоантиклиналей и расчленили геосинклинальную систему на ряд геосинклинальных впадин. Подобные тектонические структуры в позднейшие эпохи геологической истории в Центральном Казахстане больше никогда не создавались.

Самой молодой формацией верхнего протерозоя, как уже известно, является телескольская, которая отделяется от двух нижних членов этого отдела ереметауской фазой складчатости. До начала образования телескольской формации, известняково-эффузивная формация подверглась значительному денудационному срезу; это видно из того, что на месте своего наибольшего развития, в районе Шиилы и Тенеке, телескольская формация залегает резко трансгрессивно непосредственно на кварцевой. Морской геосинклинальный бассейн к началу образования формации, при поднятии срединных геоантиклиналей, отступил к опустившимся периферическим частям этих структур, сохраняя линейные очертания.

Эффузивный вулканизм в период образования телескольской формации проявился уже слабо.

По морфологии складчатых структур и характеру дислоцированности, телескольская формация стоит гораздо ближе к боцекульской нижнего кембрия, чем к ереметауской и кварцевой верхнего протерозоя. В то же время она является несомненно более древней, чем боцекульская, так как последняя налагается на нее с угловым несогласием, через базальные конгломераты.

К концу формирования телескольской формации проявилась весьма интенсивно телескольская фаза складчатости; она фиксируется, повидимому, по всему Казахстану и за его пределами. Фаза эта отделяет отложения протерозоя большим складчатым несогласием и денудацией от осадков нижнего палеозоя.

Под воздействием этой фазы телескольская формация интенсивно дислоцирована, сложена в узкие и длинные челнокообразные складки второго порядка, совпадающие с общим направлением складчатой системы и нарастающие с периферической части срединные геоантиклинали. Последние к этому времени превратились в крупные антиклинорные поднятия, явившиеся основными структурами региона, а также, повидимому, всего Центрального Казахстана; они предопределили направление всего дальнейшего хода тектонического развития

в нижнем палеозое. С этой фазой связаны дизъюнктивные нарушения в телескольской формации, параллельные складчатым структурам, и внедрения по ним большого количества дайковых тел плагиогранитов. К последним приурочено жильное золото-кварцевое оруденение.

Этим заканчивается протерозойский этап развития геосинклинальной системы в описываемой области.

Самая крупная верхнепротерозойская структурная единица этой области — Ерементау-Ниязский антиклинорий, является основной виргационной ветвью Чу-Илийского. Последний проходит по юго-западному Прибалхашью, вдоль Чу-Илийских гор, вначале в северо-западном направлении, а на меридиане гор Булаттау (к югу от них) расходуется на две ветви.

Южная ветвь протягивается по тому же Чуилийскому северо-западному направлению через горы Эргенекты в центральной части Бет-Пак-Дала вплоть до Сарысуйской депрессии, где она уходит под покров молодых осадков.

Северная ветвь на широте ур. Кзылкингир круто заворачивает на север, меняя свое северо-западное направление на меридиональное, и проходит через горы Булаттау, мимо Кабантау к Атасу. Здесь она к северу уходит под отложения среднего палеозоя и показывается вновь к западу от Карагандинского бассейна, где она переходит в Ерементау-Ниязский антиклинорий.

Таким образом, этот огромный верхнепротерозойский антиклинорий вытянут в дугообразную структуру, переходящую от широтного Тяньшанского направления в северо-западное — Чуилийское и меридиональное — Булаттау-Атасу-Нияз-Ерементайское, с повторением конфигурации большой верхнепротерозойской Тяньшанско-Каратауско-Улутауской структуры.

К юго-западу от Карагандинского бассейна от этого антиклинория близ гор Казбек ответвляется виргационная ветвь — Тектурмаский антиклинорий. Этот последний сперва круто заворачивает на северо-восток, потом принимает почти широтное направление, проходя за пределами описываемых листов к югу, вдоль южной окраины Карагандинского бассейна, через горы Тектурмас и далее, мимо Каркаралинска. Восточнее 76° в. д. он заворачивает на юго-восток к горам Акбастау, принимая Чингизское направление.

К северу от Карагандинского бассейна ответвляется от Ерементау-Ниязского уже описанный выше Майкаин-Экибастузский антиклинорий, имеющий северо-восточное направление и дающий в свою очередь виргационную ветвь на широте пос. Алексеевки; последняя протягивается от гор Толпак на восток к сорам Караулкому, а затем сворачивает на юго-восток и проходит, повидимому, по южной окраине Баянауль-

ского массива, мимо гор Эдрей через Мурджик и Аркарлык к Чингизской структуре.

По северо-восточной окраине листа М-43-Б проходит Алкамергень-Чингизский антиклинорий северо-западного направления, причлennyющийся на севере, близ оз. Кудайколь, к Майкаин-Экибастузскому. Последний уходит сперва на северо-восток, а затем дугообразно заворачивает на соединение с горноалтайскими верхнепротерозойскими структурами.

Как видно из сказанного, структурный план верхнего протерозоя принимает сложную форму, с различно ориентированными антиклинорными структурными единицами, сопровождаемыми параллельными глубинными разломами, которые при дальнейших тектонических движениях значительно осложнились, особенно в области виргационных структурных узлов. Развитие геосинклинальных прогибов между приведенными выше антиклинориями проходило различно, одни завершали свой переход в складчатую форму раньше, другие позже. Процессы накопления, прогибания и складчатости проходили с различной степенью интенсивности. В разные периоды тектогенеза разные направления структур были доминирующими над остальными, что сказалось на характере тектонической жизни отдельных районов в разные периоды.

В юго-западном углу листа М-43-А и к юго-западу от Карагандинского бассейна находился самый сложный тектонический узел верхнепротерозойских виргаций, поэтому его влияние на дальнейшую тектоническую жизнь было особенно значительным.

В нижнем палеозое на складчатые структуры, особенно салаирского этапа, основное влияние оказывало направление Еремантау-Ниязского антиклинория, кроме северо-восточного угла листа М-43-Б, где преобладало северо-западное, алкамергень-чингизское направление, складчатых структур.

САЛАИРСКИЙ ЭТАП

Салаирский этап развития геосинклинальной системы начался после телескольской фазы тектогенеза, которая отделяет отложения верхнего протерозоя от кембрийских. После этой фазы, с начала нижнего кембрия, происходят дифференцированные подвижки вдоль глубинных разломов, положившие начало салаирскому этапу. Складчатые антиклинорные сооружения, образовавшиеся к концу верхнего протерозоя на месте геосинклинальных прогибов, испытывают положительные — восходящие движения, в то время как бывшие между ними верхнепротерозойские срединные геоантиклиналы претерпевают глубокое опускание, превращаясь в геосинклинальные прогибы

с интенсивным накоплением вулканогенно-осадочных отложений и образованием мощной эффузивно-осадочной спилито-кератофировой бошекульской формации.

Таким образом, на месте верхнепротерозойских глубоко заложённых прогибов, образуются грандиозные линейно вытянутые Ишкеольмесский, Ерементау-Ниязский, Майкаин-Экибастузский и Алкамергень-Чингизский антиклинорные поднятия, возвышавшиеся в виде горных хребтов и являвшиеся уже с нижнего кембрия срединными геоантиклиналями, между которыми были расположены Западно-Селетинский, Центрально-Бошекульский, Восточно-Майкаинский кембрийские прогибы, и в восточной окраине — Прииртышский прогиб.

К концу формирования спилито-кератофировой толщи нижнего кембрия проявилась первая фаза салаирского тектогенеза — бошекульская. Она смяла осадки бошекульской формации в крутопадающие складки. Складчатые сооружения бошекульской формации выдерживают линейное направление на десятки километров, повторяя направление Майкаин-Экибастузского и Ерементау-Ниязского и Алкамергень-Чингизского антиклинорных поднятий, местами наращивая их со стороны геосинклинальных прогибов.

Однако отложения этой формации дислоцированы значительно слабее верхнепротерозойских (углы падения слоев от 45 до 70°). Морфологически складчатые структуры нижнего кембрия также значительно отличаются от более древних. В противовес верхнепротерозойским узким, часто изоклинальным круто поставленным складкам, для нижнего кембрия характерными являются более широкие, сравнительно пологие, линейно вытянутые или несколько изогнутые дугообразно складчатые системы первого порядка. Последние часто осложнены складками второго и третьего порядка, но всегда со строго согласованным направлением, совпадающим с общим направлением главной складчатой системы.

Бошекульская фаза складчатости завершается образованием продольных дизъюнктивных нарушений, согласных со складчатой системой, и внедрением по ним габбровой магмы и ее дифференциатов в виде малых интрузий, к которым приурочена нижнекембрийская металлогения.

После бошекульской фазы тектогенеза основной план нижнекембрийской геосинклинали был унаследован и сохранился в первой половине среднего кембрия в виде прогибов, обрамляемых верхнепротерозойскими антиклинориями. Правда, прогибы значительно осложнились под влиянием указанной фазы. Складчатый нижний кембрий расчленил геосинклинальные бассейны вновь образовавшимися срединными геоантиклиналями второго порядка на ряд самостоятельных прогибов, из которых

некоторые, например, в Центральном-Бошекульском прогибе, к северу от оз. Ащиколь, и другие сохранились как унаследованные части нижнекембрийских структур. Общие контуры нижнекембрийских прогибов тоже несколько изменились, так как вертикальные подвижки сопровождались частичным раздроблением верхнепротерозойских антиклинорий, особенно в южных и юго-восточных оконечностях.

Первое частичное нарушение верхнепротерозойского складчатого плана произошло в конце нижнего кембрия. В бошекульскую фазу салаирского тектогенеза в Центральном-Бошекульском прогибе доминирующими были складчатые формы, унаследованные от главного Ерементау-Ниязского антиклинория. Поэтому южная оконечность у Майкаин-Экибастузского антиклинория близ виргационных узлов была расколота и переработана этой фазой. Вследствие этого некоторые блоки этой структуры были вовлечены в энергичные нисходящие движения и в дальнейшем перекрыты среднекембрийскими осадками. Примером этому является южная оконечность Майкаин-Экибастузского антиклинория в районе гор Агырек.

В первой половине среднего кембрия, в период образования яшмовой формации, в геосинклинальной системе резко сокращается излияние лав.

К концу своего образования яшмовая формация, под воздействием слабо проявленной куяндинской фазы тектогенеза, подверглась складчатости; она дислоцирована неравномерно. Общий план складчатости характеризуется образованием довольно спокойных линейно вытянутых структур первого порядка, но менее выдержанных чем в нижнем кембрии. Крылья складок в нижней и верхней свитах формации, состоящих из более компетентных пород (песчаников), имеют падение порядка 40—50°. Совсем иной характер складок дает средняя яшмо-алевролитовая свита, сложенная главным образом из тонкозернистых пород. Свита эта, будучи заключена между двумя более компетентными свитами, при складчатом диастрофизме выжималась в замковые части складок, сминаясь резко дисгармонично с образованием сложной складчатой системы нескольких порядков.

После куяндинской фазы диастрофизма во вторую половину среднего кембрия страна подвергается снова общему поднятию, вызвавшему сокращение и расчленение прогибов с накоплением в них флишевых образований (образование сасыксорской формации).

Из приведенного фактического материала можно сделать вывод, что на изученной территории среднекембрийское море имело широкое распространение.

Верхнепротерозойские антиклинорные системы и частично нижнекембрийские складчатые сооружения, причлененные к ним со стороны геосинклинальных впадин, являлись полосами суши или островными архипелагами, периодически частично затоплявшимися. Они расчленили море на ряд узких обособленных бассейнов, соединявшихся между собой проливами, образовавшимися в местах полного затопления небольших участков антиклинорных поднятий.

К концу среднего кембрия, вследствие сасыксорской фазы салаирского тектогенеза, происходит общее поднятие области, положившее конец второй стадии развития геосинклинальной системы и морскому режиму на северо-востоке Центрального Казахстана. В процессе этой фазы отложения сасыксорской формации сминаются в складчатые структуры во всех геосинклинальных прогибах этого края, превращающегося из области накопления в складчатую горную область. Море отступает на восток в сторону Сибири и, возможно, на юго-восток.

С этой фазой тектогенеза связаны интрузии гранитной магмы. В первую половину верхнего кембрия страна оставалась сушей.

Отдельные фазы салаирского (сибирского) этапа тектогенеза создавали складчатые несогласия между формациями кембрия, но до конца среднего кембрия процесс нормального последовательного развития общего геосинклинального режима края не нарушался.

История геологического развития тектонических структур страны протекала с нижнего и до верхнего кембрия в едином направлении; она началась с возникновения первичных глубоко заложённых геосинклинальных прогибов, линейно вытянутых на значительные расстояния, параллельно геантиклиналям (или между ними); последними еще в конце протерозоя был намечен общий структурный план края. В дальнейшем протекал процесс расчленения и осложнения геосинклинальной системы и, наконец, к началу верхнего кембрия, она перешла в слабо консолидированную складчатую систему, превратившись одновременно из области аккумуляции в область размыта и сноса.

Складчатые структуры среднего кембрия, так же как нижнего, в основном выдерживают свое общее линейное направление, повторяя унаследованный структурный план верхнепротерозойских складчатых систем. Структурный план сасыксорской формации несколько сложнее более древних толщ кембрия. Так, например, в Центрально-Бошекульском прогибе осадки вдоль осевой части флишевой впадины смяты в более крутые складки по сравнению с остальной частью формации; направление структур здесь выдерживается в северо-восточном

простираении, общем с более древними толщами, несмотря на сложное ныряние и частичные отклонения их оси. В краевых же частях в области срединных геоантиклиналей второго порядка формация смята в пологие и сложные брахискладчатые структуры.

В начале верхнего кембрия, после завершения складчатых процессов, вызванных сасыксорской фазой, вследствие восходящих движений страна претерпевает общее поднятие с образованием не особенно высоких горных систем.

В течение нижней трети верхнего кембрия регион подвергается глубокой денудации с вскрытием нижнекембрийских интрузий. В начале же второй трети этой эпохи происходит снова общее опускание страны, приведшее к широкой трансгрессии мелководного эпиконтинентального моря, к оживлению старых и появлению новых разломов, которые послужили путями для извержения лав; последние изливались в подводных условиях эпиконтинентального моря, а местами на суше.

В течение двух верхних третей верхнего кембрия происходит накопление нижней части торткудукской формации в резко отличных условиях по сравнению со всеми более древними формациями. В этот период почти полностью отсутствовали отдельные мобильные линейные прогибы с интенсивным накоплением в них осадков большой мощности. В противовес этому, на размытой поверхности древних формаций на широких пространствах происходило накопление маломощных мелководных осадков, близких по типу, характеру накопления и мощностям к платформенным. Затем с конца верхнего кембрия и начала тремадока проявляется интенсивная эффузивная деятельность. Накопление продолжается в широких корытообразных прогибах, вытянутых длинной стороной вдоль верхнепротерозойских антиклинорий; в периферических частях последних на границе с прогибами, разломы, обрамлявшие прогибы, часто служили областями проявления интенсивного наземного вулканизма. На этих участках антиклинории также частично перекрывались эффузивными образованиями.

Непрерывно-прерывистые колебательные движения проявились при общей тенденции к медленному опусканию страны. Отдельные, более значительные импульсы приводили к внутриформационным перерывам между отдельными горизонтами. Таких горизонтов, выделяемых не только тектонически, но и по фауне, в торткудукской формации насчитывается пять; четыре из них по возрасту относятся к верхнему кембрию и один к тремадоку.

К началу тремадока общее погружение региона усиливается, что вызвало усиление и вулканической деятельности.

К концу формирования торткудукской формации, т. е. в конце тремадокского века, проявилась последняя, завершающая салаирский этап — торткудукская фаза тектогенеза. Быстрые восходящие движения, связанные с ней, привели к общему поднятию и регрессии моря. Вертикальные подвижки вызвали оживление древних дизъюнктивных нарушений в слабо консолидированном фундаменте и неравномерное поднятие отдельных блоков. Это обстоятельство и малая мощность осадков сказались на характере складчатых структур. Осадки формации оказались собранными в брахискладки с углами падения крыльев от 10 до 25° и только близ дизъюнктивных нарушений последние доходят до 40—50°. Это относится в основном к области Центрально-Бошекульского прогиба, где выражены тектоно-структурные черты «наложенных» брахисинклинальных структур.

В области Западно-Селетинского и Алкамергень-Чингизского прогибов осадки формировались в несколько иных условиях. Здесь в унаследованной линейно вытянутой западно-селетинской впадине накапливались вначале осадки, главным образом карбонатных фаций, а затем значительной мощности эффузивы. Складчатые структуры торткудукской формации несут тоже унаследованный от протерозоя и нижнего кембрия характер. В Западно-Селетинском прогибе отложения этой толщи зажаты между разрывными нарушениями в узкие блоки и интенсивно дислоцированы с круто поставленными, часто даже опрокинутыми складками.

С этой фазой связаны субвулканы и малые интрузии комагматические с эффузивами. К ним приурочена своя характерная металлогения.

Торткудукской фазой завершается салаирский этап развития тектонических структур.

КАЛЕДОНСКИЙ ЭТАП

Следующий, раннекаледонский этап развития страны, охватывающий лландейльский, карадокский и ашгилльский ярусы, резко отличается от верхнепротерозойского и салаирского.

После торткудукской фазы тектогенеза страна оставалась сухой. Затем, в начале лландейльского века, возникают в слабо консолидированном массиве новые мобильные зоны, послужившие геосинклинальными впадинами с накоплением значительной мощности осадков. Однако, ввиду неглубокого их заложения по сравнению с предшествовавшими, из развития данного этапа выпадает его первая стадия — процесс излияния лав.

В лландейльский и карадокский века развитие шло одно-значно; страна в большей своей части была уже складчатой, но еще достаточно мобильной областью. Тектонические подвижки привели на юге к полной переработке центральной широтной части Караулшокинского антиклинория, а в северной части местами к блоковым опусканиям в виде узких впадин вдоль древних разломов, захваченных наступавшим с юга морем, и возобновлением геосинклинального режима по ним на незначительной части региона. Эти узкие прогибы заполнялись как в лландейльском веке, так и в карадокском, в основном терригенным материалом, часто флишевого типа, тогда как южная часть была широко захвачена морем. Помимо непрерывно-прерывистых мелких колебательных движений, после лландейльского века проявилась еркебиданская фаза тектогенеза, вызвавшая перерыв в осадконакоплении, незначительный складчатый диастрофизм, отделяющий осадки еркебиданской (лландейло) формации от ангрensorской (карадок).

К концу карадокского века, вследствие ангрensorской фазы каледонского этапа тектогенеза, флишевые осадки еркебиданской и ангрensorской формаций подверглись совместной интенсивной складчатости с линейными структурами по унаследованному древнему плану. Страна была консолидирована в горную складчатую область, претерпела общее поднятие с претращением в сушу и подверглась денудации.

В начале же ашгилльского века общее опускание региона привело к широкому наступанию эпиконтинентального моря, просуществовавшего короткий срок и давшего близ базальных слоев жарсорской формации горизонты и линзы известняков с богатой фауной. Вскоре море отступило на юг; на известняки отлагаются красноцветные континентальные песчаники, одновременно происходит по обновленным разломам интенсивное излияние лав, иногда (редко) перемежающихся с осадками моря, которое спорадически в редкие периоды опускания страны захватывало на короткий срок южную часть территории.

В конце накопления жарсорской формации проявилась жарсорская или таконская фаза каледонского тектогенеза, подвергшая жарсорскую формацию брахискладчатой дислокации. С этой фазой связаны малые интрузии, близкие по петрохимическому составу жарсорским эффузивам, с которыми парагенетически связано медное оруденение.

В первой половине лландоверского века готландия происходит денудация и нивелировка нижнепалеозойских складчатых сооружений. Вторая половина этого века отмечается дифференцированными подвижками на всей территории. Особенно отчетливо сказались это в пределах листа М-43-А. Здесь южная часть территории претерпевает резкое опускание по

ступенчатым разломам северо-западного направления, с образованием к югу ряда прогибов; на этой части происходит трансгрессия верхнеландоверского моря с юга и затем накопление в геосинклинальных условиях терригенных осадков. К северу образуется пологая и широкая впадина, расположенная к востоку от Ерементау-Ниязского антиклинория, юго-западного направления. Здесь накапливались прибрежно-морские красноцветные, реже пестроцветные, осадки. На стыке этих двух структур, т. е. по северной окраине геосинклинальных прогибов, в расслабленной ступенчатыми сбросами зоне, в середине готландской эпохи происходит интенсивное излияние лав.

В конце готландия проявилась шансорская фаза тектогенеза, соответствующая, повидимому, арденской Европы. Благодаря этой фазе в южной геосинклинальной области осадки готландия были собраны в линейные структуры, большей частью юго-западного направления. В области накопления прибрежно-морских и эффузивных образований, осадки, вследствие блоковых перемещений вдоль разломов, смяты в пологие брахискладчатые структуры.

На листе М-43-А на юго-запад от оз. Шансор к Коджанчадским сопкам протягивается широкая сундучная синклинальная складка. Как правило, углы падения пород в этой сложной структуре не превышают $10-30^\circ$, а в центральной части осадки залегают почти горизонтально или образуют ряд пологих куполообразных структур. Лишь вблизи дизъюнктивных нарушений углы падения значительно круче, достигая местами $60-70^\circ$.

Помимо пликативной дислокации, под воздействием указанной фазы тектогенеза осадки формации разбиты целым рядом дизъюнктивных нарушений. Особенно интенсивно последние проявлены в местах расслабленного фундамента формации—по периферии крупных структур и на месте стыка геосинклинальной впадины и более пологого прогиба, там где ранее, в начале накопления формации, прошли ступенчатые сбросы и излияния лав. Здесь, особенно на правом берегу р. Шидерты, в районе Коджанчадских сопек, имеются крупные нарушения северо-западного или близкого к широтному направления, от которых отходят перистые трещины. К этим нарушениям приурочены малые интрузии комагматические с эффузивами готландия и целый ряд медных месторождений прожилково-вкрапленного типа. Кроме того, с этой фазой связаны более крупные интрузивные тела гранодиоритов и кварцевых диоритов. Помимо медной минерализации, с вулканизмом этой фазы связано оруденение скарново-шеелитовое с золотом.

После шансорской (арденской) фазы каледонского тектогенеза описываемая территория претерпела общее поднятие, вышла из-под уровня моря и стала сушей — областью сноса. Благодаря неравномерным поднятиям образовался ряд горных гряд и впадин.

В нижнем девоне происходит почти на всей описываемой территории денудация страны и снос обломочного материала. Только южная часть сохраняет свою мобильность и более активные подвижки, благодаря которым уже тогда наметился большой карагандинский прогиб и образование по бортам интенсивного излияния лав кислого и среднего состава, слагающих альбитофировую толщу.

К началу нижнего девона, т. е. после шансорской фазы тектогенеза, территория уже полностью консолидировалась в единый жесткий складчатый массив, кроме Прииртышской геосинклинали, захватывавшей небольшой северо-восточный угол листа М-43-Б и южной части листов М-43-А и М-43-Б. Здесь древний палеозойский складчатый фундамент претерпел большие расколы по унаследованным от Тектурмасского антиклинория почти широтным направлениям, по которым происходило излияние лав альбитофировой толщи, в наметившейся к этому времени Карагандинской депрессии; северный борт последней сечет под большим углом все более древние складчатые структуры вплоть до готландских, а южный — протягивается согласно, по унаследованным от более древних структур направлениям.

Консолидация территории протекает с севера на юг, при наращивании южной окраины Кокшетау-Иртышской глыбы, вначале благодаря верхнепротерозойско-салаирской складчатой системе, а затем — каледонской. Особенно отчетливо устанавливается этот процесс, начиная с ашгиллия. Жарсорская формация ашгиллия заходит еще далеко на север в пределы протерозойско-салаирской складчатой системы. Отложения шансорской формации готландия уже отступают значительно на юг, а альбитофировая формация девона захватывает только самую южную окраину территории.

Соответственно этому мигрирует вулканическая деятельность и металлогения, связанная с ней от ашгиллия до девона, постепенно с севера на юг. В то же время в готландии, девоне и карбоне по северо-восточной окраине Алкамерген-Чингизского антиклинория продолжает свое интенсивное развитие Прииртышская геосинклиналь. Здесь происходят дифференцированные подвижки вдоль глубинных разломов — глубокое погружение в Прииртышской геосинклинали и одновременное вздымание окраинного Алкамерген-Чингизского антиклинория. Эти подвижки отражаются далеко на запад в образовании

на складчатом палеозойском массиве разрывных нарушений, главным образом параллельных Алкамергень-Чингизскому антиклинорному поднятию. Особенно интенсивно они проявились, повидимому, к концу среднего — началу верхнего девона. В верхнем девоне и нижнем карбоне на территории описываемых листов происходило формирование обособленных прогибов — депрессий, обычно вытянутых в северо-западном направлении, ограниченных разрывными нарушениями алкамергень-чингизского направления. Эти мобильные депрессии возникли вследствие расколов и блоковых подвижек как результат отражения крупных тектонических движений в Прииртышской геосинклинальной системе. Накапливавшиеся в этих прогибах девоно-карбоновые осадки сложены в складки, большей частью брахискладчатого характера, с общим северо-западным направлением складчатых структур, последние не связаны с общим протерозойско-нижнепалеозойским структурным планом, а пересекают их под значительным углом, образуя самостоятельные «наложенные» структуры, подчиненные направлению разрывных дислокаций в подстилающем фундаменте, по которым происходили глыбовые перемещения.

Наиболее значительными грабенами—депрессиями подобного типа являются: Борлы-Акжарский сложный прогиб, Тениз-Коржункольский, Экибастузский и другие.

Формирование их шло неодновременно. Если южные—Борлы-Акжальский и другие—начали формироваться, повидимому, в среднем, а может быть и в конце нижнего девона, то формирование северных (Экибастузский и другие) может быть отнесено только к фаменскому веку.

Каледонская эффузивная деятельность затухла к концу среднего девона; этим завершился вулканический позднекаледонский этап, начало которого наблюдается с излияния лав жарсорской формации ашгиллия. С девонским вулканизмом связаны, помимо эффузивов, комагматические, с последними — малые интрузии и металлогенические процессы.

Отложения альбитофировой толщи смяты в пологие складки с падением крыльев $15-30^\circ$ (иногда, близ нарушений — больше). Складчатые структуры этой толщи сохраняют унаследованное от нижнего палеозоя направление структуры лишь к юго-востоку от Майкаина. В южных частях листа М-43-А они перекрывают широкой полосой более древние отложения, почти поперек складчатости последних. Как по характеру дислокации, так и по направлению складчатых структур, альбитофировая толща несомненно находится отчетливо ближе к более молодым отложениям — верхнему девону — нижнему карбону. Повидимому, свои основные формы дислокации она получила после нижнего карбона, благодаря ранневарисской фазе текто-

генеза, совместно с отложениями верхнего девона и нижнего карбона. В конце же формирования формации складчатая фаза тектогенеза проявилась слабо, не внося большого углового несогласия с вышележащими среднепалеозойскими отложениями. Устанавливается, правда, что франские отложения перекрывают толщу со значительным перерывом и некоторым несогласием. Взаимоотношения альбитофировой толщи и красноцветных отложений среднего девона не ясны, так как они распространены в разных районах.

В среднем и верхнем девоне и нижнем карбоне тектонические проявления выразились, повидимому, в постоянных общих колебательных движениях с более заметными, но медленными глыбовыми перемещениями отдельных небольших участков.

Такие колебательные движения хорошо заметны между средним девонем и франским ярусом верхнего девона, вызвавшим значительный перерыв в осадконакоплении; осадконакопление между франским и фаменским ярусами верхнего девона отмечено проявлением горизонта конгломерата на границе этих двух ярусов; внутри турнейского яруса — между морскими карбонатными осадками и угленосной толщей. В последнем случае происходит общее поднятие страны и его осушение, но депрессии, наметившиеся еще в девоне, продолжают прогибаться и заполняться мощными осадками озерно-болотного типа с угленосными отложениями.

Крупные тектонические движения варисского этапа, отвечающие, повидимому, судетской фазе, фиксируются в среднем карбоне.

Под воздействием этой фазы произошли значительные глыбовые подвижки по ранее наметившимся расколам северо-западного направления, приведшие к описанным выше брахискладчатым дислокациям отложений верхнего девона — нижнего карбона и к «наложенным» или перекрывающимся структурам варисских с каледонскими и более древними.

В северо-восточной окраине территории, относящейся к Прииртышской геосинклинали, судетская фаза смяла отложения девона — карбона в согласные унаследованные узкие линейные структуры северо-западного направления.

С этой фазой тектогенеза связан ранневарисский интрузивный комплекс диоритов и гранодиоритов.

Следующая фаза тектогенеза проявилась в конце палеозоя или даже, как считают некоторые исследователи (Гокоев А. Г. и др.), в начале мезозоя. Эта фаза проявлена неясно из-за почти полного отсутствия на территории верхнепалеозойских отложений. Устанавливается, однако, что поздневарисские интрузии аляскитовых гранитов, связанные с проявлением этой фазы, прорывают верхнепалеозойский осадочный комплекс,

распространенный на небольшой площади между озерами Тениз и Коржунколь. Интрузии эти формировались уже в платформенных условиях на незначительной глубине и представлены плоскими караваеобразными телами, приуроченными к межформационным нарушениям.

Покровы базальтов и дайковые тела анортитовых гранит-порфиров Тениз-Коржунколя, а также андезитово-базальты Кайнаминского угольного месторождения, рвушие пермские осадки, приурочены, повидимому, к мезозойской фазе. Эта фаза вызвала разломы, излияния лав и внедрение интрузий платформенного характера.

Тектонические подвижки конца триаса — начала юры вызвали дизъюнктивные нарушения широтного простирания, а затем глыбовые подвижки с одновременным формированием разобщенных депрессий, в которых в начале юры накапливались угленосные осадки, а затем грубообломочный материал молассового типа.

В начале палеогена проявилась заметная фаза тектогенеза, приведшая к ступенчатым сбросам чингизского направления вдоль окраины складчатого палеозоя и к погружению северо-восточной части территории под палеогеновое море.

В конце нижнего олигоцена происходят колебательные движения с общей тенденцией к медленному поднятию и отступанию эпиконтинентального моря к северо-восточной части.

В конце миоцена общее поднятие страны приводит к обновлению речной системы.

Подвижки четвертичного периода хорошо фиксируются в низовьях рек Селеты, Оленты и Шидерты. Здесь по окраине складчатой Казахской страны по обновленным палеогеновым разрывам Чингизского направления произошли некоторые блоковые подвижки, на что указывает резкое обновление русла рек, особенно Селеты и Шидерты, в нижнем их течении. Так, например, р. Селеты в среднем течении образует извилистое русло, часто с меандрами, с низкими пологими берегами. Затем, близ поселка Гоголевка, река начинает приобретать прямолинейное направление, пропиливая в скальных породах свое русло с крутыми и высокими скалистыми берегами, с висячими поперечными долинами, образует небольшие водопады и перекаты. Так река течет на протяжении примерно 45 км, до широты рудника Бестюбе, а затем вырывается опять на плоскую равнину, сложенную третичными отложениями, входит в русло с низкими пологими берегами и образует опять извилистое течение и меандры.

УСЛОВИЯ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ СЕВЕРО-ВОСТОКА ЦЕНТРАЛЬНОГО КАЗАХСТАНА

АРХЕОЗОЙ И НИЖНИЙ ПРОТЕРОЗОЙ

Судя по составу пород археозоя (кварцево-слюдистые, слюдястые, кварцево-хлоритовые и кварцитовые сланцы, плагиогранито-гнейсы, парагнейсы) можно лишь предположить, что главная часть этих пород произошла из первично-осадочных образований, подвергшихся динамометаморфизму и только для части их (некоторые гнейсы) материнской породой, возможно, являлись магматические образования.

Для однозначного решения вопроса об условиях осадконакопления в нижнем протерозое также нет достаточных материалов. В нашем распоряжении имеются лишь некоторые данные по амфиболитовой толще, представляющей только незначительную часть отложений, накапливавшихся в этот огромный период времени, измеряемый сотнями миллионов лет. Сравнительно небольшие площади выходов амфиболитовой толщи и неполнота разрезов ее дают лишь материал для частичной, более или менее вероятной, характеристики условий накопления осадков в нижнем протерозое.

Амфиболитовая толща, очевидно, в основном состояла из вулканогенных пород, перемежающихся с осадочными; последние образовали филлиты, кварцитовые, серицито-хлоритовые сланцы и другие. Можно считать достоверным, что первичными породами, из которых образовались порфиритоиды, были основные порфириты и их пирокласты, подвергшиеся значительному динамометаморфизму, но сохранившие все же реликтовую структуру первичных пород.

Можно допускать, что материнскими породами амфиболитов были тоже основные эффузивы, однако, не исключена возможность, что часть их произошла из интрузивных образова-

ний габброидного состава, внедрившихся в начальную стадию складчатой деформации толщи и претерпевших поэтому, вместе с суперкрустальными образованиями, складчатый метаморфизм.

Среди отложений амфиболитовой толщи встречаются линзовидные тела сильно давленных ультраосновных интрузивных пород. Если приведенную характеристику пополнить еще данными о большой мощности той части амфиболитовой толщи, которая доступна нашему изучению (2500 м) и чрезвычайно интенсивной дислоцированностью ее еще до верхнего протерозоя, то можно сделать некоторые выводы об условиях образования этой толщи.

Можно предполагать, что осадки нижнего протерозоя накапливались в условиях геосинклинального режима с интенсивными подводными излияниями лав основного базальтового состава, переслаивающимися с пирокластами и нормальными морскими осадками. Геосинклинальные системы, повидимому, еще не имели того строго линейного направления, которое они приобрели в верхнем протерозое, а окаймляли отдельные островные, разобщенные массивы складчатого археозоя. После складчатых фаз отложения нижнего протерозоя причленялись к археозойским массивам, наращивая их по периферии. К этим же фазам складчатости приурочено, повидимому, внедрение ультраосновных пород.

Крайне бедный минералогический состав пород амфиболитовой толщи, отсутствие типоморфных минералов, не дает возможности сделать вывод о процессах метаморфизма и о фациях глубинности. Отсутствие в амфиболитах высокотемпературных минералов (диопсида, граната и др.) и присутствие в них альбита, дает некоторые основания считать эти породы продуктами промежуточной зоны (мезозоны) регионального метаморфизма. Из соседних районов амфиболитовая толща имеет наибольшее сходство с ефимовской (порфиroidной) толщей Кокшетауской глыбы.

ВЕРХНИЙ ПРОТЕРОЗОЙ

Большой фактический материал, собранный по верхнему протерозою, позволяет более уверенно судить об условиях осадконакопления в изученной области.

Судя по складчатым сооружениям верхнего протерозоя, во всех выходах их в Центральном Казахстане (на северо-востоке, севере, в южной окраине Карагандинского бассейна, в горах Ортау, в Бет-Пак-Дала, в Прибалхашье, в Чингизе к началу отложения осадков кварцитово-формации верхнего протерозоя уже наметились большие по протяженности геосин-

клинальные прогибы, сохраняющие прямолинейность или пологодоугообразное строение на громадные расстояния и связанные, по А. В. Пейве (1945), с глубинными разломами.

Самыми древними осадками верхнего протерозоя, накопившимися в указанных прогибах, являются отложения кварцитово́й формации.

Как показывает само название, в строении этой формации в основном принимали участие различные кварциты. Помимо них, здесь присутствуют в заметном количестве метаморфические сланцы, главным образом зеленокаменного облика — эпидото-серицитовые, хлорито-серицитовые алевролиты, яшмы, аргиллиты, а также кварцитовые, серицито-кварцитовые, графитистые и другие сланцы. Среди кварцитов встречаются в небольшом количестве метаморфизованные основные порфири́ты и их туфы.

Относительно генезиса мощных кремнистых накоплений, составляющих основную часть кварцитово́й формации, не существует еще единого мнения. Некоторые исследователи склонны считать их гидротермально-метасоматическими образованиями, связанными с интрузиями каледонского возраста, называя их «вторичными кварцитами». По нашим наблюдениям и собранному фактическому материалу, образование кварцитово́й формации не может быть объяснено ни окремнением, связанным с интрузиями (Борукаев Р. А., 1953, том I, стр. 108, 109, 110), ни экзогенными процессами (то же, стр. 110). Очевидно, кварцитовая толща состоит в значительной своей части из нормальных осадочных пород, главная масса которых является кремнистыми терригенными и хемогенными образованиями. Повидимому, в протерозое создавались особо благоприятные условия для широкого развития кремнистых осадков, общие для многих областей. Вопрос этот подробно рассмотрен Н. М. Страховым (1946, 1947).

В состав кварцитово́й формации входит почти исключительно тонкозернистый материал, грубообломочные терригенные осадки отсутствуют. Повидимому, к началу образования этой формации археозойские образования, служившие областью сноса, были уже значительно пенепленизированы. Однообразие осадков формации может быть объяснено отсутствием значительных амплитуд колебательных движений.

Вследствие слабо возвышенного рельефа, вероятно, влажного и теплого климата, а также особенностей атмосферы и поверхностных вод, насыщенных углекислотой, создавались весьма благоприятные условия для глубоководных процессов химического выветривания.

Незначительные превышения суши над уровнем моря, медленные поднятия, компенсировавшиеся незначительной эро-

зией, способствовали хорошей сортировке терригенного материала.

Исключительно однородный характер пород кварцевой формации говорит о том, что в морском бассейне накапливавшийся кремнистый материал предварительно подвергался длительному переносу и сортировке как механической, так и химической. В морской бассейн доносились значительные количества кремнезема в виде коллоидных растворов, а также хорошо отсортированного и измельченного кварцевого терригенного материала. Археозойский фундамент, состоящий в основном из пород кислого состава, служил источником сноса коллоидного кремнезема и терригенного кварцевого материала.

Осадконакопление кварцевой формации протекало, очевидно, в прибрежно-морских условиях. Небольшие колебательные движения способствовали изменению режима осадконакопления и при нисходящем их характере на месте кварцитов временами отлагался несколько более глубоководный глинисто-слюдистый мелкообломочный материал, послуживший исходным для серицитовых и хлорито-серицитовых сланцев, алевролитов и аргиллитов. Однако необходимо подчеркнуть исключительно монотонный характер осадков кварцевой формации не только во всех районах северо-востока Центрального Казахстана, но и по всей этой области Улутау (по Н. А. Штрейсу), Кокшетау, Бет-Пак-Дала, Сарысу-Моинтинский водораздел, Карагайлинский район, Алкамерген. Несколько отличаются разрезы этой формации в Мугоджарах (по Н. Г. Касину и Г. И. Водорезову), в районе Восточной Бет-Пак-Дала (по Н. Г. Марковой, А. В. Пейве и др.). В этих районах, по данным указанных авторов, осадконакопление протекало в значительно более разнообразных условиях. Здесь, наряду с прибрежно-морскими фациями (кварцитами), появляются более глубоководные (карбонатные и мелководные) железистые кварциты.

В кварцевой формации северо-востока Центрального Казахстана пока не выявлена фация железистых кварцитов с промышленными скоплениями металла. Железо и марганец присутствуют среди мощных накоплений кремнистых пород в незначительных количествах, влияя лишь на окраску кварцитов и только в трех небольших участках (горы Койтке, Тиос и Жаманадыр) обнаружены железистые кварциты с высокой концентрацией железа. Отсутствие сколько-нибудь значительных концентраций железа объясняется, возможно, петрохимическим характером пород области сноса или отсутствием благоприятных условий накопления.

Как уже указывалось, кварцевая формация накапливалась весьма длительный период. Начало накопления осадков

формации совпадает с началом заложения характерных для верхнего протерозоя геосинклинальных прогибов. В этот начальный период осадконакопления, геосинклинали, при огромных линейных протяжениях, не имели еще больших вертикальных прогибов, и накопление осадков в них происходило в довольно спокойной тектонической обстановке.

Это сказалось на характере осадков кварцевой формации и на характере вулканической деятельности, которая в начале отсутствовала вовсе, а во весь остальной период накопления осадков проявилась весьма слабо в виде излияния основных лав небольшой мощности или скопления их пирокластов.

Интрузивная деятельность, приуроченная ко времени формирования кварцевой толщи, не выявлена.

Синхронной кварцевой формации является в Западной Сибири (Горная Шория, Кузнецкий Алатау, западная часть Восточного Саяна) западно-сибирская или енисейская карбонатная формация, а в Горном Алтае — боратальская. Однако необходимо отметить существенное фациальное различие в осадконакоплении этих районов (по сравнению с Центральным Казахстаном). В то время как в последнем карбонатные фации в период отложения кварцевой формации почти полностью отсутствуют, в Западной Сибири и Горном Алтае синхронные отложения представлены мощными (до 5 км) карбонатными фациями. Правда, и в этих районах, наряду с преобладанием известняков, присутствуют микрокварциты, которые одними авторами (Усов М. А., 1936) относятся к вторичным образованиям по известнякам, а Чураковым А. Н. (1932) считаются породами осадочного происхождения. Повидимому, среди микрокварцитов Западной Сибири имеются, наряду со вторичными — по известнякам, также хемогенные кварциты, а возможно и органогенные, как полагает А. Н. Чураков.

Следовательно, в то время как в Центральном Казахстане в низах верхнего протерозоя отлагались прибрежно-морские фации, главным образом различные кварциты и микрокварциты, перемежающиеся с тонкообломочными терригенными осадками и туфами, в Западной Сибири в аналогичных геосинклинальных условиях отлагались огромной мощности карбонатные осадки, перемежающиеся с прослоями микрокварцитов и различных сланцев. Интересно отметить, что в обеих сравниваемых областях в разрезах присутствуют в ограниченных количествах графитистые сланцы.

В средней части верхнего протерозоя северо-востока Центрального Казахстана, соответствующей времени накопления известняково-эффузивной формации, тектоническая обстановка резко меняется, что отразилось на условиях осадконакопления.

Монотонный характер осадков нижней части верхнего протерозоя, соответствующий кварцитовой формации, в этот период сменяется достаточно пестрым составом пород.

Формация подразделяется на две свиты: нижнюю и верхнюю.

Нижняя состоит главным образом из мощных метаморфизованных эффузивов базальтового и трахиандезитового состава, порфиритоидов и туфов, обычно сильно карбонатизированных. Второй составной частью свиты являются карбонатные породы — известняки, в большей или меньшей степени доломитизированные, образующие иногда мощные линзообразные (возможно рифовые) тела, отличающиеся различной окраской, составом (битуминозные) и степенью метаморфизма; в некоторых случаях в них обнаружены водоросли. Помимо указанных пород, в нижней свите встречаются зеленые метаморфические сланцы. Значительно меньше распространены кварциты, яшмы, яшмокварциты, алевролиты и метаморфизованные песчаники.

Верхняя свита состоит преимущественно из кварцитов, яшм, яшмокварцитов; в меньшей степени здесь развиты известняки, которые чередуются с кварцитами и яшмами. Карбонатные и туфокарбонатные породы обеих свит подверглись частичному или полному окварцеванию с образованием кварцитов или окремненных туфов. Постепенные переходы в кварциты наблюдаются как в карбонатизированных туфах, так и в известняках, начиная с развития незначительных участков до таких разностей, где кремнезем становится резко преобладающим; в этих случаях карбонатная часть породы сохраняется в виде разобщенных пятен-реликтов. Часто известняки по простиранию нацело переходят в массивные мелкозернистые кварциты. Во многих случаях трудно было бы определить первичную природу таких кварцитов, если бы отмеченные переходные разности не доказывали с несомненностью процесс изменения и замещения (Борукаев Р. А., 1953, том I).

То обстоятельство, что замещению кремнеземом подверглась и доломитовая часть карбонатных пород, говорит о том, что доломитизация происходила раньше процессов окремнения. Доломит, очевидно, выпадал вместе с карбонатом кальция известняков или замещал его в процессе раннего диагенеза.

Окремнение известняков и других пород формации, наличие первично-осадочных кремнистых пород, перемежающихся с известняками и эффузивами, указывает на то, что в период накопления описываемой формации, помимо карбонатного материала, происходил интенсивный привнос кремнезема в морские бассейны, который и играл большую роль в осадко-накоплении.

Мелкие колебательные движения способствовали некоторому смещению фаций вдоль береговой линии. Благодаря этому создавались условия для перемежаемости известняков и доломитов с кварцитами, а также для замещения карбонатов кремнеземом.

Источники кремнезема в этот период были, очевидно, более разнообразными по сравнению с периодом формирования кварцитовой формации. Наряду с привнесом кремнезема с суши в виде коллоидных растворов, дополнительным источником являлся интенсивный подводный вулканизм. Характер садки кремнезема также, очевидно, несколько изменился, так как, наряду с химическим осаждением, происходил процесс биогенного его отложения. Последнее обстоятельство подтверждается присутствием большого количества остатков радиолярий и губок в яшмовых породах.

С самого начала формирования еремантауской толщи имело место интенсивное подводное излияние лав базальтового состава. Условия для такого рода вулканической деятельности создавались еще в конце формирования кварцитовой толщи, которая, под воздействием ишкеольмесской фазы диастрофизма, подверглась складчатости с глубоким опусканием. За время дальнейшего накопления еремантауской формации происходили непрерывно-прерывистые колебательные движения, часто со значительной амплитудой, влиявшие на периодическое повторение вулканической деятельности и на смену фаций, особенно в период отложения нижней свиты. Одновременно с накоплением эффузивного шло накопление карбонатного материала и образование карбонатизированных туфов. В периоды затишья вулканической деятельности отлагались, в зависимости от колебательных движений, чистые карбонатные, кремнистые (кварциты, яшмы), или терригенные (песчаники, алевролиты) осадки.

Развитие вулканической деятельности, вероятно, подчинилось в пространстве определенным закономерностям. По всем данным, она была приурочена к глубинным разломам вдоль геосинклинальных трогов. Разломы в свою очередь приурочены к стыкам областей вздымания и интенсивного погружения. По мере удаления от этих стыков, вулканогенный материал, особенно лавовый, постепенно уменьшается, а в составе его начинают резко преобладать пирокласты. Эффузивные породы уступают место карбонатным и другим осадочным образованиям, приобретая в разрезе второстепенное значение. Это обстоятельство сказалось и на постепенном уменьшении мощности нижней свиты.

Обильное накопление карбонатных осадков указывает на теплый климат этого периода, на сравнительно спокойный

рельеф области сноса и удаление области накопления от береговой линии.

На условия накопления карбонатных осадков, судя по фаціальным изменениям, влияли колебания береговой линии, что вызвало перемежаемость их местами с терригенными осадками и хемогенными кремнистыми образованиями. Вулканическая деятельность также наложила свой отпечаток на характер их образования, что сказалось на загрязнении карбонатных осадков пепловым материалом и на частой перемежаемости их с яшмами и карбонатизированными туфами.

Обилие последних, составляющих в некоторых участках значительную часть разреза нижней свиты и переходящих иногда почти в чистые карбонатные породы, указывает на то, что большая их часть является продуктом нормального накопления в условиях морского бассейна. Можно полагать, что одновременно с садкой карбонатного материала в других районах (возможно на островах) происходило излияние лав с периодическим выбросом большого количества пирокластов (туфов и пепла). Этот материал переносился частично морскими течениями, частично в атмосфере и выпадал с той или иной интенсивностью, загрязняя карбонатные осадки. В зависимости от интенсивности привноса и выпадения, от расстояния, а следовательно от крупности туфовых частиц, образовывались породы смешанного туфового и карбонатного состава.

В участках широкого развития эффузивных пород можно допустить, что карбонатные накопления значительной мощности являются образованиями рифов, окаймлявших вулканические острова.

Вопрос относительно происхождения доломитовой части в карбонатных осадках не может быть решен достоверно. Возможно, что доломит является первичным минералом и осаждение его происходило вместе с CaCO_3 химически, непосредственно из морской воды.

Вопрос о процессе осаждения доломита подробно разработан в работах Н. М. Страхова (1946, 1948, 1949, 1951). Доломит, как минерал более растворимый сравнительно с CaCO_3 , требует для своего осаждения повышенного щелочного резерва.

Как указывает Н. М. Страхов, «океаническая вода в докембриии могла содержать массы $\text{CO}_3 + \text{HCO}_3$, доводящие доломитовое вещество до насыщения и даже пересыщения».

Широко распространенная доломитизация среди карбонатных осадков известняково-эффузивной формации северо-востока Казахстана дает дополнительный аргумент для суждения о древнем их возрасте.

По данным Н. М. Страхова (1948, 1949, 1951), Н. С. Шатского (1952) и других авторов, доломитовые образования

являются весьма характерными для древних отложений, особенно для допалеозоя. Они широко известны среди карбонатных осадков как геосинклинального, так и платформенного типов докембрия Сибири, в рифейской группе Урала, в древних толщах Китая, Африки и среди отложений альгонка Северной Америки.

Верхняя свита еремантауской формации отделяется от нижней незначительным угловым несогласием и перерывом. Появление в верхней свите в заметном количестве терригенных осадков, в том числе грубообломочных, перемежающихся с известняками, доломитами, яшмами и кварцитами, свидетельствует об изменении тектонического режима и проявлении частых и непрерывных сравнительно мелких колебательных движений, способствовавших частой смене фаций. Условия накопления этой свиты заметно меняются. Излияние лав к этому времени почти затухает, поэтому эффузивные образования приобретают второстепенный характер. Вулканическая деятельность выражается, повидимому, в обильном выделении гидротерм и фумаролл, способствовавших образованию яшм.

В этот период происходит накопление почти исключительно осадочного комплекса, примерно равной мощности во всех участках.

В разрезе начинают преобладать карбонатные фации — доломитизированные и окремненные известняки, часто переходящие в кварциты. Они перемежаются с кремнистыми фациями, кварцитами и яшмами и прибрежно-морскими терригенными осадками — различными песчаниками, реже — алевролитами.

Весьма близкие условия осадконакопления в средней части верхнего протерозоя были во всех верхнепротерозойских геосинклинальных прогибах описываемой части Казахстана. Так, в Алкамергельском районе (оз. Алкамергель) по данным Н. А. Севрюгина (1948, 1949), в нижней части еремантауской толщи преобладают основные эффузивы, часто со значительным количеством среди них карбонатизированных туфов. Эффузивы нередко превращены в порфиритоиды; чередуются они с микрокварцитами. В верхней части разреза, соответствующей верхней свите описываемой формации, преобладают осадочные породы — микрокварциты, сланцы и песчаники. Эффузивы, главным образом кислые, встречаются лишь в незначительном количестве. Отсутствие карбонатных фаций и меньшие мощности отличают осадконакопление Алкамергельского района от изученной нами области. Правда, можно допустить, что значительная часть карбонатных осадков перешла в кварциты, а другая часть превратилась в карбонатизированные туфы, явившиеся результатом смешения карбонатных

осадков с туфовым материалом; распространенность их в Алкамергенском районе значительна.

Еще далее на юго-восток от Алкамергенского района, в горах Аркалык и Акчетау чингизской зоны, по Н. Г. Марковой, наблюдается почти полное сходство отложений средней части верхнего протерозоя с еремантауской формацией и, следовательно, близкие палеогеографические и тектонические условия. Здесь нижняя часть толщи представлена так же, как в нижней свите еремантауской формации, порфиритами, их туфами, порфиритоидами, метаморфическими сланцами, известняками и кварцитами, а в верхней — преобладают кварциты и яшмокварциты. Близкие условия были в соседней северо-западной Кокшетау-Ишимской области, особенно по р. Ишиму (по А. А. Богданову). В Кокшетауском районе разрез средней части верхнего протерозоя представлен (по Е. Д. Шлыгину и М. А. Абдулкабировой) без эффузивов. Таким образом, палеогеографические условия сравниваемых областей были весьма близкими.

Исключительное сходство в условиях осадконакопления, а также в проявлении эффузивной деятельности наблюдается в ближайшем к югу районе — Тектурмасском антиклинории. Здесь толща, синхронная еремантауской, изучалась А. А. Богдановым, относившим ее ранее к нижнему силуру, а последнее время — к нижнему кембрию. Отложения эти протягиваются от Тектурмасских до Карагайлинских гор с перерывами, вызванными молодыми кислыми интрузиями. Толща расчленена на две свиты: нижнюю — карамурунскую и верхнюю — тектурмасскую. Карамурунская так же, как нижняя свита еремантауской формации, представлена основными, базальтового типа и кислыми эффузивами, перемежающимися с карбонатизированными туфами, кварцитами и яшмами.

Тектурмасская свита представлена главным образом разными кварцитами, яшмами и карбонатными образованиями. Встречаются водорослевые известняки. Последнее обстоятельство еще больше сближает эти осадки с осадками верхней свиты еремантауской толщи.

Таким образом, здесь так же, как на северо-востоке Центрального Казахстана, проявилась с самого начала формирования толщи интенсивная вулканическая деятельность, давшая эффузивы от базальтового до кислого состава, с одновременным накоплением карбонатных и кремнистых осадков.

Во вторую же половину формирования толщи вулканическая деятельность затухает и эффузивы заменяются кварцитами, яшмами и карбонатными осадками с остатками водорослей. Такие же условия осадконакопления наблюдаются еще

южнее, в горах Ортау-Алгабас (по Н. А. Штрейсу и Н. Г. Марковой) и в Сарысу-Моинтинском районе (по П. Н. Кропоткину).

Из более отдаленных областей Центрального Казахстана близкие палеогеографические условия в средней части верхнего протерозоя наблюдаются в Восточной Бет-Пак-Дала, в районе гор Булаттау — Эргенеты (по данным Н. Г. Марковой, А. В. Пейве и др.). Отличительной особенностью является почти полное отсутствие здесь карбонатных фаций. Может быть некоторая часть нижележащей толщи, содержащая мраморы, относится к описываемой. В таком случае сходство с северо-востоком Центрального Казахстана окажется еще более близким.

Наряду с этим, необходимо отметить, что некоторые области Центрального Казахстана, наиболее удаленные от изученной нами, имели в этот период и свои особые палеогеографические условия. К таким областям следует отнести Улутау (по Н. А. Штрейсу) и юг Чуйской впадины (по Б. И. Борсуку), где осадконакопление происходило в более пестрой и дифференцированной обстановке. В этих районах, наряду с морскими и прибрежно-морскими, создавались (по Б. И. Борсуку) условия мелкого моря с застойными, плохо сообщающимися лагунами, которые способствовали накоплению кремнисто-железистых осадков. Благодаря этому обстоятельству в указанных областях формировались железистые кварциты.

Такие же условия осадконакопления существовали, повидимому, за пределами Центрального Казахстана, в Мугоджарах (по Г. И. Водорезову).

В Западной Сибири в средней части верхнего протерозоя наблюдаются весьма близкие тектонические и палеогеографические условия с северо-востоком Центрального Казахстана. Если более древние формации верхнего протерозоя — енисейская (карбонатная) в Сибири и кварцитовая в Центральном Казахстане, имели значительные отличительные черты в характере осадконакопления, то мунжинская формация Западной Сибири и нижняя эффузивно-осадочная свита еремантауской толщи северо-востока Центрального Казахстана имеют поразительное сходство как по стратиграфическому положению и структурно-тектоническим особенностям, так и по типу метаморфизма и особенно по условиям осадкообразования.

Мунжинская толща характеризуется исключительной выдержанностью состава и облика на значительных пространствах, имеет широкое распространение и легко сопоставляется во всех районах развития — в Горной Шории, Кузнецком Алатау, Западном Саяне, Алтае и Центральном Казахстане; поэтому она может служить, как указывают сибирские геологи,

опорной корреляционной толщей при расчленении и сопоставлении протерозойских формаций.

В этой толще обеих областей основными членами являются морские карбонатные фации, в разной степени мраморизованные, доломитизированные и окварцованные, и эффузивы основного состава, подвергшиеся зеленокаменному перерождению и метаморфизму до образования порфиритоидов. Характерной особенностью как порфиритов, так особенно их туфов, является хлоритизация и карбонатизация. Часто трудно бывает отделить карбонатизированные эффузивы от известняков, содержащих большое количество тонкого пеплового материала. Это обстоятельство указывает на одновременное осаждение карбонатных фаций и излияний лав, главным образом в подводных условиях. Карбонатные осадки в обеих областях подверглись метасоматическому замещению кремнеземом с образованием микрокварцитов и явных переходных разновидностей от карбонатных пород к микрокварцитам. Все это говорит о несомненном проявлении вторичного окремнения, повидимому, в период раннего диагенеза карбонатных пород, которое может быть здесь связано с интенсивными подводными излияниями.

Однако, наряду со вторичными микрокварцитами, в составе толщи, очевидно, участвуют и осадочные кварциты и яшмы. Необходимо отметить, что кремнистые фации среди мунжинской толщи развиты слабее, чем в еремантауской.

Близкие палеогеографические и тектонические особенности обеих областей этой эпохи создали столь сходные между собой по составу, мощности и типу осадков толщи. В обеих областях они представлены осадками геосинклинального типа, образовавшимися в условиях теплого климата.

К концу среднего протерозоя проявляется мощная фаза тектогенеза, смявшая обе нижние толщи в крутые изоклинальные складки с глубоким опусканием их и завершившаяся внедрением основных и ультраосновных интрузий, с которыми связан ряд металлических полезных ископаемых.

Верхний протерозой на северо-востоке Центрального Казахстана венчается телескольской (туфо-осадочной) формацией. Общее поднятие геосинклинальной системы в период проявления еремантауской фазы тектогенеза способствовало ослаблению эффузивной деятельности и существенно изменению режима осадконакопления. Это обстоятельство сказалось на фациальном составе телескольской формации, состоящей в основном из терригенных осадков, с незначительным участием эффузивных и хемогенных образований; карбонатные фации отсутствуют вовсе. Частая перемежаемость составляющих толщу пород указывает на существование постоянно

действовавших мелких колебательных движений, с общей тенденцией к вздыманию геосинклинальной области.

Вулканическая деятельность выразилась в виде образования силлов и излияния лав небольшой мощности. Лавы имеют преимущественно базальтовый состав и часто сопровождаются пирокластами, образующими небольшие горизонты среди терригенных осадков.

Значительно усилившийся размыв области сноса привел к накоплению большого количества терригенного материала в морских бассейнах. Указанное обстоятельство не способствовало образованию самостоятельных карбонатных фаций; карбонатный материал встречается лишь в небольшом количестве в цементе терригенных осадков. Этим же можно объяснить сравнительно ничтожное количество кремнистых образований (кварцитов и микрокварцитов); небольшое количество их, повидимому, хемогенного происхождения, может быть связано с проявлением подводных fumarol и гидротерм.

Благодаря длительному перерыву в осадконакоплении между верхним протерозоем и нижним кембрием, на верхнепротерозойских антиклинорных структурах, подвергшихся к этому времени поднятию вместе с телескольской формацией, последняя претерпела глубокую денудацию; сохранились лишь сравнительно небольшие обособленные участки ее. Это обстоятельство значительно затрудняет восстановление с достоверностью фациального режима толщи и палеогеографических условий. Сохранилась и доступна нашему исследованию лишь часть наиболее мощных осадков геосинклинальных впадин, мелководные же осадки срединных валов, повидимому, полностью денудированы.

Из ближайших областей отложения, синхронные телескольской формации и близкие по фациальным особенностям, отмечаются в Кокшетауском районе; они именуются Е. Д. Шлыгиным граувакковой или сланцевой толщиной (протерозой-кембрий). Близкие фации отмечаются Б. И. Борсуком в Бет-Пак-Дала; Н. А. Штрейсом и Н. Г. Марковой в горах Ортау-Алгас и т. д.

Таким образом, на основании изученного материала и приведенных сопоставлений, можно следующим образом кратко резюмировать основные вехи истории осадконакопления верхнего протерозоя во всех областях Центрального Казахстана.

Начало верхнего протерозоя характеризуется отложениями кремнистых фаций (кварцитов, микрокварцитов) значительной мощности в уже намечившихся линейных прогибах огромной протяженности при сравнительно спокойной тектонической обстановке, или более или менее сглаженном рельефе и теплом

климате в прибрежно-морских и морских условиях неглубоких зон. Периодически они сменялись несколько более глубоководными — глинистыми фациями, по которым впоследствии образовались различные метаморфические сланцы и филлиты. Эффузивная деятельность проявилась в это время весьма слабо.

К середине верхнего протерозоя ишкеольмесская фаза способствовала более глубокому заложению прогибов, тектоническая обстановка изменилась в сторону активизации проявлений колебательных движений. Эти обстоятельства вызвали увеличение качественного разнообразия фаций и их частую сменяемость. Для этого периода характерны проявления эффузивной деятельности и развитие карбонатных осадков.

По окраинам Центрального Казахстана, в Улугтау-Карсакапской зоне и на юге Чуйской впадины осадконакопление несколько отличается присутствием среди других комплексов джеспилитов и железистых кварцитов.

Осадки самой молодой толщи верхнего протерозоя не везде сохранились, но там, где имеются, они указывают на однородный характер их образования, на резкое преобладание терригенных осадков, накапливавшихся при преобладании общих восходящих движений в геосинклинальной системе.

К самому концу верхнего протерозоя тектонические движения оживляются и завершаются интенсивно проявленной фазой тектогенеза, сопровождавшейся внедрением кислых и основных (габброидных) интрузий и заполнением верхнепротерозойских геосинклинальных прогибов складчатыми сооружениями и переходом их в геоантиклинорные поднятия.

КЕМБРИЙ

В начале нижнего кембрия происходили дифференцированные подвижки в геосинклинальной системе: антиклинорные поднятия, образовавшиеся на месте верхнепротерозойской узкой геосинклинальной впадины, претерпели дальнейшее восходящее движение с образованием горных хребтов, в то время как бывшие геоантиклинальные зоны между ними подверглись погружению с переходом их в геосинклинальные прогибы.

Интенсивные нисходящие движения этой части геосинклинальной системы вызвали трансгрессию моря, проявление усиленного подводного излияния лав вдоль глубинных разломов и одновременно накопление в морском бассейне терригенного материала; областью питания для последнего служили антиклинорные поднятия, обрамляющие вновь образовавшиеся геосинклинальные прогибы. При этом параллельно глубинным

разломам образовались новые, которые пространственно перемещались в сторону геосинклиналей, вследствие чего отдельные краевые части протерозойской складчатой системы вовлекались в сферу нисходящих движений нижнекембрийского геосинклинального прогиба.

Непрерывно-прерывистый характер подвижек и связанные с ними периодические излияния лав привели к перемежаемости эффузивных образований с морскими терригенными осадкам. В периоды затишья эффузивной деятельности в морском бассейне накапливались терригенные осадки. Процесс интенсивной вулканической деятельности и значительного приноса терригенного материала способствовал образованию формации большой мощности и глубокому погружению ее в геосинклинальных прогибах.

Верхнепротерозойские складчатые геосинклинали — Еремантау-Ниязская, Майкаин-Экибастузская, Алкамергель-Чингизская и Ишкеольмеская являлись полосами суши или островными архипелагами. Между ними, а также к западу и юго-востоку от этой общей системы антиклинорных поднятий, по периферии и параллельно им были расположены четыре прогиба нижнего кембрия (Центрально-Бошекульский, Западно-Селетинский, Восточно-Майкаинский и Северо-Восточный — Прииртышский). Осадки нижнего кембрия во всех четырех прогибах поразительно сходны по парагенезису пород, литологическому составу отдельных составляющих, фаціальным особенностям, мощностям формации и характеру вулканизма, что свидетельствует о сохранении в них единого геосинклинального режима, господствовавшего на всей территории северо-востока Центрального Казахстана.

Геосинклинали нижнего кембрия отличались, повидимому, большой сложностью состояния подвижности дна бассейна. Погружение последних происходило неравномерно. На некоторых участках нисходящие движения шли энергично, с быстрым накоплением отложений значительной мощности, в то время как на смежных участках они несколько отставали.

Таким образом, можно предполагать, что указанные выше четыре нижнекембрийских прогиба в свою очередь расчленились на прогибы и промежуточные валы или геосинклинали второго порядка.

Это положение подкрепляется характером разрезов из различных участков центрального прогиба.

Магматическая деятельность в нижнем кембрии проявилась в начальной стадии геосинклинальной жизни — в период опускания и выразилась в излиянии основных диабазово-спилитовых лав, составляющих вулканическую свиту нижнего кембрия. Процесс излияния проходил с перерывами — пульса-

ционно. Извержение лав временами затихало и в морском бассейне происходило накопление терригенных осадков, которое в свою очередь опять сменялось излияниями лав. Судя по мощности отдельных горизонтов, эти смены происходили далеко не в равные отрезки времени.

Закономерно протекавший процесс дифференциации магмы сказался на постоянной смене состава лав от базальтовых к лавам андезитового состава; эти последние во вторую половину нижнего кембрия сменились излиянием кислых лав дацитового и риолитового состава.

К концу формирования бошекульской толщи проявилась бошекульская фаза тектогенеза, сопровождавшаяся внедрением габброидных, гранитоидных и сиенитовых интрузий и формированием металлогенических формаций, свойственных вулканизму этой эпохи.

В начале среднего кембрия над процессами дифференцированных подвижек, т. е. над восходящими движениями древних структур, преобладал процесс быстрого общего опускания страны, приведшего к ингрессии моря.

Это обстоятельство способствовало образованию сравнительно спокойного рельефа и незначительному относительному превышению области сноса над уровнем морских бассейнов, что сказалось на характере осадков. Областью сноса служили главным образом древние антиклинорные поднятия, а также островные геоантиклинальные сооружения второго порядка внутри геосинклинальной системы. Привнос терригенного материала был сравнительно небольшой и поэтому осадконакопление шло замедленно.

Приведенная характеристика касается главным образом Бошекульского прогиба и отчасти Майкаинского.

В Прииртышском прогибе осадки яшмовой формации не выделяются, а в Селетинском прогибе выходы отложений этой формации настолько незначительны, что по ним трудно восстановить достоверно географическую границу морского бассейна, где шло накопление этих осадков. Однако по положению складчатых образований здесь допалеозоя и нижнего кембрия можно полагать, что формация имела почти меридиональное направление, с уклоном несколько на северо-восток. Об этом же свидетельствуют структуры верхнего кембрия и особенно ордовика, унаследовавшие то же направление складчатых структур. От р. Акжар (Майдан) среднекембрийский морской бассейн распространялся на юго-запад, а на северо-восток проходил восточнее г. Ишкеольмес, вдоль нынешнего течения р. Селеты. Яшмовая формация в этом районе частью уничтожена эрозией и последующими трансгрессиями, частью перекрыта

более молодыми осадками лландейло, карадока и другими, поэтому сейчас наблюдаются только отдельные небольшие обрывки складчатых структур, которые, тем не менее, дают некоторый материал для заключения о структурно-тектоническом положении формации. Осадконакопление ее протекало в сравнительно спокойной тектонической обстановке. Отсутствие резких смен фаций и наблюдающиеся постепенные переходы крупнозернистых и среднезернистых осадков в мелко- и тонкозернистые свидетельствуют об отсутствии интенсивных и резких колебательных движений.

Исходя из того, что в средней части формации значительно увеличивается роль яшм и алевролитов, можно полагать, что к этому времени приурочено более интенсивное общее погружение, некоторое удаление береговой линии и опускание дна морского бассейна. С другой стороны, появление линз известняков с фауной и местами значительного количества карбонатного материала в цементе говорит о том, что часть тонкозернистых пород с линзами известняков образовалась в тихих прибрежных бухтах и заливах с незначительным привносом грубых терригенных осадков.

В верхней трети формации преобладание среднезернистых осадков над тонкозернистыми и почти полное исчезновение пелитоморфных объясняется некоторым оживлением тектонических явлений, которое выразилось в более интенсивном общем поднятии областей сноса и седиментации.

Вулканическая деятельность в период накопления осадков яшмовой формации была значительно слабее по сравнению с мощными подводными излияниями лав в нижнем кембрии. Она проявилась главным образом в нижней половине разреза в виде спорадически возникавших на островах и в подводных условиях излияний небольших масс лав андезитового состава и в скоплении туфового материала. В верхней трети разреза эффузивный материал почти полностью отсутствует. Помимо небольшого количества излияния лав, вулканическая деятельность в начале среднего кембрия выразилась, очевидно, в обильном поступлении в морской бассейн термальных вод и фумаролл, что способствовало выпадению кремнезема, железа и марганца и образованию различно окрашенных яшм. Последние особенно хорошо выражены в средней части разреза яшмовой формации во всех районах ее распространения.

Интрузий, связанных с куяндинской фазой тектогенеза, проявившейся к концу формирования яшмовой толщи, пока не установлено.

Отложения сасыксорской формации, относящиеся ко второй половине среднего кембрия, представлены исключительно осадочным комплексом пород, главным образом терригенного

происхождения. Возможно, что в начале накопления осадков в морском бассейне действовали еще фумароллы и гидротермы, способствовавшие выпадению кремнезема в виде геля и образованию яшмовидных кремнистых пород. Судя по составу обломочного материала пород сасыксорской формации, где галька конгломератов и кластический материал терригенных осадков состоит в основном из пород бошекульской спилито-кератофировой формации нижнего кембрия и в меньшей степени — верхнепротерозойских, можно полагать, что областями сноса служили верхнепротерозойские антиклинорные поднятия и срединные геоантиклинальные сооружения второго порядка, сложенные нижнекембрийскими образованиями. Кроме того, в Селетинскую — Западную впадину материал поступал также с севера, с древней Иртышской плиты.

Угловатый и плохо окатанный характер кластического материала указывает на сравнительно незначительную транспортировку его и, следовательно, на близость области сноса.

Характер осадконакопления и тектоно-структурные особенности сасыксорской формации говорят о своеобразном геосинклинальном режиме, сложившемся после куяндинской фазы тектогенеза и сохранившимся до конца накопления осадков формации. Этот своеобразный характер морских бассейнов и непрерывно-прерывистый процесс тектонических колебательных движений создали условия для образования флиша или флишеподобной формации.

Восстановить примерные контуры бассейна можно лишь в Центральном-Бошекульском прогибе; несмотря на то, что выходы формации разобщены между собой последующими глыбовыми перемещениями вдоль широтных дизъюнктивных нарушений, можно все же, благодаря их широкому развитию, с некоторой долей вероятности реставрировать основные черты бассейна.

Так, в центральной части прогиба, в юго-западном направлении (параллельно Экибастуз-Майкаинскому и северной части Еременту-Ниязского антиклинорных поднятий, примерно на равном расстоянии от них) протягивается полоса типичного тонкого флиша. Она расположена вдоль русла р. Шидерты шириной около 30 км, захватывая районы р. Шидерты, оз. Бошекуль, западную часть Майсорского района и Караайгырский, с общей протяженностью около 100 км; далее к югу эта полоса уходит под более молодые осадки. Сасыксорская формация дислоцирована на этой полосе значительно интенсивнее, чем в окраинных частях флишевого прогиба; надо полагать, что примерно к ней приурочена центральная осевая часть флишевого бассейна, наиболее удаленная от кордильер. От нее на запад (в район оз. Сасыксор) и на восток (восточная часть

Майсорского района) осадки постепенно теряют характер тонкого флиша, в разрезе появляются грубообломочные осадки, а ближе к области сноса они начинают преобладать в общем комплексе.

В описываемой части изученной территории морской бассейн представлял собой сравнительно узкую полосу, шириной от 60 до 90 км и протяжением несколько сот километров, расширяющуюся в северо-восточном направлении, по условиям осадконакопления имевший много общих черт с флишевыми бассейнами, описанными Н. Б. Вассоевичем (1948, 1951), Б. И. Келлером (1949) и др.

Все историко-геологические и геолого-тектонические условия образования, характер осадков, их дислоцированность и мощности говорят с несомненностью о геосинклинальном типе осадков сасыксорской формации. Основным свойством последних является их особого рода ритмичность, характерная для флиша. В морском бассейне осуществлялась полностью механическая дифференциация исходного материала.

В флишевом наборе сасыксорской формации присутствуют представители класса зернистых и пелитовых пород. Уменьшение размера частиц в слоях происходило снизу вверх. Породы формации образовались при значительной дифференциации исходного вещества и в них соблюдается строгий фациальный отбор продуктов осадочной сортировки.

Из продуктов физико-химической осадочной сортировки, свойственных нормальному морскому режиму, здесь присутствует в значительном количестве SiO_2 и в заметно меньшем — CaCO_3 ; последний отмечается преимущественно в цементе песчаников и очень редко образует чисто карбонатные породы.

Характер тонкого переслаивания песчаников, алевролитов и глинистых мергелей флишевого набора особенно хорошо выражен в низовьях р. Шидерты. Флишевая гамма здесь обычно выражена полными ритмами.

В районе озера Бошекуль, в отличие от Шидертинского, между горизонтами частой и мелкой перемежаемости флишевого набора встречаются горизонты в 15—20 м полосчатых яшмовидных алевролитов, редкие пласты конгломератов, а также пачка с переслаиванием известковистых песчаников и известняков с мощностью отдельных слоев от 40 см до 300 м. Эти последние породы переполнены обломками раковин брахиопод и особенно трилобитов.

Известковый тип осадков, совпадающий с осаждением конечных продуктов механической сортировки, с массовым выделением и выпадением CaCO_3 почти полностью отсутствует

и встречается только в некоторых горизонтах среди флишевых наборов и то только в виде сильно глинистых мергелей. Появление среди флиша Боцекульского района пачки известковистых песчаников и известняков приурочено к определенному историко-геологическому периоду накопления осадков, когда часть прибрежной полосы мелкого моря оказывалась в условиях залива, защищенного от воздействия сильных донных течений и волновых колебаний открытого моря. В этот сравнительно краткосрочный период и выделился особый комплекс отложений в виде пачки известковистых песчаников и известняков с богатой фауной трилобитов и брахиопод. Тонкая ритмичность здесь отсутствует. Чередование песчаников и известняков не носит флишевого характера, так как осадконакопление шло по иным законам по сравнению с нормальным флишем. В нормальном флише горизонты с мергелистыми слоями являются редкими. Более характерным для флиша сасыксорской формации являются темные кремнистые алевролиты и кремнистые аргиллиты.

Морской флишевый бассейн отличался, повидимому, относительным постоянством солевого состава благодаря непрерывной связи с бассейнами открытых морей. Нормальная морская среда не благоприятствовала выпадению доломитов, гипсов и т. д., характерных для закрытых бассейнов и лагун с ненормальной соленостью.

Периодические тектонические колебательные движения, при сравнительно мелком море, вызывали изменения глубин моря и одновременно изменения расстояния каждого пункта в области седиментации от береговой линии. Указанные выше факты, приуроченные к определенным геотектоническим элементам земной коры (узкая геосинклинальная впадина между кордильерами в виде пролива), способствовали созданию флишевых отложений с особым рода ритмичностью.

Были ли в период отложения сасыксорской формации аналогичные условия за пределами описанной территории к западу от Ерементау-Ниязского и к востоку от Майкаин-Экибастузского антиклинорных поднятий судить трудно, так как выходы отложений этой эпохи известны нам в западной части только в Селетинском районе на очень незначительной площади, а в восточной — в районе озера Алкамергенъ встречены только самые верхние горизонты формации, в которых флишевый характер уже совершенно отсутствует. Они представлены мелкозернистыми и пелитоморфными породами, большей частью массивного строения, без следов ритмичного чередования. Осадконакопление шло здесь к концу среднего кембрия, повидимому, в условиях сглаженного рельефа прибрежной полосы моря, или бухтообразного залива, защищенных от

сильных донных течений и волновых колебательных движений открытого моря. Встречающиеся среди аргиллитов линзы ракушняка являются, очевидно, продуктом прибрежной сортировки слабой волной мелкого моря в полузамкнутых бассейнах, изолированных от привноса грубого терригенного кластического материала.

Отложения сасыксорской формации хр. Чингиз, судя по литературным данным, тоже близки к флишевым образованиям.

Сасыксорская фаза тектогенеза, проявленная к концу формирования сасыксорской толщи, не дала богатого комплекса интрузивных пород, которым характеризуется бощекульский. Интрузии, связанные с этой фазой тектогенеза, имеют гранитоидный и сиенитовый состав и сопровождаются большим количеством пород жильной фации.

Конец среднего кембрия явился завершающей стадией развития кембрийской (салаирской) геосинклинальной системы. После завершения складчатых процессов в геосинклинальных впадинах, приведших последние к заполнению их складчатыми образованиями сасыксорской толщи и консолидации области, континент претерпевает общее поднятие без образования высоких горных систем. Поскольку нигде на изученной территории в пределах верхнего кембрия не обнаружено образований молассового характера, можно предполагать, что орогенез, связанный с сасыксорской фазой, протекал довольно спокойно и осадки этого типа имели малые мощности и ограниченное распространение. Правда, эти древние молассовые образования может быть не дошли до нашего времени, так как могли быть уничтожены последующей денудацией. Во всяком случае можно констатировать, что после регрессии моря в течение всей нижней трети верхнего кембрия страна оставалась сухой. Она за этот сравнительно короткий геологический срок подверглась глубокой денудации со вскрытием глубинных интрузий. Среди равнинного рельефа выступали отдельные сглаженные сопки и только древние антиклинорные поднятия — Ерементау-Ниязский, Майкаин-Экибастузский и другие возвышались в виде гряд.

В начале второй трети верхнего кембрия страна претерпевает общее опускание; на денудированную складчатую поверхность трансгрессирует со стороны Сибири мелководное эпиконтинентальное море. Время трансгрессии фиксируется присутствием близ базальных слоев торткудукской формации куяндинского фаунистического горизонта, возраст которой устанавливается как начало второй трети верхнего кембрия. С этого времени начинается осадконакопление торткудукской формации в условиях мелководного эпиконтинентального бассейна,

сопровождавшееся непрерывно-прерывистыми колебательными движениями.

Море наступало на значительно выровненную поверхность ингрессивно, без большого абразионного среза. Несмотря на сглаженность рельефа, бассейн не заливал всей территории сплошным водным покровом. Среди мелководного моря выступали острова, а древние антиклинорные поднятия составляли в значительной своей части массивы суши, служившие областью сноса. Только южная оконечность Майкаин-Экибастузского антиклинория была разбита предыдущими процессами тектогенеза на отдельные блоки, которые вовлекались в вертикальные подвижки различных по знаку направлений.

Благодаря сглаженности рельефа, контуры береговой линии моря имели сложные очертания и быстро мигрировали даже при мелких колебательных движениях, что сказывалось на смене фаций. Палеогеографические условия способствовали накоплению карбонатных осадков. Частые же колебательные движения приводили к быстрой смене карбонатных фаций терригенными осадками, имевшими в подавляющем большинстве случаев карбонатный цемент. Сглаженный рельеф и малая амплитуда колебательных движений способствовали замедленному накоплению осадков и незначительной их мощности. Однако время от времени проявлялись отдельные вертикальные подвижки со значительно большей амплитудой, чем постоянно действующие; они приводили к колебаниям береговой линии морского бассейна, к перерыву в осадконакоплении и размыву некоторой части ранее отложенных горизонтов. Это же обстоятельство сказалось на заметной смене фауны в сравнительно короткие периоды времени, что подтверждается существованием различных фаунистических горизонтов.

Приведенная характеристика осадконакопления особенно типична для осадков торткудукской формации области Центрально-Бошекульского прогиба, где они несут все тектоно-структурные черты, так называемых, наложенных брахисинклинальных структур.

В области Западно-Селетинского и Прииртышского прогибов осадки формации приурочены к унаследованным линейно вытянутым впадинам. Осадконакопление происходило здесь, повидимому, в несколько более глубоководных условиях при более или менее резко выраженных береговых линиях. Благодаря этим обстоятельствам мелкие колебательные движения сказывались не так резко в смене фаций. Для накопления карбонатных осадков в Западно-Селетинском прогибе были более благоприятные условия, поэтому здесь создавались большие мощности известняков, которые резко преобладают над

терригенными осадками; об этом говорит также присутствие всех фаунистических горизонтов, в том числе селетинского, не встреченного в области Центрального прогиба.

Осадконакопление торткудукской формации происходило непрерывно (если не считать небольших внутрiformационных перерывов) с начала второй трети верхнего кембрия и до конца тремадокского яруса. Ход накопления морских осадков, однако, сильно нарушается с самого начала проявлением вулканической деятельности.

Процесс общего быстрого опускания страны в конце первой трети верхнего кембрия вызвал нарушения вновь сформировавшегося слабо консолидированного континента. В период опускания отмечалось возрождение старых глубоких дизъюнктивных нарушений и образование дополнительных, послуживших путями для излияния лав и выброса пирокластов. Вулканическая деятельность протекала неравномерно во времени и пространстве.

В области Западно-Селетинского прогиба в самом начале образования торткудукской формации, в базальных слоях вместе с терригенным обломочным материалом появляется значительное количество туфов с карбонатным цементом. Затем наблюдается накопление бурых миндалекаменных лав с прослоями туфов. Как лавы, так и туфы сильно карбонатизированы, миндалины выполнены тоже карбонатами. Повидимому, накопление вулканогенного материала происходило в морском бассейне с одновременным выпадением карбонатного осадка. Эффузивная деятельность вскоре временно затухла. (мощность вулканогенных образований всего несколько десятков метров) и в морском бассейне началось отложение почти сплошных карбонатных осадков, иногда с примесью того или иного количества песчаного материала. И только в самом конце верхнего кембрия эффузивная деятельность вновь начинает нарастать и в тремадокском ярусе достигает своего максимума.

В области Центрально-Бошекульского прогиба вулканизм протекает тоже с начала образования формации, но здесь в условиях мелководного бассейна он проявляется спорадически в виде накопления туфов в разных количественных взаимоотношениях с терригенным или карбонатным материалом; последний всегда присутствует в цементе. Местами же среди морских осадков появляются карбонатизированные лавы. Накопление эффузивов здесь протекало неравномерно: так, например, в нижних горизонтах Сатпак-Аксаккюяндинской брахисинклинали они представлены лишь незначительным количеством туфового материала. Но есть участки, где накопление вулканогенного материала протекало все время

с небольшими перерывами (район Торткудука) или непрерывно (район оз. Карасор). В Торткудукском районе эффузивы содержат большое количество карбонатного материала и даже обломки раковин. Наконец, на северо-востоке Центрального участка, на западном крыле Майкаин-Экибастузского антиклинория происходили излияния лав в наземных условиях.

Морской бассейн верхнего кембрия имел, очевидно, плохую и только спорадически возникавшую связь с сибирскими морскими бассейнами, что сказалось на резкой эндемичности фауны.

В течение образования всей торткудукской формации, при непрерывно-прерывистом процессе колебательных движений, проявилась тенденция к общему опусканию страны, однако в начале тремадокского века отмечается более интенсивный импульс к погружению. Моря получили лучшую связь, что сказалось на характере фауны, в составе которой появились представители атлантической и тихоокеанской зоогеографических провинций. Быстрое погружение сказалось также на значительно более интенсивном проявлении эффузивной деятельности в тремадокском веке.

Из приведенной выше характеристики осадконакопления устанавливается следующее.

Единый характер тектонических условий от верхнего кембрия до конца тремадока; неразрывная связь осадков верхнего кембрия и тремадока и принадлежность их к единой формации.

Осадки этой формации относятся к переходным от геосинклинальных к платформенным. Слабая консолидация и мобильность отдельных блоков складчатой области создали условия, отличные от платформенных; в то же время отложения торткудукской формации значительно отличаются от типичных геосинклинальных.

Наряду с эффузивной вулканической деятельностью, к концу накопления торткудукской формации формировался и интрузивный магматизм, связанный с торткудукской фазой тектогенеза. Больших интрузивных массивов, приуроченных к этой фазе, на изученной территории не встречено. Они представлены двумя комплексами пород в форме малых тел и даек. Первый комплекс составляют диорит-порфириды, кварцевые диориты, гранодиориты, диабазы; второй комплекс — кварцевые сиениты и плагиосиениты. С торткудукским магматизмом генетически связан металлогенический комплекс поздней стадии развития салаирской геосинклинальной системы.

В Центральном Казахстане, за пределами изученной территории, фаунистически установленные осадки кембрия, кроме среднего кембрия Чингиза, нигде не известны. Выделяемые в

ряде областей (Бет-Пак-Дала, Улутау и др.) условно кембрийские образования во многих случаях вызывают сомнения. Поэтому провести сравнительную характеристику осадконакопления и палеогеографических условий всех областей Центрального Казахстана с северо-восточной изученной ее частью затруднительно. Тем не менее, анализ фактического материала по литературным данным и по личным наблюдениям автора позволяет нам условно выделить эти древнепалеозойские отложения по стратиграфическому положению, по характеру и составу осадков и тектоно-структурным взаимоотношениям с протерозойскими сооружениями. При этом анализе отложения нижнего кембрия, близкие к бошекульской спилито-кераитофировой толще, могут быть выделены в ряде областей. Ближайшими из них являются: непосредственное продолжение бошекульской зоны к юго-востоку (в сторону оз. Алкамерген) и еще далее — северная часть Чингизской зоны; к северо-западу — Кокшетауский район, а к югу — южная окраина Карагандинского бассейна (горы Байдаулет). Более отдаленная область, расположенная еще южнее, — Северное Прибалхашье. Здесь в целом ряде участков, как, например, у Коунрадского рудника, к северу от последнего, в горах Томарсалды, а также в ур. Джиреккудук и в других местах этой территории выходят разобщенные более молодыми осадками массивы эффузивно-осадочных образований, близкие по ряду характерных особенностей к бошекульской толще нижнего кембрия.

Такого же характера отложения встречены Н. А. Штрейсом (по устному сообщению) в Улутау. Здесь они представлены, как и во всех остальных областях, геосинклинальными образованиями, но эффузивно-осадочный комплекс, аналогичный спилитовой свите бошекульской толщи, по простиранию фациально замещается здесь чисто осадочным. Этим самым условия осадконакопления нижнего кембрия Улутау принимают промежуточный характер между приведенными выше областями Центрального Казахстана (бошекульским типом) и Каратау (чисто осадочным типом).

Во всех указанных областях Центрального Казахстана толща нижнего кембрия строго наследует общий структурный план верхнепротерозойских складчатых сооружений, сопрягается с ними, сохраняя всюду геосинклинальный характер осадков с изливанием основных лав. Повидимому, условия накопления вдоль всех верхнепротерозойских антиклинорных поднятий Центрального Казахстана были близки таковым для Бошекульской области. Исключение представляет Бет-Пак-Дала, где возможно в эту эпоху была уже суша, отделявшая южные (каратауские) морские бассейны от центрально-казахстанских.

Фаунистически установленный нижний кембрий известен в Казахстане пока только в Малом Каратау, где накапливались огромной мощности осадки геосинклинального типа. Однако отложения нижнего кембрия как Малого, так и всех остальных частей Каратау являются осадочными и отличаются почти полным отсутствием эффузивных образований. Только в юго-восточной оконечности хребта Каратау, в горах Боролдайтау М. В. Тащининой (1951) описан эффузивный комплекс нижнего кембрия, весьма близкий по составу к бошекульской формации; он перекрывается несогласно фаунистически установленным средним кембрием.

Правда, здесь обнажается только незначительная часть нижней — спилитовой свиты и толща представлена главным образом верхней — кератофировой. Эффузивы по простиранию фациально замещаются, как и в Улутау, терригенными морскими осадками. В остальных частях Каратау отложения нижнего кембрия представлены сравнительно маломощным осадочным комплексом пород.

За пределами Казахстана из ближайших регионов нижний кембрий наиболее хорошо изучен в Западной Сибири, где возраст отложений подтверждается находками трилобитовой и археоциатовой фауны (Западный Саян, Тува, Горный Алтай, Горная Шория).

Наиболее близкие условия осадконакопления с Центральным Казахстаном устанавливаются в Западном Саяне. Здесь нижний кембрий представлен тремя свитами, две нижние из которых — чингинская и нижнемонокская имеют исключительное сходство с двумя свитами бошекульской формации как по составу, так и по мощности. Первая соответствует спилитовой, а вторая — кератофировой свите бошекульской толщи. Отличительной особенностью является здесь присутствие самой молодой — верхнемонокской свиты, состоящей из мощных конгломератов с линзами известняков.

Разрез нижнего кембрия Тувы имеет по своему литологическому и фациальному характеру исключительное сходство с отложениями этой эпохи Западного Саяна и Центрального Казахстана и представлен спилито-кератофировой формацией.

С горным Алтаем различие в осадконакоплении заключается в том, что здесь в низах нижнего кембрия шло накопление мощной, в основном карбонатной фации каянчинской формации, тогда как в Центральном Казахстане, Западном Саяне и Туве эти карбонатные осадки отсутствуют вовсе и разрез нижнего кембрия начинается с эффузивной спилито-кератофировой формации. Следует отметить, что разрезы древних формаций в Горном Алтае и Горной Шории пока изучены недостаточно хорошо, что затрудняет их корреляцию.

Из приведенного материала следует, что отложения нижнего кембрия в пределах Западной Сибири распространены широко и представлены мощными образованиями геосинклинального типа. Благодаря более интенсивной дислокации, образования этого отдела отличаются от соответствующих Центрального Казахстана значительно большей степенью метаморфизма. Но по характеру эффузивных образований формации обоих регионов имеют очень много общего.

За пределами изученной территории фаунистически установленный средний кембрий в Центральном Казахстане известен только в чингизской зоне (в Чингизском хребте). По разрезам, приводимым Л. И. Боровиковым, можно допустить существование среднекембрийских отложений и в Улутау. Указываемые Б. И. Борсуком в Бет-Пак-Дала отложения среднего и верхнего кембрия относятся, судя по характеру осадков и тектоно-структурным особенностям, скорее к самым верхним отложениям верхнего протерозоя.

За пределами Центрального Казахстана средний кембрий известен в Каратау, где в Малом Каратау он выражен почти исключительно карбонатными фациями мощной тамдинской толщи (известняки и доломиты), непрерывно переходящей от среднего и верхнего кембрия к нижним частям ордовика. В самых низах среднего кембрия встречаются среди доломитов фосфориты и железомарганцевые кремнистые сланцы.

Отсутствие среднекембрийских отложений в Центральном Казахстане к югу от исследованной территории приводит нас к выводу, что морской бассейн этой эпохи ограничивался с юга тектурмасским верхнепротерозойским антиклинорным поднятием, а с каратауским морским бассейном соединялся через Улутау-Ишимскую геосинклинальную систему. С самого начала среднего кембрия южная часть исследованной области (к северу от Тектурмасского антиклинория) соединялась с сибирскими морями. Здесь отмечаются самые нижние горизонты этого отдела. Отсюда среднекембрийское море распространялось на север и юго-восток (в чингизскую зону), где низы отложений представлены более высокими по возрасту фаунистическими горизонтами. Грубозернистые осадки в яшмовой формации в южных районах (гор Агырек) указывают на более близкое расположение здесь береговой линии.

Характер осадконакопления в среднем кембрии в Улутау резко отличается от остальной части Центрального Казахстана и стоит ближе к Каратау.

Ближайшей областью за пределами Казахстана, где средний кембрий хорошо документирован, является Западная Сибирь. Сопоставление разрезов, фауны и литологического состава среднего кембрия этой области и Северо-Восточного

Казахстана устанавливает тесную связь в истории геологической жизни обеих областей, начиная с верхнего протерозоя и до конца среднего кембрия.

Отложения верхнего кембрия в северо-восточной части Центрального Казахстана неразрывно связаны с осадками тремадокского века в одну торткудукскую формацию, поэтому осадконакопление и палеогеографические условия верхнего отдела кембрия следует рассматривать в непрерывной связи с нижним ярусом ордовика.

Наиболее близко расположенным районом, где в разрезе нижнего палеозоя присутствует формация, близкая к торткудукской, является хребет Чингиз. Здесь Н. Г. Марковой (1944) выделена, так называемая, нижняя порфиритовая свита, залегающая трансгрессивно, со складчатым несогласием на отложениях среднего кембрия, которые по фауне синхроничны саяксорской формации и близки с ней также литологически.

Таким образом, по стратиграфическому положению «нижняя порфиритовая свита» Чингиза вполне соответствует торткудукской формации изученной территории. По характеру слагающих ее эффузивных образований она также имеет весьма близкое сходство с нерасчлененной торткудукской формацией, расположенной на северо-западном крыле Майкаин-Экибастузского антиклинория и у оз. Алкамергенъ.

В Чингизском хребте эта свита (по Н. Г. Марковой) сложена так же, как и нерасчлененная торткудукская толща, почти исключительно одними эффузивными образованиями, представленными пироксеновыми, плагиоклазово-пироксеновыми и плагиоклазовыми порфиритами. Особенно характерными для обеих формаций являются туфы, туфо-конгломераты и перемежающиеся с ними кислые лавы. Мощность свиты 1200—1300 м. Горизонт известняков, залегающий в верхней части свиты, содержит фауну трилобитов, брахиопод и гастропод. Фауна характеризует верхи нижней половины ордовика; определить возрастное положение ее точнее не представляется возможным. Так как Н. Г. Маркова не указывает перерыва и несогласия с вышележащей лландейльской свитой, то можно высказать предположение о принадлежности пласта известняков с фауной не к «нижней порфиритовой свите», а к основанию отложений лландейло.

Заведомо верхнекембрийские и тремадокские осадки, залегающие в непрерывной последовательности, известны в Казахстане только в г. Джебаглы, в южной части хр. Каратау в Малом и Северо-Западном Каратау. Во всех этих районах осадконакопление протекало непрерывно от среднего кембрия до середины ордовика, но фауна верхнего кембрия и тремадока известна только в Малом Каратау. Разрез верхнего кембрия-

тремадока представлен здесь довольно мощными отложениями доломитов и известняков средней части тамдинской свиты. В других перечисленных выше районах разрезы верхнего кембрия и тремадока представлены маломощными осадками, главным образом сланцами и известняками.

Отложения верхнего кембрия и тремадока отмечаются Л. И. Боровиковым на западе Центрального Казахстана, в Улутауском районе; здесь они представлены различными сланцами, песчаниками и конгломератами с линзами известняков мощной (1500 м) нижней дулынгалинской свиты. Отложения тремадока состоят главным образом из эффузивов (от основных до кислых) средней дулынгалинской свиты, мощностью 500 м. Последнее обстоятельство ставит Улутауский район и в верхнем кембрии-тремадоке в промежуточное положение между югом и севером Восточного Казахстана.

Все остальные упомянутые районы распространения верхнего кембрия-тремадока расположены далеко за пределами изученной территории; они приурочены к самостоятельной большой структурной единице, окаймляющей Центральный Казахстан с юга. Характер осадконакопления, типы самих осадков верхнего кембрия и тремадока этих районов совершенно иные, чем в северо-восточной части Центрального Казахстана. Здесь не проявлена складчатая фаза тектогенеза между средним и верхним кембрием, не проявлена и вулканическая деятельность в верхнем кембрии-тремадоке. Если можно предполагать связь морских бассейнов в верхнем кембрии и тремадоке то, повидимому, она осуществлялась также через Улутауский бассейн, так как контуры береговой линии этого периода времени примерно совпадали с контурами береговой линии среднекембрийского моря в Центральном Казахстане. По-видимому, весь юг последней, начиная от Тектурмасского антиклинория, включая Прибалхашье и Бет-Пак-Дала, был в это время сушей, отделявшей северные бассейны от южных.

Из южных районов несколько более близким, с развитием тремадокских осадков является хребет Кандыктас. Геологическое строение этого района детально изучено Н. Н. Костенко (1947).

По Н. Н. Костенко, отложения ордовика резко трансгрессивно налегают на протерозойские формации и расчленяются на два комплекса: нижний комплекс и верхний, причем нижний комплекс состоит из 5 свит.

Вполне определенная тремадокская фауна найдена в третьей и четвертой свитах нижнего комплекса, поэтому две нижние довольно мощные свиты, очевидно, относятся по возрасту не к тремадоку, а верхнему кембрию.

Верхний комплекс, выделенный Н. Н. Костенко условно как более молодой комплекс ордовика, по фауне не отличается от нижнего. Поэтому можно предположить, что по возрасту нижний и верхний комплексы синхроничны и отличаются лишь фациально. В нижнем несколько больше развиты осадочные отложения; в то же время по эффузивным образованиям они мало отличимы.

Если принять во внимание указанные выше замечания, то отложения нижнего палеозоя хребта Кандыктас становятся довольно близкими к торткудукской формации изученной нами территории, особенно по характеру эффузивов. Нижние две свиты нижнего комплекса может быть являются синхронными верхнекембрийской части торткудукской формации и отличаются от него развитием здесь значительной мощности базальных конгломератов (в первой свите), и песчаников (во второй).

Третья и четвертая свиты тремадокского возраста имеют большую мощность осадочных образований, а также различаются по фауне трилобитов. Возможно, что морские бассейны тремадока этих двух областей не имели непосредственной прямой связи.

За пределами Казахстана наиболее хорошо торткудукская толща сопоставляется с отложениями верхнего кембрия, тремадока и нерасчлененного $С_3 + S_1^1$ Западной Сибири. Верхний кембрий в Западной Сибири известен на Салаире в районе горы Орлиной, в Горной Шории на речке Амзас; отложения его в этих районах имеют малые мощности. Усов (1936) объединяет их условно под названием толсточихинской формации с мощностью около 0,5 км.

Наиболее интересным для сравнения районом в Западной Сибири является северо-западная часть Кузнецкого Алатау. Здесь сохранились отложения ($С_3 + S_1^1$) в большой пологой синклинальной складке. Осадки эти, по С. К. Полетаевой (1945), фациально неустойчивые, типа лагунного или мелководного моря, образовавшиеся, как и в Северо-Восточном Казахстане, при крайне изменчивой береговой зоне, с многочисленными бухтами, накопившими тонкозернистый материал, или же со скалистыми берегами и песчаными отмелями. В период накопления осадков проявлялись местные перерывы в отложениях, во время которых в этих районах частично или цело смывались ранее отложившиеся слои. При новом погружении этого участка более молодые слои налегали на подстилающие отложения часто через конгломераты или конгломерат-песчаники, галька которых состоит из пород подстилающей формации. Часто эти более молодые слои залегают на более древних осадках той же формации ($С_3 + S_1^1$). Таким образом, внутриформационные конгломераты по своим при-

знакам являются в то же время как бы базальными. Таких конгломератов в этой маломощной толще обнаружено 4 горизонта, а горизонтов с фауной — 7; из них есть такие, которые подстилаются конгломератами.

Фауна выделенных 7 горизонтов верхов верхнего кембрия и низов тремадока очень разнообразна, богата и резко отличается по отдельным горизонтам вследствие перерывов в отложениях, а отчасти фациальных изменений. Быстрая изменчивость фауны обусловила образование многих, довольно резко обособленных, фаунистических горизонтов.

Отложения верхнего кембрия встречаются в ряде пунктов всегда под «переходными» отложениями, а сами залегают резко трансгрессивно на отложениях более древних формаций. В южной оконечности Кузнецкого Алатау, в Горной Шории по р. Амаз были встречены, помимо верхнекембрийских, осадки тремадока с фауной трилобитов и брахиопод.

Отложения $S_{m3} + S_1^1$ такого же мелководного характера, как в северо-западной части Кузнецкого Алатау, с довольно обильной фауной верхов верхнего кембрия и низов тремадока, были встречены в Восточном Тяньшане (Тредссон, 1937). Толща здесь расчленяется на верхний кембрий и тремадок; по фауне она очень близка к западносибирской.

Как видно из описания, отложения верхнего кембрия-тремадока Западной Сибири, Восточного Тяньшаня и Центрального Казахстана по палеогеографическим условиям весьма близки. Основной отличительной чертой формации в Центральном Казахстане является проявление вулканизма. Во всех районах так же, как и в Центральном Казахстане, фауна верхнего кембрия является резко эндемичной.

Повидимому, как казахстанские, так и западносибирские мелководные морские бассейны верхнего кембрия, будучи единой системой, часто отшнуровывались и временами разобщались от атлантического и тихоокеанского бассейнов, поэтому обмен и миграция фауны происходили медленно, способствуя развитию эндемичной фауны.

Совсем иное положение с фауной тремадокского яруса во всех указанных выше областях (Восточном Тяньшане, Западной Сибири и Центральном Казахстане). Фауна тремадока является фауной открытого моря и содержит формы как тихоокеанской, так и атлантической провинции, при почти полном отсутствии эндемичных родов и даже видов. В этот век происходит почти полная смена верхнекембрийской эндемичной фауны и развитие фауны, характерной как для тихоокеанской, так и атлантической фаунистических провинций. Это обстоятельство говорит о резком изменении режима морских бассейнов и указывает на открытую связь их с мировыми морскими бассейнами.

Указанные выше общие черты кембрия-тремадока северо-восточной части Центрального Казахстана и Западной Сибири еще раз подчеркивают близость геологической истории пережитой этими областями, начиная от верхнего протерозоя и до конца тремадока.

ОРДОВИК

В течение всего аренигского века до наступления лландейльского моря страна оставалась сушей, подвергавшейся интенсивной денудации, уничтожившей значительную часть торткудукской формации. Об этом можно судить по базальным конгломератам еркебидаикской формации, переполненным галькой из эффузивов, характерных для торткудукской формации: бурых гематитизированных роговообманковых и пироксеновых порфиров, кислых лав и туфов. Присутствие в значительном количестве гальки также и более древних пород яшмовой толщи среднего кембрия, эффузивов нижнего кембрия и кварцитов протерозоя указывает на интенсивную денудацию и глубокий денудационный срез.

Условия осадконакопления в лландейльский век резко меняются. Если торткудукская формация характеризуется довольно интенсивной вулканической деятельностью, то в еркебидаикских образованиях эффузивы совершенно отсутствуют. Если морские осадки торткудукской формации носят характер лагун, тихих бухт или заводей мелкого моря и содержат небольшое количество грубого терригенного материала, то отложения еркебидаикской формации во всех описанных участках представлены почти исключительно обломочным материалом. Это обстоятельство говорит о близком расположении береговой линии — области сноса, т. е. о прибрежно-морских фациях и о значительном превышении области сноса над областью аккумуляции.

На севере Бощекульского прогиба формация представлена более грубообломочным, а на юге более мелкозернистым материалом (район оз. Бараншоки и гор Агырек). Осадконакопление здесь происходило в большем удалении от береговой линии и без резких вертикальных колебаний. На севере горизонты с тонкоритмичным чередованием песчаников и алевролитов сменяются горизонтами с более грубым чередованием конгломерат-песчаников и полимиктовых песчаников различной крупности зерна, с редкими слоями или линзами конгломератов между ними.

Таким образом, крупные колебательные движения создавали отдельные горизонты, внутри которых устанавливается более тонкое ритмичное чередование слоев кластического

материала, вызванное более мелкими и частыми колебательными движениями.

Линзовидные известняки осаждались большей частью в бухтах — заводях и изобилуют обычно донной фауной.

В районе р. Акжар (Майдан) нижняя свита, составляющая почти половину мощности формации, сложена сплошь из пород псефитового характера: конгломерат-песчаников, грубозернистых песчаников и конгломератов, со сравнительно слабо окатанным обломочным материалом. Две же верхние свиты представлены породами, состоящими главным образом из мелкообломочного терригенного материала — песчаников, алевролитов, мергелей, с довольно мощными линзами известняков, а самая верхняя сложена кремнистыми алевролитами и пелитоморфными яшмами.

Следовательно, нижняя половина формации образовалась в непосредственной близости от берега, а к началу отложения второй — произошло довольно резкое опускание дна морского бассейна и отступление береговой линии. Процесс опускания продолжался до конца отложения сохранившейся части верхней половины формации, так как алевролиты и песчаники кверху сменяются еще более мелкозернистыми терригенными и хемогенными осадками.

Процесс постепенного медленного опускания иногда сменялся резкими восходящими движениями, давшими между средней и верхней свитами горизонт внутрiformационных мелкогалечных конгломератов и конгломерат-песчаников. Самая верхняя часть формации в этом участке, отвечающая обмелению и отступанию морского бассейна, здесь не сохранилась.

Большие мощности, непрерывность в осадконакоплении, интенсивная дислокация, линейный характер тектонических структур и литологический состав формации указывают на то, что морские бассейны лландейло в северо-востоке Центрального Казахстана были приурочены к узким прогибам, ограниченными архипелагами островов или возвышенными берегами. Осадки накапливались в проливах различной ширины, являвшихся частью геосинклинальной системы.

К концу накопления еркебидаикской формации проявилась фаза тектогенеза, сравнительно небольшой силы, названная еркебидаикской; она вызвала общее поднятие изученной территории, отступление морского бассейна и кратковременное превращение области в континент. Еркебидаикская формация была дислоцирована этой фазой сравнительно слабо, в основном она получила свои складчатые формы впоследствии, совместно с осадками карадока. Однако одноименная фаза отделяет ее от карадокских осадков заметным, хотя и небольшим угловым несогласием и некоторым перерывом.

Хотя в базальных конгломератах карадокских осадков встречается большое количество гальки изверженных пород главным образом гранитоидного и сиенитового состава, тем не менее интрузивных тел, явно относящихся по возрасту к еркебидаикской фазе, установить не удалось. Интрузивные же породы, входящие в состав гальки конгломератов карадока, принадлежат, повидимому, к массивам, приуроченным к торткудукской или более древним фазам салаирского тектогенеза.

Условия образования еркебидаикской формации лландейло и ангрensorской — карадока весьма близки. Обе формации характеризуют собственно единую стадию геосинклинального развития каледонского этапа (цикла). Разделяющая их еркебидаикская фаза тектогенеза не внесла существенных изменений в дальнейшее формирование ангрensorской формации, после этой фазы короткий период времени страна оставалась сушей, а затем, в начале карадокского века, произошло довольно интенсивное, но неравномерное, погружение территории. Еще слабо консолидированный, достаточно мобильный, верхнепротерозойско-салаирский складчатый континент реагировал неоднозначно на процесс общего погружения страны. Большая северная часть Центральной Бошекульской складчатой области, вместе с Ерементау-Ниязским и Майкаин-Экибастузским антиклинориями отставала от общего темпа нисходящих движений.

Между тем в области Селетинского, Майкаинского и Прииртышского бывших прогибов, превратившихся в салаирскую складчатую систему, происходит интенсивное погружение с образованием вдоль протерозойских глубинных разломов, по унаследованному структурному плану, каледонских впадин-прогибов: Селетинского — на западе, Майкаинского и Прииртышского — на востоке. Такому же интенсивному погружению подвергся весь юг центральной части описываемой территории Казахстана. Это обстоятельство вызвало трансгрессию карадокского моря (повидимому, с юга) и возобновление геосинклинального режима, особенно в образовавшихся зонах прогиба, по которым море проникло далеко на север и захватило широко территорию к западу от Ерементау-Ниязского и к востоку от Майкаин-Экибастузского антиклинориев и почти весь юг.

Повидимому, вся северная часть складчатых салаирид Бошекульской области и примыкавшие к ней протерозойские антиклинории оставались сушей — областью сноса. Осадков ангрensorской формации здесь не встречено.

Характер осадков, которые могут быть подразделены на флишевые, прибрежно-морские и морские, говорит о разных

условиях их накопления. Флишевые осадки приурочены к узким прогибам и накапливались в специфических условиях. Однако как прогибы, так и поднятия не были на всем протяжении едиными, а носили блоковый характер и реагировали на колебательные движения неоднозначно. Эти обстоятельства приводили к одновременному накоплению в разных участках флишевого бассейна горизонтов с разнородным гранулометрическим составом (нормальный и грубый флиш). Мелкие, но постоянно действующие непрерывно-прерывистые колебания отражались лишь на условиях образования мелкозернистых горизонтов, создавая в них флишевую ритмичность.

За пределами флишевого прогиба накапливались прибрежно-морские осадки: конгломераты, конгломерат-песчаники и песчаники разной крупности зерна и известняки (в специфических условиях).

Колебательные движения создавали в этой части бассейна иногда перерывы в осадконакоплении с размывом ранее отложившихся осадков. Так, на правобережье р. Селеты, во внутриформационных конгломератах встречаются неокатанные угловатые глыбы известняка с фауной, повидимому, низов карадока.

В отдельных участках морского бассейна на некоторые кратковременные периоды создавались благоприятные условия для образования морских осадков — известняков, обычно с фауной.

Плохо окатанный материал флишевых и прибрежно-морских осадков свидетельствует о близости области сноса, а состав обломочного материала доказывает, что денудации подвергались породы верхнепротерозойских антиклинориев и всех кембрийских отложений.

К концу формирования ангрensorской формации последняя вместе с еркебидайской была смята в крутые линейные складки ангрensorской фазой тектогенеза, с которой связаны интрузии малых тел кварцевых диоритов, габбро-диоритов, диабазов и диорит-порфиритов.

В конце карадоцкого века, вследствие ангрensorской фазы тектогенеза, снова произошло общее поднятие, регрессия моря (повидимому, на юг) и превращение страны в слабо консолидированную складчатую область с образованием сравнительно невысоких горных систем (особенно в центральной части). Некоторый период времени, в конце карадоцкого и начале ашгильского века, шла денудация и выравнивание поверхности, заложивших в межгорных впадинах начало образования молассового типа шакшанской формации. За этот период интенсивной нивелировке подверглись древние верхнепротеро-

зойские антиклинории, особенно Майкаин-Экибастузский, а также более молодые складчатые системы, вплоть до раннекаледонских.

Следующий этап начала ашгильского века ознаменовался общим погружением, повидимому, достаточно резким, вызвавшим наступление эпиконтинентального моря, оживление глубоких разломов и проявление эффузивного вулканизма. Опускание страны шло неравномерно. Северная часть Бошекульской (салаирской) складчатой области отставала в своем нисходящем движении от других районов, поэтому она оставалась сушей. Северную же часть Майкаин-Экибастузского антиклинория море захватило ингрессивно; в основании формации известняки залегают здесь непосредственно на срезанной поверхности более древних формаций без базальных обломочных слоев (или, если последние и присутствуют, то весьма малой мощности).

Через короткий период времени после наступления моря вдоль разломов происходит излияние лав в виде потоков и покровов и скопления их пирокластов. Вскоре море отступает, а вулканическая деятельность продолжается в наземных условиях.

Как эффузивный, так и осадочный материал накапливался в широких и пологих прогибах, образовавшихся в наиболее мобильных ослабленных зонах по унаследованному древнему структурному плану.

Морской бассейн в начале ашгильского века существовал весьма короткий период времени, при этом на востоке широкое распространение его в слабо холмистой, почти выровненной области, в некотором отдалении от береговой линии, создавало условия, благоприятные для отложения известняков и развития богатой фауны. В западной области, в пределах нижнего течения р. Оленты и оз. Жарсор, происходило накопление базальных конгломератов, богатых карбонатным цементом и содержащих линзообразные пласты известняков с фауной. Мощности известняков и базальных слоев невелики; кверху известняки сменяются известковистыми песчаниками, что свидетельствует о некотором отступании моря и миграции береговой линии. Возможно, что произошло даже полное отступление моря на юг, так как выше морские песчаники сменяются чередующимися свитами красноцветных косослоистых песчаников, лав среднего состава и их пирокластов, а затем уже сплошных лав с редкими линзовидными пластами туфогенных красноцветных песчаников и конгломерат-песчаников. Только на юге, в пределах Экибастуз-Майкаинского антиклинория, среди эффузивов встречаются еще известняки с фауной. Красноцветные

косослоистые песчаники и конгломерат-песчаники относятся, по видимому, уже к прибрежно-дельтовым отложениям.

Эффузивная деятельность протекала, в основном, в наземных условиях.

Интрузивный вулканизм, приуроченный к проявившейся к концу ашгильского века таконской фазе, выражен малыми телами кварцевых диорит-порфиритов, роговообманковых диорит-порфиритов, микродиоритов, а также жильными телами такого же состава. Интрузии эти по своему составу отвечают эффузивам жарсорской формации и часть их является, вероятно, субвулканическими — жерловой или дайковой фацией этих эффузивов.

Осадки ордовика широко распространены в Восточном Казахстане как по окраинам его, так и в центральной части: в Улутау, Каратау, Джебаглах, Кандыктасе, Бет-Пак-Дала, Северо-Восточном Прибалхашье, Чингизе, Алтае на северо-востоке Центрального Казахстана, в Кокшетауском и других районах. Однако разрезы ордовика в этих частях Казахстана весьма пестрые как по характеру осадконакопления, так и по фациальным особенностям и мощностям. По этим признакам можно выделить два крайних (по своему различию) района: южный — Каратауский и северный, изученный нами (к северу и северо-востоку от Карагандинского угленосного бассейна).

В южном районе происходит непрерывное накопление морских осадков; в Малом Каратау от кембрия до низов лландейло-доломитов и известняков тамдинской толщи мощностью около 3000 м (ордовика вместе с верхним и средним кембрием). В Центральном и Северо-Западном Каратау карбонатные фации замещаются сравнительно маломощными осадками (около 700 м) песчаников и сланцев с прослоями железистых кварцитов, известняков и конгломератов. В Джебаглах наблюдается непрерывное накопление песчаников и сланцев с фауной карадока, песчаников с фауной лландейло, черных углисто-кремнистых сланцев и черных глинистых известняков и аргиллитов. Общая мощность ордовика тоже порядка 700—750 м.

В северном (изученном нами) районе накопление осадков ордовика происходит в резко отличных условиях. Отложения тремадока накапливались непрерывно с осадками верхнего кембрия. Затем наступает длительный перерыв, отвечающий аренигскому веку, в течение которого страна существовала в континентальных условиях. С лландейльского века до конца ордовика в осадконакоплении наступали перерывы с денудацией — между лландейло и карадоком, между карадоком и ашгиллием и, наконец, между ашгиллием и готландием. После аренигского века здесь развиваются три самостоятельные фор-

мации, при этом две нижние представлены почти исключительно терригенными осадками со сравнительно маломощными слоями известняков с фауной, а верхняя состоит в основном из эффузивных образований, и только в самых низах имеются небольшие горизонты осадочных пород — конгломератов, известняков с фауной и песчаников. Общая мощность осадков ордовика (без тремадока) более 700 м.

Между этими двумя крайними, по характеру осадконакопления, разрезами ордовика имеется ряд промежуточных. Улутауский разрез по характеру осадков и мощности стоит ближе к южному, однако перерывы в осадконакоплении и появление эффузивов ставят его в промежуточное положение. Разрез ордовика Бед-Пак-Дала весьма близок к северному, отличает его лишь отсутствие перерывов (возможно пока не выявленных). По мощности (около 4500 м) он является промежуточным, но ближе стоящим к северному. Разрез Чингиза весьма близок по мощности к северному, но отличается значительно большим развитием эффузивов. (Сравнение разрезов этих районов приведено в работе автора, 1953, т. II, табл. 16).

В конце ашгилльского века, благодаря таконской фазе тектогенеза, страна подверглась неравномерному поднятию с образованием на ее поверхности горных систем. С конца ашгилльского века и до верхов лландоверского происходила денудация и выравнивание поверхности. В конце лландовери процесс общего погружения вызвал кратковременную трансгрессию эпиконтинентального мелкого моря, которым, однако, была захвачена только южная часть территории примерно до широты Майкаина на востоке и р. Акжар (Майдан) на западе. Вся же северная половина, а также Еремантау-Ниязский антиклинорий, который к этому времени был частично отпрепарирован из-под жарсорской формации, оставались сушей — областью денудации и сноса.

В период трансгрессии отлагались осадки шансорской формации готландия — базальные конгломераты с известковистопесчаным цементом, с линзами известняков и серые известковистые песчаники с богатой фауной.

Вскоре началась регрессия морского бассейна на юг и накопление к югу от указанной широты осадков, характерных для регрессивных условий. Постепенно страна переходит к континентальному режиму. На севере происходит интенсивная денудация, главным образом протерозойских и салаирских, а также частично раннекаледонских складчатых сооружений, с выносом грубообломочного материала в прибрежно-морские и дельтовые зоны, которые постепенно отступают к югу.

Устойчиво морской бассейн в готландии устанавливается в южной части территории к югу от широты поселка Алексеевки. Здесь в геосинклинальных условиях в унаследованных прогибах накапливались исключительно осадочные образования, главным образом терригенного характера — серо-зеленые песчаники с редкими горизонтами конгломератов, алевролиты и аргиллиты с редкими пластами известняков с фауной.

Геосинклинальная впадина с постоянным морским бассейном отграничивалась от более северных районов ступенчатыми сбросами, проходившими по северо-восточному ее борту. В этой мобильной зоне примерно в средней части готландской эпохи происходила интенсивная эффузивная деятельность в эпиконтинентальных и прибрежно-морских условиях. Эффузивно-осадочные образования обрамляли с северо-востока морской бассейн поясом около 25—30 км шириной. Далее к северу вулканическая деятельность затухает. В отдельные периоды колебательные движения приводили к кратковременным трансгрессиям морского бассейна на север в область накопления красноцветных дельтовых и прибрежно-морских отложений. Эти периоды отмечаются в нижней части шансорской формации в виде накопления среди красноцветов маломощных морских серо-зеленых терригенных осадков и маломощных линзовидных пластов известняков с богатой морской фауной.

Красноцветные и эффузивно-осадочные отложения готландия накапливались к северу от морского бассейна в наиболее подвижных, слабо консолидированных участках складчатого фундамента, где происходило блоковое опускание по унаследованному древнему структурному плану, в широких плоских прогибах, ограниченных разрывными нарушениями.

Мощности континентальных осадков формации постепенно увеличиваются с севера на юг. Об этом можно судить при сравнении разрезов Майкаинского, Майсорского и Коджанчадского районов. Шансорская формация обладает наибольшей мощностью континентальных осадков на юге, в Коджанчадском районе (около 2500 м), благодаря интенсивной и глубокой денудации северных районов, а также — излияниям лав и накоплению пирокластов. Значительное превышение северных районов над уровнем моря способствовало сносу большого количества грубообломочного материала, накапливавшегося в дельтовых и прибрежно-морских условиях. В северной части были вскрыты и, повидимому, почти целиком уничтожены глубинные интрузии, так как они нигде не фиксируются, в то время, как в конгломератах шансорской формации (особенно к северу от г. Коджанчад) в изобилии встречается галька и валуны изверженных пород, в основном сиенитового состава.

В нижнем девоне после шансорской (арденской) фазы каледонского тектогенеза описываемая территория представляла собой возвышенную сушу с рядом горных хребтов. Условия осадконакопления, с одной стороны, для нижнего и среднего, с другой, — для верхнего девона различны. В нижнем и среднем девоне резко преобладают континентальные отложения и наземные эффузивные образования, а в верхнем — прибрежно-морские и осадки эпиконтинентального моря. Несмотря на кажущееся однообразие осадков, условия образования их носят пестрый характер и для разных районов имеют резко выраженное отличие. Для нижнего и среднего девона можно выделить четыре типа осадков.

1. Молассы (осадки межгорных и предгорных впадин).

2. Континентальные осадки (красноцветные косослоистые песчаники, конгломерат-песчаники и конгломераты).

3. Прибрежно-морские (пестроцветные песчаники с линзами и пластинами глинистых известняков, мелкогалечные конгломераты, редко — алевролиты).

4. Вулканогенные — континентальные (наземные излияния лав и скопления туфового материала).

Нижний девон характеризуется на всей площади, кроме южной окраины, интенсивной денудацией горных сооружений; на южной окраине, повидимому, с начала девона происходило излияние лав.

Денудация и нивелировка горных сооружений обусловила накопление в межгорных и предгорных впадинах грубообломочного материала типа моласс. Особенно интенсивно это накопление протекало в центральной части, в районе Ерементау-Ниязских гор, которые в этот период выделялись в виде меридионально вытянутой горной гряды.

Одновременно по южной и юго-восточной окраинам описываемой территории происходила интенсивная наземная вулканическая деятельность, приуроченная к разломам почти широтного (несколько северо-восточного) направления, окаймляющим Карагандинскую депрессию, уже наметившуюся к этому периоду. Накопление мощных эффузивных образований продолжалось здесь, повидимому, до конца среднего девона. В более северных районах в конце нижнего и начале среднего девона продолжается интенсивная денудация приподнятых участков, особенно северных и накопление в депрессиях обломочного материала.

К этому времени рельеф местности был уже значительно сглажен; менее грубообломочный материал переносился и отлагался многочисленными реками. Климат был, повидимому, теплый. В дельтовых условиях накапливались мощные красноцветные осадки с растительными остатками среди косослоис-

тых песчаников, перемежающихся с конгломератами и конгломерат-песчаниками.

К концу среднего девона происходит кратковременное общее опускание страны и красноцветные континентальные осадки сменяются прибрежными отложениями — серыми конгломерат-песчаниками и песчаниками разного гранулометрического состава с горизонтами известковистых песчаников с линзами и пластами глинистых комковатых известняков и алевролитов. К концу среднего девона эти осадки сменяются опять континентальными красноцветными конгломератами и песчаниками.

Эффузивные образования нижнего и среднего девона (альбитофирровая толща) отличаются от более древних резким преобладанием среди них кислых разностей — альбитофиров, фельзит-порфиров, кварцевых порфиров, ортофиров, трахитов и их пирокластов. Среди потоков и покровов этих кислых лав реже встречаются потоки основных и среднего состава порфиров. Благодаря преобладанию кислых разностей, эффузивы выделяются своими более светлыми тонами; они обладают флюидальной текстурой, имеющей характер тонкой слоистости. Наземные условия излияний сказались в полном отсутствии среди эффузивов морских осадков. Альбитофирровая толща характеризуется быстрой сменой лавовых покровов разного состава как в вертикальном разрезе, так и по горизонтали.

В начале франского яруса страна претерпевает общее опускание, к которому приурочена трансгрессия эпиконтинентального моря, шедшего с юго-востока и захватившего восточную и юго-восточную части территории. В этот век продолжается усиленная денудация и нивелировка северной окраины и возвышенных областей остальной части территории и накопление в южной половине обломочного материала.

В южной половине эпиконтинентальным морем захватывалась только восточная часть, примерно до западного берега р. Шидерты, где накапливались прибрежные отложения — пестроцветные песчаники, алевролиты, редкие пласты известняков с морской фауной, конгломерат-песчаники и конгломераты. В западной части этой территории накапливались континентальные отложения — аркозовые песчаники, конгломерат-песчаники и мелкогалечные конгломераты, мало отличные от красноцветов среднего девона.

Отложения франского яруса во всех местах их нахождения характеризуются обильным содержанием растительных остатков. Отдельные пласты резко обогащены растительным детритом. Иногда к таким пластам (дельтовых или прибрежно-морских фаций) приурочено медное оруденение типа медистых песчаников.

К концу франского века происходят колебательные движения с общей тенденцией к поднятию. Они сопровождаются частичным размывом осадков и накоплением конгломератов на границе франского и фаменского ярусов. К этому времени поверхность территории была уже сильно сглажена.

В начале фаменского века происходит общее опускание страны, которое вызвало широкую ингрессию фаменского эпиконтинентального моря. Оно распространялось далеко на север и на области, служившие в франском веке областью сноса.

В это время устанавливаются довольно однообразные условия накопления, приведшие к образованию осадков неритовой зоны эпиконтинентального моря, с быстрой сменой различных известняков (тонкоплитчатых ракушнякав, плотных кремнистых) и алевропеллитов калькаратусового и сульфидерового слоев. Известняки часто представлены богатой придонной фауной. По фациальному типу осадков калькаратусовые слои отличаются от сульфидеровых только фауной.

Переход к осадкам карбона происходит непрерывно. Осадконакопление в этрене несколько отличается. В этот период шло накопление глинисто-карбонатно-кремнистых осадков (мергелей) почти без фауны или с очень бедными органическими остатками. Наряду с этим, мелкие колебательные движения приводили к временному обособлению некоторых участков моря и к образованию лагун с накоплением сланцеватых, тонкопереслаивающихся кремнистых и известковисто-кремнистых алевропеллитов сидониевых слоев с фауной пелеципод, брахиопод, кораллов и трилобитов.

В нижнем турне происходит небольшое общее погружение. Эпиконтинентальное море на севере захватывает и те участки, которые оставались сушей в верхнем девоне. В это время накапливались фациально однообразные и выдержанные почти на всей территории отложения кассинских слоев. Представлены они почти исключительно карбонатными осадками мелкого моря, осаждавшимися в значительном удалении от береговой линии, в условиях, благоприятных для формирования однообразных и чистых известняков с богатой и разнообразной донной фауной.

В среднем турне некоторое обмеление моря привело к накоплению кремнистых мергелей майкудукских слоев. Повидимому, выпадение кремнезема происходило в процессе осадконакопления одновременно с выпадением карбонатного и глинистого материала, так как кремнистый характер этих слоев является выдержанным почти для всего Центрального Казахстана.

В верхнем турне продолжается общий подъем территории, приведший в начале к регрессии и обмелению моря с образованием в обособленных лагунах теректинских слоев, состоящих из известковисто-кремнистых и кремнистых алевролитов и алевропелитов, со своеобразной фауной (цефаллопод, гастропод и трилобитов). Дальнейшие колебательные движения при общей тенденции к вздыманию приводят в верхнем турне к неравномерным и неоднозначным подвижкам отдельных участков этой части Казахстана, к дальнейшему отступанию моря и накоплению угленосной толщи; последняя представлена переслаиванием морских, лагунных и континентальных осадков.

Неравномерность и неоднозначность колебательных движений в отдельных участках территории привели к большому разнообразию фаций и мощностей для отдельных участков. В мобильных участках, ограниченных обычно разломами, наметившимися еще в девоне (в нижнем и верхнем), происходит накопление отложений большой мощности. Для одних депрессий в этот период характерны континентальные (озерно-болотные) и лагунные отложения, для других, наряду с указанными, встречаются синхронные морские осадки с морской фауной. Создается такое впечатление, что отдельные мобильные разобщенные участки жили несколько отличной тектонической и палеогеографической жизнью и отступали от общего плана тектонического развития территории. В то время как периоды восходящих движений приводили к общему поднятию страны и создавали условия для частичной денудации осадков, в депрессиях (мульдах) даже при этих условиях нисходящие движения преобладали над движением общего подъема; при этом амплитуда нисходящих движений и мощность накапливавшихся осадков были разными для разных депрессий (мульд).

Условия накопления осадков верхнего палеозоя, мезозоя и третичного периода уже описаны кратко в предыдущих главах.

В южной части территории морские осадки готландия дислоцированы значительно интенсивнее и образуют линейно вытянутые структуры.

К арденской фазе тектогенеза, проявившейся к концу формирования шансорской толщи, приурочены довольно крупные интрузии гранодиоритов, небольшие тела лейкокаратовых гранитов и мелкие дайковые формы микрогаббро, габбро-диабазов и диабазовых порфиритов, диоритов и диорит-порфиритов. Малые интрузии очень близки по составу к эффузивам шансорской толщи. С вулканизмом этого периода связан один из позднекаледонских комплексов металлогении.

НЕКОТОРЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Магматические комплексы и эндогенные рудные образования, как и геологические формации к которым они принадлежат, тесно связаны с геолого-историческим развитием тектонических структур региона, в данном случае — геосинклинальных систем. Геологические формации разных стадий развития обладают своими характерными неповторяемыми (необратимыми) особенностями: парагенезисом пород, внутренними тектоническими структурами, характером осадконакопления, а также магматическими и рудными комплексами.

Эволюция магматизма в процессе развития геосинклинальной системы характеризуется сменой состава магмы от ультраосновной и основной, приуроченных к начальной стадии до средней в следующем этапе, и кислой — в стадии завершения геосинклинальной системы. Соответственно этому в металлогении региона улавливается проявление того или иного рудного комплекса, генетически связанного с магматическими образованиями.

Исходя из сказанного, мы рассматриваем все многообразие магматизма и эндогенных рудопроявлений верхнего протерозоя и нижнего палеозоя северо-востока Центрального Казахстана в тесной связи с четырьмя этапами развития тектонических структур: верхнепротерозойским, салаирским (кембрийским), каледонским и варисским. Соответственно выделяются четыре возрастные металлогенические эпохи. Внутри этих эпох комплексы металлогенических формаций рассматриваются в историческом аспекте — по стадиям развития отдельных этапов.

Основой для выявления закономерностей распределения рудных месторождений послужили комплексные геологические исследования как в области стратиграфии и тектоники, так и вулканизма и металлогении. Материалы этих исследований сведены в виде структурно-геологических карт масштаба 1 : 200 000 и 1 : 500 000, а также в виде монографии «Допалео-

зой и нижний палеозой». Помимо этого, использованы наблюдения и многолетние работы автора по поискам и разведкам рудных месторождений региона, а также данные других исследователей: Н. Г. Кассина, В. К. Монича, Г. Ф. Ляпичева, Н. А. Севрюгина, Ю. А. Столярова, С. М. Бандалетова, А. Я. Ипатова, Н. В. Полтавцевой, Н. М. Чабдарова, Э. К. Вильцинга и других по исследованию интрузивных образований и описанию месторождений полезных ископаемых.

При выделении комплексов рудных формаций учитывались следующие данные.

1. Генетическая связь месторождений с магматическими образованиями.

2. Приуроченность магматических комплексов и рудных месторождений к формации и фазе тектогенеза и, следовательно, возраст их.

3. Литологический состав вмещающих пород и влияние их на магматические комплексы (ассимиляция) и оруденение.

4. Вещественный состав руд (парагенезис минералов) и околожильные изменения.

5. Связь месторождения с местной тектоникой (купола, зоны разлома, зоны дробления и т. д.).

6. Характер локализации месторождений.

Как видно из описания геологического строения, на изученной территории намечается ряд региональных тектонических структур, связанных с разными этапами жизни геосинклинальной системы. Наиболее крупные из них, верхнепротерозойские антиклинорные поднятия, проходят через регион в меридиональном (или близком к этому) направлении. Между этими основными структурными элементами располагаются складчатые сооружения салаирского, каледонского и варисского этапов.

ВЕРХНЕПРОТЕРОЗОЙСКАЯ ЭПОХА

Металлогения этой эпохи приурочена к двум основным протерозойским антиклинорным структурам: Ерементау-Ниязской, протягивающейся от Карагандинской впадины через весь район в меридиональном направлении, и к Майкаин-Экибастузской — северо-восточного направления.

Эпоха охватывает комплекс рудных формаций двух стадий: ранней стадии развития геосинклинальной системы и поздней стадии.

КОМПЛЕКСЫ ФОРМАЦИИ РАННЕЙ СТАДИИ РАЗВИТИЯ ГЕОСИНКЛИНАЛИ

Ранняя стадия развития верхнепротерозойских геосинклиналей связана с накоплением кварцитов, а затем, в период

наибольшего погружения, — известняково-эффузивной формации, начавшей свое накопление с излияния лав основного состава; к концу ее формирования проявилась интенсивная еремантауская фаза тектогенеза. Под воздействием этой фазы отложения огромной мощности сминаются и в геосинклинальных впадинах образуются складчатые сооружения, претерпевшие глубокое погружение. Нисходящие вертикальные передвижки складчатых масс вдоль разломов достигают больших глубин и способствуют появлению подвижной ультраосновной магмы. Последняя внедрилась в известняково-эффузивную или кварцитовую толщу в виде линейно вытянутой узкой зоны с линзовидными телами, разобщенными между собой. Эту узкую, вытянутую часто на десятки и даже сотни километров, полосу прерывистых интрузивных тел ультрабазитов принято называть гипербазитовым поясом. Такой пояс хорошо прослеживается вдоль восточного крыла Майкаин-Экибастузского верхнепротерозойского антиклинория, где часть ультраосновных интрузий размещается в кварцитовой, а часть в еремантауской (известняково-эффузивной) толще верхнего протерозоя. Западное крыло антиклинория перекрыто палеозойскими образованиями, поэтому вдоль нее ультрабазиты не обнаружены. Значительно менее выдержанный ультрабазитовый пояс наблюдается вдоль восточного крыла Еремантау-Ниязского антиклинория. Западное его крыло, так же как и значительная часть восточного, опущено вдоль дизъюнктивных нарушений и перекрыто палеозойскими осадками. Таким образом, наиболее полно ультрабазитовый пояс проявлен только на восточном крыле Майкаин-Экибастузского антиклинория, где он состоит из 16 отдельных массивов, описанных автором (Борукаев, 1953, ч. I).

Ультраосновные породы интенсивно озмеевиковакы; большая часть змеевиков развита по перидотитам.

Помимо ультрабазитов, к еремантауской фазе тектогенеза приурочены габбровые интрузии, известные как в Майкаин-Экибастузском, так и в Еремантау-Ниязском антиклинориях.

Возраст ультраосновных и основных интрузий устанавливается достаточно четко как верхнепротерозойский (Борукаев, 1953). С этими интрузиями генетически связаны три рудные формации: хромитовая, кобальт-никелевая, платиноидная и медно-никелевая.

Хромитовая формация

Эта формация развита слабо. Хромит встречен в виде гнездообразных скоплений небольших размеров в змеевиковых массивах — Нуралы, Буруншоку, Караулшоку и других

массивах Майкаин-Экибастузского ультраосновного пояса, однако промышленного значения они не имеют. Более крупных скоплений хромита пока неизвестно. Постановка поисково-разведочных работ специально на хромитовые руды в указанных двух поясах вряд ли целесообразна, этим следует заниматься лишь попутно при выявлении кобальт-никелевого оруденения.

Кобальт-никелевая формация

Эта формация связана с мезозойской корой выветривания ультрабазитов верхнего протерозоя. Месторождения этого типа известны в Майкаин-Экибастузском ультраосновном поясе. Здесь на десяти таких месторождениях Д. Д. Пономаревым проведены предварительные разведки (Д. Д. Пономарев, 1948).

Значительная часть древней коры выветривания срезана позднейшими процессами денудации, но в разных участках глубина среза различна, в зависимости от молодых подвижек, современного рельефа и также глубины коры выветривания. Последняя представлена двумя типами: 1 — трещинно-площадным, когда вся поверхность массива подвергается на определенную глубину сплошному образованию коры выветривания; 2 — трещинным. Сохранившаяся глубина распространения руд в первом типе месторождений редко превосходит 20 м, при втором — доходит до 60—70 м.

Сохранившаяся древняя кора выветривания обычно является носителем промышленных никелевых руд. Из десяти участков, предварительно исследованных Д. Д. Пономаревым, лишь один оказался безрудным.

Месторождения никеля представлены главным образом нонtronитовыми рудами, реже никель встречается в орах и еще реже — в бирбиритах. Содержание никеля близко к одному проценту, кобальт встречается в сотых долях процента (0,05—0,07%). Выявленные запасы кобальт-никелевых руд значительны.

Месторождения приобретают еще большую ценность, вследствие того, что руды обладают высоким содержанием железа, кроме того, они немагнетизальны и низкокремнисты; с технологической точки зрения они лучше уральских.

Перспективы на выявление новых месторождений кобальт-никелевых руд в северо-восточной части Центрального Казахстана невелики. Тем не менее, находки змеевиков и бирбиритов среди рыхлых отложений южной части Ниязских гор, где до сих пор неизвестны коренные выходы интрузивных тел ультраосновного состава, указывают на возможность их выявления как в Ниязских горах, так и в Ерементау.

Для поисков кобальт-никелевых руд наибольший интерес представляет юго-западная оконечность Майкаин-Экибастузского ультрабазитового пояса, здесь в первую очередь следовало бы исследовать тектонические контакты ультрабазитов с известняками (родник Карабулак близ гор Толпак) и восточное крыло Ерементау-Ниязского антиклинория.

Формация платиноидов

Формация имеет незначительные проявления. Платина известна пока на изученной территории в северной части Ерементау-Ниязского антиклинория, у оз. Коржунколь (Драверт, 1930, Старостина и др., 1941). Оруденение приурочено к габбровому массиву верхнепротерозойского возраста (Борукаев, 1953, ч. 1). Сам Коржункольский габбровый массив при опробовании показал содержание металлической платины 0,09—0,11 грамма на тонну. В районе габбрового массива произведенное шлиховое опробование дало содержание платины в шлихах.

Вряд ли можно ожидать в регионе промышленной концентрации платиноидов; тем не менее следует при шлиховом опробовании иметь в виду и металлы платиновой группы, тем более, что Коржункольский массив не является единичным. Платина в небольших содержаниях известна в генетической связи с ультрабазитами в Северном Казахстане, в Боровском районе и в Прибалхашье.

Не исключена возможность нахождения в известняково-эффузивной толще верхнего протерозоя колчеданных месторождений уральского типа и медно-порфириновых руд бошекульского типа.

Медно-никелевая формация

Эта формация развита слабо. Промышленных объектов этого типа неизвестно.

Караулкоу (224) *

Месторождение является типичным представителем этой формации. Под этим названием здесь объединены несколько точек с малахитовым рудопроявлением в змеевиковом массиве Караулкоу, описанных в свое время Н. Г. Кассиным (1931). Эти рудопроявления представляют собой концентрацию вторичных магнетитов, сульфидов меди, никеля и хромита в зонах дробления и смятия среди змеевиков.

* Номер после названия месторождения обозначает его номер на карте.

Площади оруденения достигают всего лишь 25—40 м² и промышленного значения, конечно, не имеют.

Отдельные штуфы руды содержат до 5—8% меди, в общем же содержание меди не превышает 2,5—3%.

Средние содержания по одной из проб оруденелых змеевиков таковы: железа — 55,04%, хрома — 1,28%; никеля — 0,14%; меди — 2,9%; серы — 0,28%; платины не обнаружено.

КОМПЛЕКС ФОРМАЦИИ ПОЗДНЕЙ СТАДИИ РАЗВИТИЯ ВЕРХНЕПРОТЕРОЗОЙСКОЙ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНОЙ СИСТЕМЫ

Стадию развития верхнепротерозойской геосинклинальной системы завершает телескольская туфо-осадочная формация, состоящая в основном из терригенных осадков с небольшим количеством основных эффузивов и туфов.

Характерной для телескольской формации в северо-восточной части Ерементау-Ниязского антиклинория является насыщенность ее малыми интрузивными телами плагиигранитового состава, связанными с заключительной верхнепротерозойской — телескольской фазой тектогенеза. С этими интрузиями парагенетически связан золоторудный кварцево-жильный комплекс. Коренное месторождение этого комплекса — Кутымколь находится в северо-восточной части Ерементау-Ниязского антиклинория у одноименного озера. Здесь видимое золото встречается в кварцевых жилах весьма малой мощности. Последние в большинстве случаев расположены в дайковых телах плагиигранитов. По размерам месторождение это невелико, но вместе с россыпями, связанными с золото-кварцевыми жилами, оно образует месторождение с хорошим содержанием золота (Коржункольское). Некоторые участки этого месторождения (Золотой Лог и другие) эксплуатировались недавно (в 1949—1950 гг.).

Пункты с проявлением золотого оруденения известны к югу от описанного. Эти пункты расположены в кварцевой толще верхнего протерозоя Ерементау-Ниязского антиклинория (с севера на юг): Жельтау, Катпар, Алтынтау, Жаманадыр, Карасу, Кугалы-Канчеган, Егинды и др.). Среди кварцитов Ерементау встречаются и древние выработки со следами золота. Все эти проявления золотоносности, не выходящие за пределы верхнепротерозойских образований, могут быть, по видимому, связаны с плагиигранитами и диорит-порфиритами телескольской фазы складчатости.

Если к этому добавить те эмпирические закономерности, на которые указывает П. Н. Кропоткин и которые выражаются в территориальной приуроченности золота к вулканогенным

толщам основного состава, то можно признать некоторую перспективность для поисков золоторудных месторождений на территории Еремантау-Ниязского антиклинория: в известняково-эффузивной формации, состоящей в значительной части из мощных эффузивов основного состава; в телескольской, где встречаются кварцевые жилы с видимым золотом, и в кварцевой, где отмечены пункты с проявлением золота.

САЛАИРСКАЯ (РАНКЕКАЛЕДОНСКАЯ) ЭПОХА

Наиболее продуктивной в исследованном регионе явилась салаирская стадия развития геосинклинальной системы, давшая богатые и разнообразные рудные комплексы со значительными скоплениями меди, молибдена, золота, полиметаллов, турмалина и барита.

Салаирский этап расчленяется тоже на два комплекса рудных формаций — ранней и поздней стадий развития геосинклинальной системы.

КОМПЛЕКС РУДНЫХ ФОРМАЦИЙ РАННЕЙ СТАДИИ РАЗВИТИЯ ГЕОСИНКЛИНАЛИ

Ранняя стадия развития салаирской геосинклинальной системы связана с образованием складчатых сооружений (в конце верхнего протерозоя) и погружением срединных геоантиклиналей, сложенных археозойскими и верхнепротерозойскими складчатыми сооружениями.

Это привело к созданию Западно-Селетинского, Центрально-Бошекульского и Восточно-Майкаинского нижнекембрийских геосинклинальных прогибов.

С начала нижнего кембрия в этих вновь образовавшихся прогибах имеет место обильное подводное излияние лав и образование мощной спилито-кератофировой вулканогенно-осадочной формации. В конце ее формирования под воздействием бошекульской фазы тектогенеза формация оказалась собранной в складки. С указанной фазой связаны габброидные интрузии, составляющие вместе со спилито-кератофировыми лавами единый комагматический комплекс. Интрузии этого комплекса пространственно приурочены к бошекульской формации нижнего кембрия или реже — к телескольской верхнего протерозоя. По возрасту они относятся к концу нижнего кембрия. Представлены они сравнительно небольшими телами габбро, дайками диорит-порфиритов, гранодиорит-порфиритов, плагиогранит-порфиритов, граносиенитов и сиенитов.

С этим магматическим комплексом генетически связаны четыре формации рудных месторождений: молибденово-медная

порфировая; колчедано-золото-полиметаллическая; золото-медно-турмалиновая; кварцево-жильная меднорудная.

Молибденово-медная порфировая формация

Месторождения этого типа играют большую роль в балансе меди Центрального Казахстана. В исследованной области их известно два: Бошекуль и Кызыл-Каинды, из которых Бошекуль является одним из крупнейших в Советском Союзе.

Бошекуль (8)

Это месторождение находится в северо-восточной части Центрального Казахстана, в Павлодарской области, Баянаульском районе, в 175 км по воздушной линии к западу-юго-западу от г. Павлодара, в 225 км к северо-востоку от г. Акмолинска, между реками Шидерты и Оленты, от первой в 20 км к западу и от второй в 15 км к юго-востоку; в 23 км к северу от железнодорожной линии Павлодар — Акмолинск.

Незначительная часть месторождения была известна еще древним обитателям степи, которые производили добычу окисленных руд на наиболее богатых участках. Так, в юго-западной части месторождения обнаружено большое количество «чудских» неглубоких открытых выработок, протягивающихся узкой полосой (около 30 м) с юго-запада на северо-восток. Выработки эти за длительный период времени запылились, сгладились, покрылись растительным слоем и обнаруживаются только местами по незначительным углублениям.

С этих древних времен до наших дней о месторождении не было никаких сведений.

Весной 1930 г. была организована при Институте цветных металлов Джангабульская геологопоисковая партия под руководством Р. А. Борукаева. Полевые работы партия начала с полиметаллического месторождения Джангабул; параллельно с работами на последнем производились поиски в районе и было осмотрено проявление медного оруденения близ озера Бошасор (Бошекуль); в результате осмотра было признано, что оруденение заслуживает весьма серьезного внимания и постановки разведочных работ.

На основании предварительных геологоразведочных работ 1930 г. было выявлено, что Бошекуль является крупнейшим месторождением меди.

С мая 1931 г. геологоразведочные работы на Бошекуле были развернуты в широком масштабе. Осенью того же года

была организована геологическая база, обслуживающая Бошекульскую и ряд других небольших геологоразведочных партий, работавших в Бошекульском районе.

В начале 1932 г. на IV Всесоюзной конференции по цветным металлам в Ленинграде, по докладу Р. А. Борукаева, запасы Бошекульского месторождения были уже приняты по $C_1 + C_2$ в размере 1 500 000 тонн металлической меди.

В 1933 г., вследствие резкого снижения кредитов, геолбаза была ликвидирована и из всех двенадцати партий, работавших в Бошекульском районе, была оставлена одна, продолжавшая буровые работы на Бошекуле двумя станками до июля того же года.

Во второй половине 1933 г. была возобновлена проходка шахты № 1 и 2 (по договору с Казредметом). Из шахт были взяты из зоны цементации валовые пробы и направлены в Механообр на испытание. Кроме того, составлена валовая проба окисленных руд, взятых из специально пройденных глубоких шурфов, и также направлена в Механообр. Разведки 1931—1933 гг. подтвердили предположения, высказанные на основании поисковых работ 1930 г., и выдвинули Бошекуль на одно из первых мест среди медных месторождений-гигантов.

В 1932 г. район месторождения был покрыт геологической съемкой масштаба 1 : 200 000 площадью 3550 км², в которую входит и Тениз-Коржункольский каменноугольный бассейн. На этой площади ряд месторождений меди, золота, полиметаллов и угля подвергся предварительной разведке. С 1933 по 1936 г. геологоразведочных работ здесь не производилось.

В 1936 г. район подвергся гидрогеологической съемке, были произведены специальные работы по выявлению и предварительной разведке строительных материалов цементного сырья и других нерудных ископаемых. Тениз-Коржункольский угольный бассейн разведывался с применением механического бурения.

В 1940 г., после четырехлетнего перерыва, были проведены небольшие работы по сбору дополнительных материалов, на основании которых Р. А. Борукаевым дополнена ранее составленная геологическая карта Бошекульского месторождения в масштабе 1 : 10 000.

В 1941 г. в междуречье Оленты — Шидерты проведена геологическая съемка масштаба 1 : 100 000.

В 1943 г. запасы Бошекульского месторождения, подсчитанные по категории C_1 , на основании пройденных по сетке 200×100 м скважин, и запасы C_2 — по более редкой сетке скважин, приняты Всесоюзной комиссией по запасам.

В 1948 г. Казгеолуправление приступило вновь к детальной разведке Бошекульского месторождения и провело большой

объем буровых и горных работ, на основании которых в 1953 г. ВКЗ утвердила запасы по категориям В и С₁.

Рельеф района месторождения представляет почти плоскую равнину с незначительными разрозненными округлыми холмами (сопками); часто они образуют невысокие гряды, вытянутые преимущественно в северо-восточном направлении. Между этими грядами располагаются широкие плоские низины, в центральных частях которых часто встречаются соленые и солоноватые плоскодонные озера, обычно пересыхающие к концу лета. В 1,5 км к северу от такого озера и расположено месторождение Бощекуль.

К северу, за пределами месторождения, рельеф постепенно сглаживается в еще большей степени и переходит в совершенно ровную степь Западно-Сибирской низменности.

Месторождение Бощекуль расположено в широкой низине, обрамленной невысокими холмами. Наибольшее понижение в рельефе наблюдается в его северо-восточной части, имеющей абсолютную высоту 218 м.

Наивысшими точками являются вершины трех сопкок, расположенных: первая — в центральной части месторождения (абсолютная высота 234,3 м и относительная — 16,3 м).

Относительно северо-восточной части месторождения она вытянута в широтном направлении и сложена вторичными кварцитами.

Вторая — в западной части — в 2 км к западу-юго-западу от первой (с абсолютной высотой 235 м) сложена гранит-порфирами.

В самой западной части месторождения находится сопка Обалы (абсолютная отметка 266,47 м), вершина которой сложена третичными светлосерыми кварцитами.

В остальной части месторождение представляет сnivelированную поверхность с незначительными колебаниями абсолютных высот (223—225 м) и со слабым повышением рельефа к юго-западу.

В геологическом строении района месторождения принимают участие отложения нижнего, среднего и верхнего кембрия. Вмещающими породами являются отложения вулканогенно-осадочной бощекульской формации нижнего кембрия. Формация эта состоит из эффузивов подводного излияния лав, пирокластов и сравнительно небольшого количества морских терригенных осадков, чередующихся с эффузивными образованиями. Детальное изучение вулканогенного комплекса нижнего кембрия показало, что эффузивы являются продуктом закономерного процесса дифференциации магмы, образуя единую спилито-кератофировую магматическую формацию.

Вся формация подразделяется по петрографическому характеру эффузивов на две свиты: нижнюю — спилитовую и верхнюю — кератофировую.

Спилитовая свита состоит главным образом из основных порфиритов спилитового и диабазового состава и их пирокластов, а также из граувакковых песчаников, алевролитов и редких горизонтов яшм.

Кератофировая свита объединяет средние и кислые члены формации — альбитовые плагиопорфиры, кератофиры, кварцевые кератофиры, кварцевые альбитофиры и пирокласты указанных лав. В нижней части свиты переходные слои состоят из плагиопорфиритов и миндалекаменных лав среднего состава. В этой свите эффузивные образования также чередуются с морскими терригенными осадками.

В районе Бошекульского месторождения формация смята в почти широтную антиклинальную структуру, южное крыло которой перекрыто верхнекембрийскими осадками, а северное переходит в довольно спокойную и широкую синклиналь, сложенную отложениями кератофировой свиты. Ось синклинали проходит в северо-восточном направлении; северное крыло ее срезано надвигом, приводящим в тектонический контакт отложения нижнего и среднего кембрия. Мощность формации свыше 4 км.

Бошекульское месторождение приурочено к южному крылу антиклинальной складки и размещается в спилитовой свите бошекульской формации.

Эффузивы этой свиты характеризуются зеленокаменным перерождением и представлены здесь главным образом пироксен-плагиоклазовыми, плагиоклазовыми (лабрадор-андезиновыми) порфиритами, миндалекаменными лавами спилитового типа, туфоловами и пирокластическим материалом соответствующих лав. Среди эффузивов встречаются горизонты осадочных пород.

Месторождение парагенетически связано с бошекульской интрузией, располагающейся в юго-восточном крыле антиклинальной складки и приурочено к крутопадающему большому разрывному нарушению северо-восточного направления.

Первые детальные описания этой интрузии даются в работах Н. Г. Кассина и Р. А. Борукаева (1931), Р. А. Борукаева (1946, 1949, 1953) и Е. Е. Миллер (1950). Тело интрузии имеет вид неправильной ветвящейся дайки, вытянутой согласно структуре вмещающих пород, по азимуту $55-60^\circ$ на протяжении свыше 6 км; ширина его сильно колеблется (от нескольких десятков метров до 1000 м). В юго-западной части дайка разветвляется на ряд жил и апофиз. Действительные размеры интрузивы с поверхности установить невозможно, так как с обоих

концов он перекрыт более молодыми осадочными образованиями.

Северо-восточная и южная часть дайки трансгрессивно перекрыты (через базальные слои) отложениями верхнего кембрия; юго-восточная уходит под плащ палеогеновых пестроцветных глин и сливных кварцитов.

Интрузия размещается в тектоническом блоке спилитовой свиты, ограниченном с юга и севера широтными дизъюнктивными нарушениями. Перед отложением верхнекембрийских осадков произошло опускание южного борта блока, вместе с месторождением, с одновременным поднятием северного. Это, повидимому, привело к более глубокому срезу интрузии и месторождения в северо-восточной части к периоду наступления верхнекембрийского моря.

Среди божекульских гипабиссальных пород выделяются кварцевые диорит-порфириты, гранитоидные порфиры и сиенит-порфиры.

Кварцевые диорит-порфириты выходят на поверхности в западной части массива. Они имеют серую до темносерой, с зеленоватым оттенком окраску, обладают неотчетливой порфировой структурой и обычно подвержены вторичным процессам гидротермального и рудного метаморфизма.

В зоне окисления они преобразованы кислыми рудными растворами в глиноподобную массу, часто с кварцевым ячеистым лимонитизированным каркасом, или с реликтовыми структурами первичной породы. В более сохранившихся участках основная масса породы полнокристаллическая мелкозернистая или фельзитовая; порфировые выделения представлены олигоклазом № 20—30, обычно альбитизированным, с выделением серицита и хлорита; встречается бурый или зеленый биотит, замещенный эпидотом, хлоритом и серицитом. Кварц содержится в количестве от 7 до 15%.

Гранитоидные порфиры являются сложной группой. Среди них выделяются разновидности, весьма близкие между собой, но несколько различающиеся по химизму и минералогическому составу (плагιοгранит-порфиры, адамеллит-порфиры). Они слагают северо-восточную часть массива, прорывают кварцевые диорит-порфиры и, следовательно, являются более молодыми разностями божекульской интрузии. В составе интрузива они играют главную роль.

Породы эти сильно изменены процессами гидротермального метаморфизма, наложенного в период рудообразования; более сохранившиеся разности встречаются в центральной и северо-восточной части интрузива.

Гранитоидные порфиры имеют красноватые или чаще темнорозовые тона, порфировую структуру. Они состоят из пла-

гиоклаза № 8—25 (40—60%), ксеноморфного кварца (15—20%), калиевого полевого шпата (10—15%). В небольшом количестве присутствуют цветные минералы—биотит и роговая обманка (до 20%); рудные минералы—магнетит и пирит, аксессуарные — апатит. Калиевый полевой шпат представлен мутным, сильно пелитизированным ортоклазом; в некоторых разностях он почти полностью отсутствует. Плагиоклаз часто альбитизирован с выделением большого количества серицита, иногда целиком его замещающего. Порфиновые выделения представлены большей частью кварцем и темноцветным минералом; основная масса микрогранитовая или фельзитовая. Таким образом, по количественным соотношениям главных породообразующих минералов, породы эти ближе всего к гранодиорит-порфирам или плагиогранит-порфирам.

Сиенит-порфиры распространены в западной части боцекульской интрузии в виде небольшой дайки. Они также сильно изменены гидротермальными процессами. В менее измененных частях хорошо различается порфировое строение и выделение калиевого полевого шпата и альбита (размер 1—2 мм) среди тонкозернистой основной массы. Калиевый полевой шпат резко преобладает над альбитом.

Основная масса состоит из мелких зерен альбита, ортоклаза и небольшого количества продуктов преобразования цветных минералов, представленных роговой обманкой и биотитом, полностью замещенных эпидотом, хлоритом, иногда с примесью карбоната; в небольшом количестве присутствует кварц, из аксессуарных минералов — апатит и рудные.

На основании фактического материала можно считать, что формирование боцекульского комплекса гипабиссальных интрузивных пород началось с внедрения тела кварцевых диорит-порфиров. Следующая фаза дала гранитоидные порфиры, прорывающие в виде мелких даек массив кварцевых диорит-порфиров, а также распространенных главным образом к северо-востоку от последних. Сиенит-порфиры, возможно, являются краевой фацией гранитоидных порфиров.

После своего застывания интрузивный комплекс, вместе с вмещающими породами спилитовой свиты нижнего кембрия, подвергся интенсивному дроблению. Сеть мелких трещин послужила путями для рудоносных гидротерм. Эффузивные вмещающие породы подверглись при этом пропилитизации.

Минерализация и метаморфизм имеют своеобразные особенности. После интрузии гранит-порфиров породы в районе месторождения подверглись значительному дроблению, в результате появилась широкая полоса сильно трещиноватых пород, захвативших всю южную приконтактовую полосу. Трещины местами шириной до нескольких сантиметров,

но чаще более узкие, до микротрещин. По этим трещинам от остывающего очага магмы, давшего уже к этому времени затвердевшее тело бошекульской интрузии, поднимались эманации и горячие воды, которыми переносились железо, цинк и медь. Из флюидов и минерализованных горячих растворов выделились: магнетит, железный блеск, молибденит, пирротин, золото, арсенопирит, пирит; в следующую стадию в очень значительных количествах отложились пирит, халькопирит, борнит, блеклые руды, сфалерит, галенит и ряд других. Рудные минералы вкраплены (иногда очень густо) в породу, или заполняют трещины вместе с жильным минералом (кварцем и кальцитом) или без него. В гранит-порфирах, чаще чем в эффузивах, встречается вкрапленность рудных минералов; они замещают чаще всего слюду, полевые шпаты.

Во вмещающих эффузивных породах рудные минералы или вкраплены, или чаще распространяются в них по тонким ветвящимся трещинкам, иногда достигающим нескольких сантиметров; рудные минералы заполняют пустоты вместе с кварцем или кальцитом (и очень редко баритом), или без них, а также образуют прожилки, линзочки, гнезда рудных скоплений. Помимо этой формы оруденения, здесь и вкрапленные руды также имеют значительное распространение; пирит и халькопирит (последний в меньшем, а иногда и в ничтожном количестве) замещают бисиликаты, плагиоклазы и основную массу порфиритов и туфов, образуя часто участки сплошных колчеданных скоплений.

Комплекс вторично измененных пород, имеющих распространение в пределах рудного поля месторождения, образовался благодаря совместному воздействию процессов автометаморфизма, контактового и рудного метаморфизма. Первый из них проявился с наибольшей интенсивностью в эффузивной нижнекембрийской толще — в зеленокаменном изменении, выражающемся в хлоритизации, уралитизации и эпидотизации цветных силикатов, в сосюритизации, серицитизации и альбитизации основных плагиоклазов. Эти процессы, проявившиеся в лавах подводных излияний, привели к образованию типичных спилитов.

Рудный метаморфизм во многих случаях (в контактовой зоне) накладывается на автометаморфизм и совместное действие этих двух процессов обуславливают общий комплекс изменения пород в пределах рудного поля.

Нормальный контактовый метаморфизм выражен слабо и в большинстве случаев маскируется процессами гидротермального рудного метаморфизма.

Гидротермальные процессы и рудный метаморфизм обусловили пропилитизацию эффузивных вмещающих пород, которая

выражается в интенсивной серицитизации полевых шпатов, эпидотизации, хлоритизации цветных силикатов в появлении пумпеллиита, также в силификации и пиритизации.

Таким образом, Бошекуль является редким примером нижнепалеозойского проявления процессов пропилитизации.

Порфириты в контактовой полосе подверглись, помимо этого, амфиболитизации; на ближайших к гранит-порфировым телам участках в них развились амфибол, эпидот, альбит, кварц, биотит, магнетит.

Подобные же изменения произошли в туфах. Интрузивные гранит-порфиры обычно на всей площади месторождения значительно изменены гидротермами. Наибольшие их изменения отмечаются в западной части и по южной приконтактной полосе месторождения. Они здесь густо пересечены трещинами, по которым поднимались горячие минерализованные растворы, производившие весьма интенсивные изменения, выразившиеся также в серицитизации плагиоклазов и полевых шпатов, в отложении рудных минералов; кварц остался без изменения. В сильно измененных зонах отмечается значительная силификация и минерализация пород.

Нисходящие подкисленные воды в зоне выветривания завершили изменение пород, превращая их в бесструктурную глиноподобную массу в зоне интенсивной минерализации, в которой сохраняются лишь реликты прежней структуры. Образовавшаяся глиноподобная масса из серицита, каолинита и алуниита (редко) адсорбировала из нисходящих растворов, иногда в весьма значительных количествах, гидрогели железа.

Оруденение на месторождении Бошекуль отчетливо выражено четырьмя зонами: зоной окисления (охристых руд); зоной выщелачивания; зоной вторичного сульфидного обогащения; зоной первичных руд.

Зона охристых руд вытянута узкой полосой шириной от 80 до 300 м в северо-восточном направлении длиной 2,8 км. Мощность ее колеблется от 4,5 до 18 м, в среднем — 11 м.

В порфиритах и туфах северной части месторождения, представляющей полосу с незначительным дроблением, трещиноватостью и гидротермальным изменением, охристая зона вообще менее мощна и часто непромышленна. Особенно богатая содержанием меди охристая зона наблюдается между западным и центральным гранит-порфировыми штоками с отклонением от центрального штока к югу.

Особо нужно отметить закономерное расположение богатых охристых медных руд вдоль линии контакта верхнекембрийской песчаниковой свиты, где минерализованные гранит-порфиры и вмещающие их вулканогенные породы обнажаются из-под песчаниковой свиты. По этой полосе почти строго вдоль

контакта выявлены и древние «чудские» разработки, отвалы которых дают наиболее богатые окисленные руды.

В зонах наибольшего дробления, трещиноватости и гидротермального изменения охристая зона спускается до 18 м глубины; на этих участках породы сильно каолинизированы или даже превращены в совершенно глиноподобные массы. Вследствие этого происходила несколько замедленная циркуляция нисходящих вод; здесь медь отлагалась главным образом в виде устойчивых карбонатных соединений. В районах широкого развития гранит-порфиров и диорит-порфиров зона окисления почти целиком выщелочена.

Уровень поверхностных вод находится на расстоянии 10—18 метров; депрессионная поверхность неровная, колебания ее уровня доходят до 3—5 м.

Минеральный состав охристой зоны достаточно сложный; из медных минералов присутствуют карбонаты, окислы, хлориды, сульфаты и силикаты: малахит, азурит, тенорит, парамелаконит, куприт; значительно реже встречаются: атакамит, брошантит, хризоколл, любецкит, креднерит.

В наибольшем количестве встречаются охры железа, особенно в верхних частях окисленной зоны. Нередки примазки молибденовой охры (молибдита) и мышьяковых охр. Из нерудных минералов здесь главным образом представлены: серицит, кварц, каолинит, халцедон, гипс, карбонаты, опал, хлорит; значительно реже алунит, глаукофан и нонтронит.

М а л а х и т встречается в виде пленок на буром железняке, в виде корок на кварце, в виде вкрапленников в гранит-порфирах; часты более или менее крупные почковидные скопления, а также радиально-лучистые формы. Внутри почковидных скоплений малахита наблюдаются радиально-лучистые агрегаты того же минерала.

А з у р и т встречается почти всегда совместно с малахитом, в тех же формах, но количество его значительно меньше малахита.

Т е н о р и т и **п а р а м е л а к о н и т** встречаются вместе с малахитом, любецкитом и креднеритом в виде скоплений в глиноподобной массе разрушенных гранит-порфиров, причем малахит в виде тонкой вкрапленности или пленок, облегающих скопления сажистых руд в виде корки. Иногда сажистые руды встречаются в виде вкрапленности в малахите.

К у п р и т чаще всего встречается в ядрах малахитовых почковидных скоплений.

Х р и з о к о л л а — главным образом в приповерхностных частях кварцевых жил восточной окраины месторождения.

Б р о ш а н т и т и **а т а к а м и т** — в виде корок в отвалах древних выработок.

Из железных минералов весьма часты различные гидроокислы и ярозит.

Л и м о н и т часто создает значительные скопления, являясь по количеству в зоне окисления главным рудным минералом. Он обнаружен в виде гнезд и линз, заполняющих трещины, пустоты, часто встречаются его натечные концентрически-скорлуповатые формы. Очень часты скопления в виде пористого, ноздреватого или ячеистого бурого железняка на ноздревато-сетчатом кремнистом каркасе. Помимо этого, околожильные участки в гранит-порфирах пропитаны охрами железа.

В охристой зоне нередко встречаются и сульфидные минералы зоны цементации и зоны первичных руд; из них пирит наблюдается очень часто, реже — ковеллин, халькозин и молибденит, еще реже — халькопирит.

Зона выщелачивания в большинстве случаев имеет нерезкие границы и может быть установлена лишь по химическим анализам на медь.

При процессах окисления сульфидных и частью уже охристых руд происходили вынос и переотложение металлов, иногда в значительном удалении от первоначального залегания; при этом образовались участки, обедненные, а иногда даже нацело лишенные рудных минералов — зона выщелачивания. Эта зона по разведочным скважинам не является выдержанной; на одних участках месторождения она достигает даже нескольких десятков метров, а в других выражается лишь в весьма небольшом обеднении охристых медных руд. Выщелачиванию охристых медных руд способствовали, с одной стороны, сернокислые растворы, с другой — уголекислота грунтовых вод, которая в некоторой степени растворяла карбонаты меди; наконец, обогащение грунтовых вод хлоридами и щелочами могло повести также к увеличению растворяющей силы вод. Более сильное выщелачивание отмечено в западном участке месторождения, но здесь и наиболее густо вкраплен пирит; иногда он образует гнезда сплошного колчедана.

В зонах сильной трещиноватости и интенсивной минерализации, а следовательно, большей доступности циркуляции грунтовых вод, образовались участки со значительной выщелоченностью медных минералов.

Помимо трещиноватости, в образовании зоны выщелачивания играет также роль и литологический состав пород. Порфириты дают большей частью при выветривании плотные вязкие глины, мало доступные для циркуляции поверхностных вод; гранит-порфиры и диорит-порфиры дают при выветривании значительно более рыхлый материал, хорошо доступный циркуляции поверхностных вод. Это отчетливо выражается на

западном участке, где значительное тело диорит-порфиров и прорывающий их шток гранит-порфиров подверглись значительной минерализации, гидротермальному метаморфизму, а затем чрезвычайно интенсивному процессу выщелачивания. У скважины 17 зона выщелачивания спускается уже до 33 м, у скважины 26 — до глубины 27 м. Далее к западу скважины 7 и 10 целиком прошли по зоне выщелачивания, первая — 107 м и вторая — 103,6 м. При этом в обеих скважинах породы изменены более интенсивно, чем где бы то ни было в других скважинах, и превращены в глиноподобную массу. Повидимому, здесь проходит зона пострудного нарушения. Породы состоят здесь в основном из мелкого агрегата серицита, хлорита, иногда эпидота, наблюдаются более крупные кристаллы первичного, сильно давленного кварца, мелкозернистого вторичного кварца, мелкая вкрапленность пирита, переходящего в бурый железняк. Часто крупные катаклазированные зерна первичного кварца цементируются бурым железняком.

Лимонит концентрируется особенно сильно в верхних частях зоны. Здесь он наблюдается по трещинкам, где образует прожилки мощностью до 2 см. При густой сети трещинок прожилки лимонита придают породе бурю окраску. Остальные рудные минералы в этой зоне встречаются значительно реже, изредка встречаются примазки малахита.

Зона вторичного сульфидного обогащения развита и проявляется не на всем месторождении одинаково. В большинстве случаев она залегает непосредственно под охристыми промышленными рудами и только в отдельных участках — под зоной выщелачивания.

Наиболее ярко проявлена зона цементации на западном участке месторождения, где она залегает непосредственно под мощной зоной выщелачивания. Особо необходимо подчеркнуть также хорошо выраженную зону цементации близ контакта с верхнекембрийскими породами, трансгрессивно перекрывающими месторождение. Возможно, что под ними сохранилась древняя (кембрийская) зона вторичного сульфидного обогащения.

Нижняя граница этой зоны не является выдержанной и проходит приблизительно на глубине 50—80 м; верхняя ее поверхность проходит на глубине от 13 до 25 м. Мощность зоны цементации на различных участках измеряется от 7 до 60 м.

Наряду с минералами зоны первичных руд — пиритом, халькопиритом, сфалеритом, молибденитом, в этой зоне получили развитие ковеллин, халькозин, борнит, причем в гранит-порфирах наибольшее развитие имеют ковеллин и халькозин; в порфиригах — борнит и халькозин. Первичные медные минералы обычно преобладают над вторичными.

В порфиритах зона обогащения выражена слабее, чем в гранит-порфирах, и она богаче там, где вышележащие охристые руды выщелочены начисто или весьма сильно обеднены и зона выщелачивания более мощная (например, в западном участке). В самых верхних горизонтах зоны цементации, помимо сульфидов, встречаются медные окислы (тенорит, мелакоцит и редко куприт). Необходимо отметить, что халькопирит в зоне цементации, вероятно, частью вторичный, он облекает борнит и замещает целый ряд вторичных минералов.

В южной приконтактной части зона вторичного обогащения спускается глубже, а далее к югу она погружается под верхнекембрийские отложения.

Ковеллин является наиболее распространенным минералом, замещающим халькопирит. Он образует каемки, жилки и включения в халькопирите, а в некоторых случаях замещает его нацело. Иногда в ковеллине сохраняются мелкие зерна халькопирита. Изредка ковеллин и халькозин цементируют дробленные зерна пирита или вкраплены в ней в виде зерен 0,05—0,01 мм.

Халькозин располагается в породе отдельными редкими зернами 0,1—0,2 мм, которые часто прорастают тонкими включениями ковеллина. Нередко халькозин цементирует зерна пирита, иногда он сростается с борнитом, замещает халькопирит или образует каемки вокруг халькопирита и пирита.

Борнит обычно наблюдается в значительно меньших количествах, чем первые два минерала. Он тоже замещает халькопирит, образуя на нем каемки, жилки и мелкие включения. Часто он бывает связан с ковеллином. Иногда в халькопирите наблюдается неясная решетка борнита. Борнит, очевидно, встречается как первичный, так и вторичный, вместе с халькозином и ковеллином.

Зона первичных руд широко развита в западной разведанной части месторождения под зоной вторичного сульфидного обогащения с глубины от 30 до 80 метров.

Из анализа материалов по скважинам можно сделать вывод, что на больших глубинах могут встречаться первичные руды с промышленным содержанием меди и нижняя граница этих руд пока не выяснена, так как самая глубокая скважина (свыше 300 м) остановлена еще в первичных рудах.

В разведанной части месторождения промышленные первичные руды протягиваются полосой около 2,5 км, шириной от 300 до 700 м. К северо-западу от гранит-порфировой дайки происходит постепенное обеднение сульфидами меди, хотя убогие руды распространяются еще на значительном удалении от контакта. К юго-востоку от дайки промышленные первичные

руды уходят под верхнекембрийскую осадочную толщу и границы распространения их в этом направлении не выяснены.

Первичное оруденение приурочено к гранит-порфирам и вмещающим их вулканогенным породам нижнего кембрия. Обычно гранит-порфиры и контакты их дают более интенсивное оруденение, а с удалением от них оруденение во вмещающих породах, как правило, постепенно затухает, хотя часто на значительном удалении (50—100 м) от гранит-порфиров можно наблюдать еще промышленные руды. Как гранит-порфиры, так и вмещающие их эффузивы в зоне первичного оруденения менее изменены, чем в зоне обогащения. Они имеют более свежий вид и даже макроскопически легко опознаются, сохраняют свою структуру. Все же гидротермальный метаморфизм сказался сильно, особенно на гранит-порфирах. Породы осветлены, местами значительно окварцованы, всюду секутся довольно густой сетью трещин, часто выполненных кварцем и рудными минералами, значительно реже кальцитом или баритом с рудными минералами. Часто мельчайшие трещины выполнены одним рудным минералом. Околожилные участки имеют вкрапленность рудных минералов, часто значительной густоты. При микроскопическом изучении гранит-порфиров оказалось, что гидротермальный метаморфизм этой зоны выражается в следующем: плагиоклаз порфировых выделений (1—1,2 мм) серицитизирован и альбитизирован. Иногда в кристаллах плагиоклаза (обычно альбитолигоклаза — №8-22) присутствуют зерна вторичного кварца и рудных минералов. Цветных силикатов мало, наблюдается лишь в небольших количествах биотит, разложенный и осветленный, часто с включениями рудных минералов. Порфировые выделения плагиоклаза и кварца сильно катаклазированы, порода содержит вторичный кварц и рудный минерал.

Вмещающие дайку эффузивы в зоне первичных руд подверглись также заметному метаморфизму, выразившемуся в некотором осветлении их, окварцевании, оруденении, разложении первичных минералов. Плагиоклазы очень мутны, серицитизированы, иногда целиком пренитизированы, иногда наблюдается вторичный альбит, вкрапленность пирита и кварц. Пироксен и роговая обманка разложены и замещены уралитом. Основная масса часто превращена в серицито-кварцево-пелитовую массу со вторичными карбонатами и рудными минералами.

Из жильных минералов в первичной зоне развит, главным образом кварц, реже кальцит и очень редко — барит. Они заполняют трещины, иногда достигающие мощностей от 8—10 см, но чаще эти трещины всего в несколько миллиметров, причем кальцит преимущественно распространен в порфиритах и их туфах.

Гранит-порфиры рассечены значительно большим количеством трещинок, выполненных обычно кварцем и рудными минералами. В них располагаются рудоносные кварцевые жилы по нескольким системам, очевидно, нескольких генераций.

Первая система трещин с наиболее мощными кварцевыми жилами, доходящими до 10 см, а в большинстве случаев содержащая прожилки мощностью от 1 до 3 см, выполнена обычно гребенчатым кварцем, при этом рост кристаллов кварца происходит от обеих стенок трещин перпендикулярно им, часто кварц образует шестоватые кристаллы правильной формы. Обычно в центральной части жилы, т. е. на гребенчатой поверхности кварца, отлагается пирит, кристаллические индивиды его размерами от 1 до 7 мм, в более крупных жилах—до 2 см. Кристаллы пирита хорошей огранки. Часто после отложения пирита в прожилке продолжается отложение кварца и тогда в кварцевой жиле получается ряд прожилков крупнокристаллического пирита. В этой системе трещин на стенках их ложится обычно тонкий слой, как бы примазки молибденита, который является первой фазой выделения. Молибденит встречается и в виде редкой вкрапленности зерен чешуйчатого строения в кварце, а также в околожилных участках в самих гранит-порфирах. Очевидно, молибденовое оруденение связано главным образом с этой генерацией кварца и пирита. Кварц в этих прожилках прозрачный, с фиолетовым оттенком.

Наблюдения показывают, что прожилки описанной первой системы являются наиболее ранними. Они секутся рядом других систем.

Вторая система трещин, которая сечет первую, имеет малую мощность, в отдельных случаях 3—7 мм. Прожилки состоят из плотного кварца и мелкозернистого пирита. Почти всюду они разбиваются решетчатой системой трещин отдельности на мелкие обломки. Кристаллы пирита мелкие от 0,4 до 1,0 мм. Из рудных минералов здесь присутствует почти один пирит, очень редко халькопирит. У стенок трещин отлагается с обеих сторон как бы корочкой кварц, а затем — светлолатунный пирит. Прожилки эти в породе располагаются довольно густо — от 6 до 8—10 см одна от другой.

Третья система сечет обе предыдущие. Мощность ее отдельных прожилков 2—6 мм. Состоят они из гребенчатого кварца, халькопирита и пирита. Кристаллы кварца хотя и представлены хорошо ограненными призмами, но величина их значительно меньшая, чем в первой системе, пирит тоже более мелкокристаллический. Пирит и халькопирит присутствуют в равных количествах, иногда халькопирит несколько преобладает.

Четвертая система, почти перпендикулярна ко второй, представлена густой сетью тончайших трещинок от 0,2 до 0,5 мм.

Трещинки выполнены халькопиритом, пиритом и кварцем. Эта система является главным носителем медного оруденения. Местами трещинки расположены в породе очень густо и создают впечатление полосчатой текстуры породы, но обычно они размещаются на расстоянии от 5 до 8 мм одна от другой. В промежутках между ними встречается вкрапленность халькопирита и пирита, но главная масса медного оруденения сосредоточивается в самых тончайших трещинках.

В восточной части месторождения трещины различных систем имеют следующие преобладающие направления.

- 1) Азимут падения юго-восток $150\text{--}170^\circ$, угол $45\text{--}55^\circ$.
- 2) Азимут падения юго-запад $235\text{--}250^\circ$, угол $50\text{--}65^\circ$.
- 3) Азимут падения на север или северо-восток $0\text{--}20^\circ$, угол $25\text{--}35^\circ$.
- 4) Азимут падения северо-восток $50\text{--}60^\circ$, угол $25\text{--}35^\circ$.

Кроме приведенных систем трещин, имеются еще и другие, встречающиеся реже, выполненные одним пиритом или одним кварцем.

Минералогический состав зоны первичного оруденения представлен довольно большим числом отдельных рудных минералов, правда, в количественном отношении они далеко неравноценны. В убывающем порядке они располагаются следующим образом: пирит и халькопирит, в значительно меньших количествах — магнетит, борнит и молибденит, еще реже — сфалерит, галенит, марказит, блеклые руды, гематит и пирротин.

Пирит присутствует в кварцевых жилах, заполняет трещины самостоятельно или с халькопиритом и кварцем. Часто встречен в виде вкрапленности. Иногда пирит сростается с халькопиритом. Размер кристаллов от 0,05 до 0,7 мм. Анализ зерен пирита показал, что пирит является кобальтоносным.

Халькопирит — основной минерал, несущий медное оруденение. Он наблюдается в прожилках с пиритом и кварцем, а также в виде вкрапленности, зерна его неправильных лапчатых очертаний. Размеры зерен от 0,01 до 0,7 мм, преобладают зерна 0,07—0,25 мм. Обычно выделения халькопирита одиночны и реже сростаются с пиритом, рутилом и борнитом.

Иногда зерна пирита цементируются халькопиритом, или халькопирит образует каемки вокруг эвгедральных зерен пирита или молибденита. Редко встречается халькопирит в твердом растворе с борнитом, в виде тонкой решетчатой структуры (распад смеси).

Магнетит образует мелкие изометрические включения в породе, зерна 0,05—0,1 мм.

Борнит чаще всего встречается в сростании с халькопиритом, образуя сростки в 0,1—0,5 мм.

Молибденит присутствует в виде тонких примазок или в виде единичных зерен-чешуек размерами от 0,05 до 0,2 мм. Наиболее часты размеры зерен 0,08—0,15 мм. Иногда зерна его располагаются цепочкой; местами они окружены каемкой халькопирита.

Сфалерит встречается спорадически в виде ангедральных и эвгедральных зерен размерами от 0,1 до 2 мм и сплошными скоплениями в несколько миллиметров в кварцевых и кварцево-кальцитовых прожилках; иногда встречается в зернистом сростании с галенитом, халькопиритом или включает корродированные зерна пирита. Сфалерит почти сплошь усеян эмульсионной вкрапленностью халькопирита. Местами он заполняет промежутки между зернами пирита. Иногда зерна его размерами 0,01—0,03 мм включены в блеклую руду.

Галенит наблюдается совместно со сфалеритом, зерна его размером от 0,1 до 2 мм находятся в полном сростании со сфалеритом и халькопиритом. Они включают корродированные зерна последних или встречаются отдельно в кальците.

Марказит размещается совместно с пиритом в виде густой мелкой вкрапленности; размер ангедральных зерен от 0,05 до 0,5 мм.

Блеклые руды крайне редки и распределены неравномерно; они сростаются со сфалеритом и галенитом или включают эти минералы. Размеры зерен 0,01—0,05 мм.

Гематит и еще реже мартит отмечены только в верхней переходной части первичной зоны. Они замещают зерна магнетита, образуют каемки вокруг них или жилки в них.

Пирротин наблюдается лишь единичными зернами размером от 0,001 до 0,01 мм, часто внутри мелких зерен пирита.

Порядок выделения рудных минералов намечается следующий:

- 1) магнетит; 2) молибденит и пирит (первой генерации);
- 3) пирротин; 4) пирит второй генерации, халькопирит и борнит;
- 5) блеклые руды; 6) сфалерит; 7) галенит; 8) пирит (третьей генерации).

Золото, серебро и мышьяк, имеющийся в рудах Бощекуля, связаны, очевидно, с блеклыми рудами. Медь — в первичной зоне — с халькопиритом и борнитом.

Молибденовое оруденение как в зоне первичных руд, так и вторичного сульфидного обогащения представлено молибденитом. Этот минерал, как наиболее устойчивый из сульфидов по отношению к процессам выветривания, часто сохраняется и в зоне окисления, создавая иногда даже в этой зоне отдельные участки с повышенным содержанием молибдена. Такие участки выделяются в восточной части месторождения, где молибденит был впервые обнаружен Р. А. Борукаевым в 1930 г.

Один такой участок находится в северо-восточной части месторождения (близ скв. 13), где молибденит вместе с пиритом и незначительным количеством халькопирита приурочен к кварцевой жиле в гранит-порфирах.

Второй участок, тоже на северо-востоке, расположен в 200 м к северо-востоку от скважины 8. Здесь на небольшой сопке, сложенной окварцованными осветленными гранит-порфирами, наблюдается с поверхности тонкая вкрапленность чешуек молибденита. Наряду с молибденитом, присутствуют примазки молибдита. Участок имеет в длину 50 м, в ширину — до 2 м. Две канавы, пройденные здесь, дали содержание молибдена — 0,11% и 0,14%.

По материалам буровых скважин установлено, что молибденовое оруденение распределяется по месторождению довольно равномерно, особенно в зоне цементации и первичных руд. В окисленных рудах содержание его несколько ниже, чем в сульфидных.

Минимальное содержание молибдена в промышленных рудах по скважинам равно 0,007%; максимальное — 0,026%. При подсчете среднее уравновешенное содержание молибдена в промышленных медных рудах — 0,014%.

Содержание кобальта в руде Бошекуля очень низкое (порядка 0,004%), но по всей вероятности он будет играть также заметную роль, если содержание его будет значительно повышаться в медном концентрате. Значительное количество проб руд и отдельных минералов подвергалось спектроскопическому анализу. Из 103 проб кобальт установлен в 89. Содержание кобальта в них колеблется от следов до 0,1%. По химическим анализам устанавливается наивысшее содержание кобальта в сажистых рудах с любецкином, где содержание кобальта доходит до 0,5%, но руды эти промышленных концентраций не дают.

При исследовании отдельных минералов выяснилось, что кобальт в сульфидной зоне связан с пиритом и в редких случаях — с пирротинном.

Генезис месторождения достаточно хорошо установлен. К концу формирования бошекульской спилито-кератофировой формации нижнего кембрия проявилась первая фаза салаирского тектогенеза, отделяющая несогласием нижний кембрий от среднего и названная бошекульской. Этой фазой бошекульская формация была смята в систему крутых линейных складок, в основном сохраняющих унаследованное от верхнего кембрия направление структур. В процессе складкообразования и орогенических процессов возникли крупные разрывные нарушения согласного направления со складчатыми структурами. К такому разрывному нарушению, образовавшемуся

вдоль юго-восточного крыла антиклинали, приурочен Бошекульский интрузивный комплекс, внедрившийся по этому нарушению в виде крупной дайки из общего магматического очага, давшего также спилито-кератофировую эффузивную формацию.

Эволюция интрузивного комплекса протекала соответственно развитию эффузивных дифференциатов магмы, и внедрение его следовало за излиянием лав. Таким образом, эффузивная и интрузивная деятельность являлись единым комагматическим процессом. Малые интрузии на Бошекуле представлены кварцевыми диорит-порфиритами, плагиогранит-порфирами, адаметит-порфирами и сиенитами. В районе месторождения Бошекуль в бошекульской спилито-кератофировой формации встречаются малые тела и дайки габбрового, диоритового и плагиогранитового состава, близкие по петрохимическому составу к вмещающим эффузивным образованиям, повидимому, большинство из них является жерловой фацией спилито-кератофировой эффузивной формации.

После застывания в затвердевшей верхней части бошекульского интрузивного комплекса образовался пояс дробления с большим количеством мелких и мельчайших трещин, особенно в южной и юго-западной частях. Приконтактовая полоса вмещающих пород также сопровождается образованием густой сети трещин, шириной от волосяных размеров до нескольких сантиметров. Эти трещины послужили путями для подъема и циркуляции минерализующих растворов, исходящих от того же остывающего магматического очага, который дал эффузивы бошекульской спилито-кератофировой формации, от которой затем отделился (в виде дайковой апофизы в различные стадии дифференциации) бошекульский интрузивный комплекс.

По своему морфологическому положению и характеру распределения рудообразующих и жильных минералов, Бошекульское месторождение принадлежит к типу рассеянных порфировых медных руд. Обычно в таких месторождениях медь в зоне первичной минерализации содержится лишь в долях процента. Эта первичная слабая минерализация обычно сама по себе не представляет промышленной ценности. Вырабатываются во многих случаях только халькозиновые руды (зона вторичного обогащения), которые содержат медь уже в промышленных концентрациях и образуют пластообразные плоские залежи, с площадью, часто измеряемой многими сотнями тысяч квадратных метров. К этому же типу относится и Бошекульское месторождение, напоминающее как отечественные месторождения — Коунрад, Алмалык, Агарак и другие, так и месторождения США. Однако Бошекуль имеет и свои характерные особенности. Во-первых, зона вторичного обогащения не на всей площади одинаково выражена, проявлена она ярко только в юго-

западной части месторождения. Во-вторых, первичные руды Бошекуля содержат медь в значительно больших концентрациях, чем обычно месторождения этого типа, а поэтому являются сами по себе промышленно ценными.

Помимо этого, от всех известных отечественных месторождений этого типа (кроме соседнего — Кызылкаиндинского) Бошекуль отличается своим возрастом, являясь наиболее древним — кембрийским.

Запасы Бошекульского молибденово-медного месторождения на основании геологоразведочных работ, проведенных с 1930 по 1933 г., определяются следующими цифрами, утвержденными ВКЗ 21. VII 1943 г. (табл. 1).

Таблица 1

Типы руд	Категория запаса	Тоннаж руд (тыс. т)	Тоннаж меди в (тыс. т)	Среднее содержание (%)
Окисленные руды	C ₁	13 728	121,0	0,88
" " " " " " "	C ₂	875	7,6	0,87
Богатые сульфидные руды . .	C ₁	43 156	437,0	1,01
" " " " " "	C ₂	42 044	289,0	0,69
Бедные сульфидные "	C ₁	94 476	585,0	0,62
Всего руд	C ₁ +C ₂	194 280	1440,0	0,74

Из этих запасов можно выделить более богатые руды категории C₁ в количестве 56 884 тыс. т, с запасами меди 558 тыс. т, при среднем содержании меди 0,98%.

Более бедные руды являются первичными рудами и расположены ниже горизонтов богатых руд категории C₁, к которым они подвешены при подсчете.

Кроме меди, сульфидные руды Бошекуля содержат в среднем 0,014% молибдена, 0,3 г/т золота и 9,6 г/т серебра и некоторое количество кобальта, содержание которого точно не установлено.

С 1948 по 1953 г. партией Казгеолуправления были проведены буровые и горные работы, главным образом по переводу запасов категории C₁ в В. Как показывают цифры, значительная часть запасов категории C₁ переведена в В, однако общий объем запасов меди и среднее содержание ее, а также молибдена в рудах остались те же, что были даны по работам 1930—1933 гг. и утверждены ВКЗ в 1943 г.

Запасы руд и металлов, утвержденные ВКЗ в 1953 г. по молибденово-медному месторождению Бошекуль, приведены в табл. 2.

Таблица 2

Категория запасов		B	C ₁	B + C ₁	C ₂
Руды в тыс. т		105 210	53 105	158 815	26 883
Содержание	Cu (в %) . . .	0,77	0,7	0,74	0,69
	Mo " . . .	0,014	0,014	0,014	0,0036
	Au (в г/т) . . .	0,4	0,2	0,3	—
	Ag " . . .	13,4	6,1	9,6	—
Запасы металла	Cu (в тыс. т)	808,2	369,7	1177,9	186,2
	Mo " . . .	10,130	10,940	21,070	—
	Co (в т) . . .	—	—	—	2560
	Au (в кг) . . .	26 070	16 970	43 040	—
	Ag (в т) . . .	951,8	473,4	1425	—

Кроме того, в хвостах обогатительной фабрики подсчитаны запасы Al_2O_3 по категории В, которые до глубины 20 м выразились в 28,2 млн. т (при среднем содержании в руде 20,1%).

Перспективы роста запасов не ограничиваются приведенными цифрами, так как восточный и западный участки месторождения, составляющие значительные площади с оруденением, пока еще очень слабо разведаны.

Возраст месторождения устанавливается как конец нижнего кембрия по следующим данным: рудное тело вскрыто денудацией в начале верхнего кембрия, так как фаунистически установленный верхний кембрий перекрывает его трансгрессивно, через базальные конгломераты; в конгломератах встречены гальки окварцованных плагиигранит-порфиоров и порфиритов с гидротермальным изменением и галька кварца с сульфидами. Базальные слои, вскрытые в контакте с рудным телом рядом канав и шурфов, не несут никаких следов гидротермального изменения. Рядом скважин подсечены известняки с фауной верхнего кембрия (базальные слои), налегающие на рудное тело и не несущие никаких следов гидротермального метаморфизма. Таким образом, как бошекульский интрузивный комплекс, так и оруденение могут быть отнесены по возрасту к концу нижнего кембрия и связаны с бошекульской фазой салаирского тектогенеза.

Чрезвычайно важное значение для месторождения, особенно медного, имеет геологическая история, которую оно переживало со времени своего образования и особенно со времени вскрытия.

Наиболее значительными факторами, обуславливающими и направляющими преобразования месторождения после вскры-

тия, являются палеогеографические и тектонические условия: климат (годовые температурные колебания, атмосферные осадки), химизм вод, тектонические колебания и влияние их на уровень грунтовых вод, на базис эрозии и степень интенсивности эрозии, а также продолжительность преобразования месторождения.

В смысле выявления геологической истории месторождение Бошекуль является исключительно благоприятным. Континентальный режим, наступивший в самом начале верхнего кембрия и продолжавшийся всю нижнюю треть этой эпохи, способствовал интенсивной денудации и глубокому срезу с вскрытием нижнекембрийских интрузий, в том числе и Бошекульского месторождения. Вследствие этого процессы преобразования протекали достаточно интенсивно. Климатические условия благоприятствовали образованию зоны вторичного обогащения. Последняя хорошо наблюдается по богатым окисленным рудам, образовавшимся по древней зоне цементации. В современном срезе эти богатые руды как зоны окисления, так и цементации расположены вдоль контакта с отложениями верхнего кембрия, там где месторождение только высвобождается из-под покрова верхнекембрийских осадков.

В начале второй трети верхнего кембрия наступающее с юга эпиконтинентальное море еще более выровнило рельеф местности; часть месторождения была срезана морской абразией, а затем оно погребено и законсервировано под морскими осадками.

С начала ордовика и до конца палеозоя страна пережила сложную геологическую историю, но месторождение оставалось погребенным.

В среднекарбовое время описываемый участок вышел из-под уровня моря, превратившись в область сноса — денудации.

Континентальный режим существовал во все время мезозоя и продолжался до третичного времени. К этому времени страна была уже в значительной степени пенепленизирована и месторождение, повидимому, в верхнемеловое время, было вновь вскрыто из-под покрывки верхнего кембрия.

Необходимо отметить, что благодаря палеозойским тектоническим движениям, район месторождения подвергся глыбовым передвижкам и месторождение, с вмещающей его глыбой, было несколько повернуто с опусканием юго-западной и поднятием северо-восточной части. При вскрытии его в мезозое верхнекембрийская покрывка и северо-восточная часть месторождения срезались раньше. К наступлению третичного моря значительная часть древней — богатой зоны вторичного обога-

щения была уничтожена и сохранилась лишь в юго-западной части под уцелевшим еще здесь покровом верхнего кембрия.

В дальнейшем на денудированной поверхности месторождения отложились глинистые и песчаные осадки палеогена, которые вновь погребли месторождение. Море отступило из этого района в конце олигоцена, но третичные осадки, несмотря на небольшую их мощность, размывались медленно вследствие наличия плоской, полого спускающейся на север равнины. За четвертичный период, после своего последнего вскрытия, месторождение оказалось срезанным на очень незначительную глубину, измеряемую метрами, так как значительная часть его покрыта еще в настоящее время покровом верхнекембрийских и третичных осадков. В короткий период вскрытия его в мезозое процесс образования зоны цементации протекал вяло, поэтому мезозойская зона вторичного обогащения выражена очень слабо. Основной срез и процессы преобразования месторождения происходили, очевидно, в верхнекембрийское время.

Экономические предпосылки для быстрого освоения месторождения Бошекуль вполне благоприятны. Для покрытия возрастающей потребности нашей страны в меди требуется не только быстрее введение в строй Большого Джекказганского комбината, но и освоение других крупных месторождений меди.

Сводка запасов меди по Советскому Союзу показывает, что значительная доля разведанных запасов меди после Джекказгана сосредоточена в трех крупнейших месторождениях порфировых медных руд: Коунрад, Бошекуль и Алмалык. Выявленные крупные запасы молибдена в этих месторождениях как компонента, сопутствующего меди, повышают их значение.

Современная практика горного дела показала, что порфировые медные руды могут давать крупный тоннаж меди по весьма низкой себестоимости (такой же, что и руды Джекказгана). Условия залегания и вещественный состав порфировых медных руд весьма подходят для применения современных наиболее дешевых способов добычи и обработки руд, что позволяет рентабельно добывать и обрабатывать эти руды при среднем содержании 0,74% Си. В силу условий своего образования руды этого типа залегают огромными сплошными массами, выходящими или прямо на поверхность или под покровом небольшой мощности выщелоченных пород.

Для выяснения значения Бошекульского месторождения необходимо сравнить его с крупнейшим месторождением Коунрад.

В отношении эксплуатации Бошекуль находится в гораздо более выгодных условиях, чем Коунрад.

На участке карьера первой очереди на Бошекуле соотношение пустых пород вскрыши к добываемой карьером руде будет всего 0,24 : 1, тогда как для Коунрадского карьера оно составляет 0,8 : 1. Только в силу этого себестоимость бошекульской руды должна быть примерно на 25—30% ниже Коунрадской.

Кроме того, меньшая глубина карьера, ровная площадка и простая морфология отдельных рудных зон создают еще более благоприятные условия для эксплуатации.

Общэкономические условия Бошекульского месторождения значительно более благоприятны, чем Коунрадского.

Бошекульское месторождение расположено на равнине, пригодной для скотоводства и зерновых культур, хорошо заселенной, и находится у самой трассы Южно-Сибирской магистрали на участке Акмолинск — Павлодар.

Месторождение удалено от железнодорожной трассы всего на 20 км.

Водой предприятие (обогажительная фабрика и завод) может быть обеспечено из двух рек: Шидерты и Оленты. Первая протекает в 20 км, а вторая — в 15 км от месторождения. На р. Шидерты можно устроить крупное водохранилище вместимостью 80—85 млн. м³ воды, так как вблизи месторождения она протекает в скалистых берегах, позволяющих поднять воду более чем на 20 м при длине водохранилища около 20 км вверх от плотины, при сравнительно небольшой поверхности испарения.

Топливом и дешевой электроэнергией предприятие может быть обеспечено за счет двух крупных угольных бассейнов: Тениз-Коржункульского и Экибастузского.

Первый бассейн расположен в 50 км к западу, а второй — в 80 км к востоку. Оба бассейна, как и Бошекуль, находятся на Южно-Сибирской железнодорожной магистрали.

Общие запасы угля в этих бассейнах выражаются миллиардами тонн. Разведанные запасы только одного участка Тениз-Коржункульского бассейна — Сарыадырского угольного месторождения составляют около 180 млн. т.

Электростанция, которая сможет обеспечить Бошекуль дешевой электроэнергией, может быть построена на Сарыадырском угольном месторождении в 50 км от Бошекульского месторождения и в 75 км от водохранилища. Район электростанции обеспечен водой на месте.

Дешевая электроэнергия, получаемая на месте без перевозки угля, также значительно снизит себестоимость Бошекульской меди.

Район хорошо обеспечен строительными материалами — цементным сырьем близ Сарыадырского угольного месторожде-

ния, строительным камнем, трепелом, песком, гравием, магнетитом, огнеупорными глинами, кварцитами.

Пригодные в качестве флюсов известняки находятся во многих местах, в частности, на железной дороге и вблизи угольного месторождения Сарыадыр. Кварциты находятся в непосредственной близости от Бошекуля.

Выше указывалось, что разведка части Бошекульского месторождения выявила запасы руд по категории В+С₁+С₂ в количестве 186 000 тыс. т с запасами меди в них 1365 тыс. т при среднем содержании 0,74% меди.

На этих разведанных запасах может быть организовано предприятие — карьер первой очереди — с производительностью 7,5 млн. т руды в год, что обеспечит завод производительностью 50 000 т меди в год на 25 лет.

Так как месторождение до настоящего времени разведано не на всей площади, то перспективы его далеко еще не выявлены. При проведении разведки на всей площади запасы месторождения могут возрасти до 2,0 млн. т меди при сравнительно высоком содержании молибдена.

Помимо меди, запасы которой огромны, руды Бошекульского месторождения содержат полезные компоненты, значительно повышающие ценность руды и промышленное значение месторождения.

При обогащении руд месторождения выяснилось, что одновременно с концентратом меди можно получать концентрат молибдена, содержание металла в котором будет уже вполне доступное для его извлечения. Запасы молибдена, который распределен весьма равномерно в сульфидных рудах с постоянным содержанием в среднем 0,014%, исчисляются десятками тысяч тонн. Также равномерно распределены в руде золото со средним содержанием 0,3 г/т и серебро — 9 г/т. Содержание кобальта в рудах менее постоянно и процессы его извлечения пока не совсем ясны. Однако первые три металла повышают ценность тонны медной руды примерно на 30—35%.

Помимо указанных полезных компонентов, необходимо учитывать громадные запасы глинозема (Al_2O_3), содержание которого в верхних горизонтах месторождения весьма высокое (около 20%), при громадных запасах его, получаемых из хвостов обогатительной фабрики. Технологические испытания показали исключительно высокие качества глинозема как керамического сырья; он может, повидимому, быть применен и как алюминиевое сырье с высоким содержанием серицита.

Запасы пирита, который может служить сырьем для производства серной кислоты, также огромны (содержание пирита в руде около 5%).

Присутствие перечисленных полезных компонентов обязывает при изучении технологии руд подходить с учетом комплексного извлечения всех полезных компонентов.

Кызылкаинды (9)

Месторождение находится в 7 км к юго-западу от Бошекуля. Вмещающими породами для него являются тоже основные эффузивы спилитовой свиты бошекульской толщи нижнего кембрия. Оно приурочено, повидимому, к сильно измененным дайковым породам диорит-порфиритового состава, располагающимся вдоль северо-восточного дизъюнктивного нарушения. Как дайковые породы, так и вмещающие их основные эффузивы сильно метаморфизованы, последним свойственны все те изменения, которые указаны уже при описании Бошекуля.

Медная минерализация в первичных рудах выражена мелко рассеянными вкрапленниками халькопирита и редкими тонкими прожилками его. Пиритизация проявлена интенсивно. По своей геологической обстановке Кызылкаиндинское месторождение стоит близко к Бошекулю и, повидимому, является его генетическим аналогом. Пока оно изучено слабо; две пробуренные скважины показали невысокое содержание меди. Однако значительная площадь гидротермально метаморфизованных пород и выявление поисковыми скважинами первичного медного оруденения в геологической обстановке, близкой к Бошекулю, — все это обуславливает необходимость постановки геологоразведочных работ и более детального изучения этого месторождения.

В Западной Сибири М. А. Усовым описывается разновозрастное и близкое по геологическим условиям Маинское медное месторождение. Здесь нижекембрийские основные эффузивы, аналогичные эффузивам спилитовой свиты бошекульской толщи, прорываются плагιοгранитами (трондьемитами). «Интрузия была довольно богата эманациями, которыми она прежде всего сама себя в достаточной степени изменила, с образованием порой большого количества эпидота. По исследованиям в Маинском месторождении оказались сильно измененными и порфириты, в которых находится эта интрузия: они испытали местами актинолитизацию, местами хлоритизацию и особенно яркими полосами эпидотизацию», — пишет М. А. Усов. Пиритизация на месторождении проявилась интенсивно, с образованием местами линз почти сплошного серного колчедана. Галька не только основных эффузивов, вмещающих интрузию, но и самой интрузии встречается в базальных конгломератах среднего кембрия. Таким образом, достаточно достоверно устанавливается нижекембрийский возраст вмещающих спилитов, интрузии и медного месторождения.

Маинское месторождение имеет свои характерные черты в смысле рудной минерализации, отличающие его от Бошекульского, но целый ряд общих свойств делает возможным их сопоставление.

Колчеданная золото-полиметаллическая формация

Характерным представителем на изученной территории является крупная Майкаинская группа, состоящая из 11 месторождений. Она тесно примыкает к предыдущему комплексу как по своей геологической позиции и возрасту, так и в отношении парагенетической связи с кислыми дифференциатами габбрового магматического комплекса бошекульской фазы тектогенеза, являющегося комагматическим с эффузивами, т. е. производным единой магмы.

Месторождения расположены в синклинальной части структуры спилито-кератофировой формации северо-восточного направления и приурочены к переходным горизонтам между нижней — спилитовой и верхней — кератофировой свитами формации, прорванной здесь дайкой плагиогранит-порфиров.

Майкаинское месторождение (17)

Это месторождение связано парагенетически, как и Бошекульское, с дайками плагиогранит-порфиров.

В пределах рудного поля вмещающие породы по зонам дизъюнктивных нарушений интенсивно изменены, превращены во вторичные кварциты, кварцево-серицитовые, кварцево-хлоритовые и хлоритовые сланцы.

Майкаинское рудное поле приурочено к северо-западному крылу синклинальной складки, разбитому серией продольных (параллельных оси синклинали — в направлении СВ 30—50°) и поперечных (северо-западных) дизъюнктивов на отдельные, довольно мелкие, тектонические блоки. Продольные, крутопадающие (под углом около 70°) на северо-запад, дизъюнктивы составляют так называемую главную рудную зону и являются основным структурным элементом рудного поля, контролирующим оруденение. Большинство рудных месторождений Майкаинского поля приурочено к участкам сочленения или пересечения продольных (северо-восточных) и поперечных (северо-западных) дизъюнктивов и лишь некоторые (месторождение «F», жила Новая) располагаются в поперечных дизъюнктивах.

Рудные тела основных месторождений Майкаина залегают в параллельных дизъюнктивах главной рудной зоны, будучи согласны с ними, и со сланцеватостью вмещающих пород и па-

дают преимущественно на северо-запад под углами 40—85° до 90°. В лежащем боку месторождений главной рудной зоны прослеживается крупная (длиной 2300 м) дайка плагиогранит-порфира, а висячем — вторичные кварциты и сланцы.

Форма рудных тел весьма неправильная. Они представляют линзообразные или жиллообразные четковидные тела, прихотливо изменяющиеся в мощности по простиранию и падению, с многочисленными апофизами. Размеры отдельных тел колеблются в широких пределах: длина от первых десятков метров до 300 м (месторождения «В»; «С»), мощность от 0,5—1 м до 12—15 м. По падению лишь отдельные рудные тела прослежены до глубины 255 м (месторождение «В»).

По типу оруденения месторождения Майкаинна разбиваются на две группы:

1) серно-колчеданные (месторождение «С»; «Д»), главная роль в которых принадлежит пириту при небольшом содержании халькопирита и сфалерита, а из жильных — кварцу и сидериту;

2) полиметаллические (месторождения «А»; «В»; «Е»), в которых главными минералами являются пирит, халькопирит, сфалерит при небольшом количестве галенита и блеклых руд; доминирующим жильным минералом здесь является барит.

Минералогический состав руд месторождений Майкаинской группы следующий.

1. Гипогенные: пирит, марказит, халькопирит, сфалерит, вурцит, галенит, энаргит, блеклые руды, борнит, кубанит, арсенопирит, самородное золото, электрум, аргентит.

2. Гипергенные: малахит, азурит, церуссит, англезит, брошантит, куприт, свинцовые охры, ковеллин, халькозин, галлоиды серебра (кераргирит), хризоколла, самородное золото, ярозит, лимонит и др.

Главные жильные минералы: кварц, серицит (преобладают в серноколчеданных месторождениях), барит (преобладает в полиметаллических месторождениях).

По спектральным анализам в рудах отмечается более 30 элементов, из них извлекаются или могут извлекаться Au, Ag, Cu, Zn, Pb, In (до 0,01%), Ga, Se.

Зона окисления выражена хорошо, особенно в серно-колчеданных месторождениях. Нижняя граница ее опускается до глубины 40—70 м. Зоны выщелачивания и вторичного обогащения выражены весьма неотчетливо, особенно на полиметаллических месторождениях.

Околорудные изменения вмещающих пород проявлены повсеместно, но неравномерно в зоне шириной от 2—3 до 200—300 метров. Более интенсивно изменены, как правило, породы висячего бока. Вмещающие эффузивы в удалении от рудных

тел амфиболизированы, хлоритизированы, карбонатизированы, а в рудных зонах — серицитизированы и окварцованы, вплоть до превращения в кварцево-серицитовые породы и вторичные кварциты.

Содержание полезных компонентов таково:

1. В серноколчеданных месторождениях, например, по месторождению «С»:

1) первичные руды: Cu — 0,5%; Au — 1,9—2,9 г/т, Ag — 18,9—42,0 г/т;

2) руды зоны цементации: Cu — 0,7—1,8%; Au — 4,5 г/т; Ag — 27,4 г/т.

В убогих колчеданных рудах Cu — 0,3%.

2. В полиметаллических месторождениях, например, по месторождению «А»:

1) первичные руды: Cu — 1,7—2,0%; Zn — 4,3—4,5%; Pb — 0,5%; Au — 7—11,5 г/т; Ag — 124—194 г/т (до 277 г/т);

2) в окисленных рудах (до глубины 5 м): Cu — 0,49%; Zn — 0,12%; Pb — 1,59%; Au — 20,7 г/т; Ag — 435,7 г/т.

Руды колчеданного типа разрабатываются в настоящее время на золото, однако Майкаинские месторождения имеют большие перспективы и на полиметаллы (Cu, Pb, Zn). В пределах рудного поля могут быть выявлены дополнительные слепые линзы как колчеданных, так и полиметаллических руд.

Близким к Майкаинскому месторождению по геологической обстановке и, по видимому, по возрасту является месторождение Джусалы в Баянаульском районе.

За пределами Казахстана сходным типом как по генетическим особенностям, так и геологическому положению, возрасту, характеру минерализации, гидротермальному построению метаморфизму является, по описанию М. А. Усова (1933, 1935), Салаирское полиметаллическое месторождение в Западной Сибири.

Золото-медно-турмалиновая формация

Эта формация выявлена в пределах изученной территории работами нашей экспедиции только в последнее время. Крупных объектов этого типа известно пока три: Одак, Уштаган и Нуринское. Все они пока еще почти не изучены.

Одак (97)

Месторождение расположено в Баянаульском районе, приурочено и парагенетически связано (как Бошекуль и Майкаин) с интрузивным комплексом, состоящим из сиенитов, плагиосиенитов и плагиогранит-порфиров, прорывающих основные эффу-

зивы известняково-эффузивной формации верхнего протерозоя в виде вытянутого почти в широтном направлении тела на протяжении более 5 км.

Этот комплекс пород после своего застывания подвергся брекчированию, а затем минерализации, с образованием турмалинизированной зоны по всему протяжению интрузива, шириной в среднем 300—400 м.

Наиболее крупные разрывные нарушения вдоль интрузива были, повидимому, залечены в первую стадию гидротермальной минерализации турмалиново-кварцевыми телами, местами в виде коротких жил, а большей частью в виде коротких кулисообразно заходящих друг за друга линзовидных тел. Только на восточной части месторождения имеется более крупное тело интенсивно турмалинизированных пород изометрических форм размером около 60 000 м².

В следующую стадию минерализации гидротермы отлагали по мелким трещинам всего интрузивного тела — пирит, молибденит, сульфиды меди, свинца, цинка и золото. Жильным минералом в эту стадию был главным образом кварц.

Таким образом, турмалинизации, а затем и сульфидному оруденению подвергалось почти все тело интрузива на протяжении 6 км.

Турмалинизированная тектоническая брекчия наиболее ярко выражена в центральной части сиенитовой интрузии.

Турмалиновая минерализация на Одаке была выявлена впервые в 1951 г. Е. Е. Миллер, составившей для массива на протяжении 5 км глазомерную карту в масштабе 10 000. После этого было поручено И. Ф. Никитину и С. М. Бандалетову обследовать летом 1952 г. турмалинизированную зону более подробно.

Этими работами было установлено, что турмалиновые породы и турмалинизированные сиениты содержат убогую вкрапленность пирита; в протолочках их совместно встречаются пирит, халькопирит, малахит, в единичных случаях — золото, молибденит, галенит.

Произведенное опробование штуфными пробами с поверхности турмалинизированных пород показало весьма низкое содержание меди во всех 250 пробах (сотые и тысячные доли процента) и только в трех пробах содержание меди достигает от 0,1 до 0,3%. Свинец и цинк содержатся тоже в сотых и тысячных долях процента почти во всех пробах и лишь изредка встречаются в десятых долях процента.

В восточной части Одакского месторождения С. М. Бандалетовым выявлен участок около 50 000 м² с более высоким содержанием меди (от 0,13 до 0,42%), десятых и сотых долей свинца, следов золота и серебра. В сиенитах здесь на глаз от-

мечаются примазки малахита, а в тонких кварцевых прожилках, секущих довольно густо сиениты, изредка встречается видимый на глаз халькопирит.

Возраст интрузий и минерализации определяется по аналогии с Бошекульским месторождением как нижний кембрий. Непосредственными данными для определения возраста являются находки в базальных конгломератах карадока, перекрывающего трансгрессивно месторождение, гальки турмалинизированных сиенитов, что указывает на более древний возраст интрузива и месторождения, чем карадок. Нижняя граница определяется активным рвущим контактом сиенитов с отложениями известняково-эффузивной (ерементавской) формации верхнего протерозоя. Принимая во внимание химическое и минералогическое сходство интрузивных пород Одака с бошекульскими, можно предполагать нижнекембрийский их возраст.

Геологические запасы V_2O_5 на месторождении Одак до глубины 100 м определяются цифрами порядка свыше полумиллиона тонн.

Учитывая сказанное выше, следует признать, что месторождение заслуживает постановки на нем предварительных геологоразведочных работ.

Уштаган (27)

Месторождение находится в Баянаульском районе, в сопках Уштаган, расположенных в 30 км к юго-востоку от Одака.

Вмещающими породами для интрузий и месторождения, парагенетически связанного с последними, являются, как и для Одака, отложения известняково-эффузивной (ерементавской) формации верхнего протерозоя (Prz_2^2), представленные здесь основными эффузивами базальтового состава и их пирокластами.

Минерализации подвергались главным образом интрузивные породы. Они сильно изменены процессами гидротермального метаморфизма — превращены в окварцованные осветленные кварцево-серицитовые вторичные кварциты со слабой турмалинизацией. Местами они сильно пиритизированы. Среди этих кварцитов имеется два жиловидных кварцево-турмалиновых тела протяженностью около 300—400 м каждое, при средней мощности 8—10 м. Ими сложены хребтообразные вершины сопки Уштаган. Площадь минерализации равна примерно 4 км². Пиритизированные кварциты опробовались до 1940 г. на золото и показали содержание этого металла 0,6 г/т. Турмалинизация выявлена впервые в 1953 г. И. Ф. Никитиным.

По своему геологическому положению и характеру минерализации месторождение Уштаган стоит близко к Одаку.

Месторождение заслуживает внимания и постановки на нем предварительных геологоразведочных работ.

Нуринское месторождение (330)

Расположено на северном берегу Нуринского водохранилища, в 5 км к западу от станции Нуринск.

Здесь так же, как на Уштагане, на значительной площади (равной примерно 2—3 км) породы превращены в осветленные кварцево-серицитовые кварциты и настолько сильно изменены гидротермальным метаморфизмом, что трудно визуально определить первичную породу. Кварциты местами слабо турмалинизированы, а местами среди них встречаются сплошные кварцево-турмалиновые тела. Пробы из этих пород показали содержание золота от 2 до 2,6 г/т. Среди осветленных пород (вторичных кварцитов) выявлено несколько небольших линейных (вытянутых меридионально) зон с высоким содержанием (на глаз до 3—5%) меди в виде малахита и азурита.

Возрастное положение месторождения пока не ясно. Вторичные кварциты имеют здесь тектонические контакты с отложениями ашгиллия и готландия.

По характеру гидротермальной переработки пород и присутствию кварцево-турмалиновых тел Нуринское и Уштаганское месторождения имеют много общего. Они выявлены осенью 1953 г. (южная часть — Р. А. Борукаевым, а северная оконечность — Г. Ф. Ляпичевым). Помимо штучных проб и осмотра с поверхности, других работ здесь нами не произведено.

Принимая во внимание значительную площадь минерализации, присутствие золота и меди, следует считать, что месторождение заслуживает в ближайшее время постановки геологоразведочных работ.

Кварцево-жильная медно-рудная формация

К этой формации предположительно относится одно месторождение Конурадыр, пространственно тесно связанное с нижнекембрийской спилито-кератофировой толщей и комагматичной ей габбровой интрузией того же возраста.

Конурадыр (5) (N-43-B)

Месторождение было осмотрено около 20 лет назад, в связи с поисково-разведочными работами на золото (Богданов Л. К., 1933). Оно представлено слабо оруденелыми халькопиритом и галенитом, кварцевыми жилами, залегающими в изверженных породах. Этим и исчерпываются сведения о месторождении.

Нанесенное по координатам месторождение на составленной в последние годы Р. А. Борукаевым и другими геологической карте располагается в поле развития нижнекембрийской спилито-кератофировой толщи, прорванной габбровой интрузией того же возраста. Геологическое положение месторождения, видимо, соответствует действительности, поскольку в радиусе 6—7 км изверженных пород другого возраста в окрестностях его неизвестно.

Месторождение заслуживает ревизии, так как геологическая позиция заставляет предполагать принадлежность его к ранне-салаирскому, весьма продуктивному на северо-востоке Центрального Казахстана, комплексу рудных формаций.

Из приведенного материала следует, что перспективными площадями для поисков новых месторождений всех четырех формаций являются в первую очередь районы развития нижнекембрийской спилито-кератофировой (бошекульской) формации, широко представленной в Бошекульском, Селетинском и Майкаинском нижнекембрийских прогибах, между верхнепротерозойскими антиклинориями. Во вторую очередь — площади развития известняково-эффузивной формации верхнего кембрия в пределах указанных выше антиклинорных структур.

На этих площадях особое внимание заслуживают районы проявления интрузий габбрового состава или аналогов бошекульского комплекса.

За пределами изученной области бошекульская формация распространена, повидимому, достаточно широко, поэтому при геологосъемочных работах необходимо расчленять нижний палеозой на отдельные толщи с выявлением бошекульской спилито-кератофировой формации. Аналогом последней является, очевидно, байдавлетская свита южной окраины Карагандинского бассейна; она развита довольно широко в Северном Прибалхашье (район Коунрада, севернее и западнее его); в Северном Казахстане в районе Сталинского рудника (к юго-востоку от него), к северу от Бестюбе и в ряде других районов.

Детальное обследование этих областей тем более необходимо, что три объекта (Одак, Уштаган и Нурынск) были пропущены при геологосъемочных работах масштаба 1 : 200 000, проведенных Казгеолуправлением в 1950 г.

КОМПЛЕКСЫ РУДНЫХ ФОРМАЦИЙ ПОЗДНЕЙ СТАДИИ РАЗВИТИЯ САЛАИРСКОЙ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНОЙ СИСТЕМЫ

Поздняя стадия развития салаирской геосинклинальной системы связана с образованием торткудукской формации ($St_3^{2+3} + S_1^1$), состоящей в верхней части формации из эффузивов основного, среднего и кислого состава. Эффузивная дея-

тельность протекала в этот период времени в иных условиях, чем в нижнем кембрии, а именно в условиях наземных и эпиконтинентального моря. Этот период приурочен к стадии превращения геосинклинали в платформу. Это особенно характерно для северных частей изученной территории, где консолидация допалеозойского и салаирского фундамента началась раньше.

Вулканическая деятельность завершается внедрением малых интрузий и даек диабазов, диорит-порфириров и сиенитов, приуроченных к торткудукской фазе тектогенеза.

С этими субвулканическими интрузиями парагенетически связано четыре рудные формации: колчедано-золото-полиметаллическая и золоторудная кварцевожильная, прожилково-вкрапленных медных руд, медно-цеолитовая и медно-порфировая. Месторождения пространственно ассоциируют с торткудукской осадочно-вулканогенной формацией ($Сm_3^{2+3} + S_1^1$), приурочиваясь к зонам разломов.

Колчедано-золото-полиметаллическая формация

Формация объединяет на изученной территории ряд месторождений: Торткудук, Жангабул, Александровскую группу (М-43-Б) и Таукен (М-43-А). Два первых находятся к югу и юго-западу от Бошекуля на расстоянии 15—18 км и расположены в трещинах оперения, связанных с большим дизъюнктивным нарушением, проходящим в широтном направлении близ этих месторождений через все междуречье Шидерты — Оленты.

Торткудук (14)

Месторождение располагается в поле развития эффузивно-осадочной толщи верхнего кембрия-тремадока ($Сm_3^{2+3} + S_1^1$). Рудное поле слагается плагиоклазово-роговообманковыми порфиритами с подчиненными горизонтами их туфов и туфопесчаников, которые прорваны двумя небольшими телами сиенитового состава. Верхнекембрийские отложения в окрестностях месторождения образуют брахисинклинальную складку, лежащую на интенсивно дислоцированных докембрийских и кембрийских формациях.

Структура рудного поля довольно проста; она определяется двумя круто падающими на юго-запад и северо-запад разломами северо-западного (310°) и северо-восточного направления, которые непосредственно на рудном участке соединяются и причленяются к широтному разлому. Вдоль меридиональных (так называемых рудных) разломов прослеживаются зоны рас-

сланцевания, брекчирования, хлоритизации, серицитизации, окварцевания и пиритизации вмещающих пород.

На месторождении выделяется два рудных участка. Первый, с непромышленным оруденением, представлен серией (более 8) пилообразных баритовых тел с убогой сульфидной вкрапленностью, залегающих в зоне северо-западного разлома.

Средняя мощность баритовых тел колеблется в пределах 0,1—0,8 м (максимальная до 10 м), длина 15—20 м. На глубине 1—3 м они выклиниваются до проводников с очень небольшими раздувами. Второй участок — главное рудное тело (Баритовая сопка) — расположен в участке сочленения отмечаемых выше разломов рудного поля. Рудное баритовое тело до глубины примерно 40 м имеет неправильную трубообразную форму с многочисленными апофизами и заливами вмещающих пород. Оно полого (под углом 30—35°) падает на запад. На более глубоких горизонтах отмечается тенденция к преобразованию его в мощную линзу, вытянутую в северо-западном направлении, круто падающую на запад (под углом 75—80°) и полого склоняющуюся на север (под углом около 30°).

Размеры поперечного сечения рудного тела таковы (в метрах):

на поверхности	70 × 40
на горизонте	20 м 50 × 50
” ”	40 м 25 × 50
” ”	50 м 15 × 80

Руды месторождения представлены в основном тонкозернистым баритом (менее распространены среднезернистые и полосчатые баритовые руды) с весьма тонкой (микроскопической) и даже субмикроскопической (и убогой—сотые доли процента) вкрапленностью сульфидов, золота и других рудных минералов. С глубиной количество сульфидов несколько возрастает и только на глубине около 100 м появляются скопления, гнезда, участки сплошных серно-колчеданных руд. Вмещающие измененные эффузивы в зоне, непосредственно примыкающей к рудному телу, нередко содержат значительную вкрапленность, а также прожилки и гнезда пирита до 10—15% с подчиненным количеством халькопирита.

Ничтожное содержание сульфидов является причиной отсутствия сколько-нибудь отчетливо выраженных зон окисления и вторичного обогащения и только по пострудным тектоническим зонам зона окисления более отчетлива. Нижняя граница ее опускается до глубины 35 м.

Минералогический состав руд следующий.

1. Гипогенные минералы (в порядке их количественного убывания): пирит, галенит, сфалерит, самородное золото,

халькопирит, тетраэдрит, теннантит, энаргит, электрум, аргентит, висмутин, борнит.

2. Гипергенные минералы: малахит, азурит, хризоколла, церусит, смитсонит, свинцовые охры, гидроокислы железа, ярозит. До глубины 40 м в рудном теле встречаются вторичные сульфиды — халькозин и ковеллин.

Главным жильным минералом является барит, менее распространен кварц и в незначительных количествах встречаются кальцит, серицит, хлорит и др.

Спектральным анализом в рудах устанавливаются, помимо основных, следующие элементы: Cd (0,01 до 0,05%), In, Ga, Mo, V, As, Co, Ni (тысячные доли процентов). Содержание Cu, Pb и Zn по штуфным пробам (в %) приведены в табл. 3.

Таблица 3

Элемент	Горизонт				Среднее содержание в интервале 60—100 м
	15 м	20 м	40 м	60 м	
Cu		0,14	0,15	0,5	0,17
Pb	0,35	0,58	0,68	0,9	2,4
Zn		0,18	0,09	1	2,92

Содержание Au — от следов до 40—60 г/т; Ag — от 5 до 400—650 г/т. Намечается возрастание содержания Pb и Zn с глубиной. Лежащий бок рудного тела также отличается более повышенным содержанием Pb, Zn, Au и Ag.

Околорудные изменения вокруг рудного тела захватывают зону до 10 м шириной. Вмещающие породы здесь превращены во вторичные кварциты, кварцево-серицитовые, кварцево-хлорито-серицитовые породы. В удалении от рудного тела и зон гидротермального изменения порфиры вмещающей толщи незначительно хлоритизированы, эпидотизированы и карбонатизированы.

Месторождение разрабатывается как золотое; подсчет запасов по цветным металлам не производится. В настоящее время оно вскрыто горными выработками (слепая шахта и горизонтальные выработки) до глубины 100 м. Проектируется бурение на более глубокие горизонты. Поисково-разведочные работы должны быть направлены на разбуривание северо-западной и северо-восточной рудных зон с целью поисков слепых рудных тел, а также опоскование этих зон по простирацию севернее рудного поля.

Джангабульское месторождение (15)

Указанное месторождение до сих пор не подвергалось разведке на глубину, но до Великой Октябрьской социалистической революции разрабатывалась окисленная зона и часть сульфидной. При предварительной разведке в 1930 г. здесь были встречены штабеля руд сульфидной зоны. Судя по анализу этих руд, а также по более ранним данным, оруденение этого месторождения отличается от такого на Торткудуке меньшим содержанием золота в баритовых жилах и сульфидах и присутствием в более повышенных концентрациях полиметаллических руд (медь, цинк и свинец). Месторождение безусловно заслуживает детальной разведки на полиметаллы.

Месторождение это отличается от Торткудука также и по своему геологическому положению. Вмещающими породами здесь являются основные эффузивы бошекульской формации нижнего кембрия, однако на ближайшем расстоянии от него, среди бошекульской формации, встречаются жерловые тела торткудукских эффузивов и останцы торткудукской формации в виде небольших мульд, с которыми оно, повидимому, и связано.

Такого же типа и возраста месторождения более крупных размеров известны, разведаны и изучены в соседнем Баянаульском районе. Наиболее крупным объектом является здесь Александровская группа месторождений (Александровское, Западно-Александровское, Анненское, Николаевское, Перун). Первые три месторождения приурочены к замковым частям или крыльям антиклиналей торткудукской осадочно-эффузивной формации, а последние две — к зонам пересечения разломов в той же формации. Парагенетически все они связаны, повидимому, с малыми интрузиями, являющимися производными единой магмы.

Западно-Александровское месторождение (86)

Месторождение приводится как генотип Александровской группы. Оно расположено в 1,5 км к западу от Александровского месторождения и в 20 км к северу от Баянаула.

Месторождение выходит на поверхность в широкой ложнине, вытянутой в северо-восточном направлении, среди мелкосопочника с абсолютными отметками 304—390 м. Обычные превышения 30—50 м.

Месторождение было открыто в 1926 г. при геофизических работах. В 1926—1928 гг. были проведены небольшие разведочные работы под руководством В. П. Гуцевича и Н. Г. Касина. Начиная с 1931 г., с перерывами проводится разработка окисленных и близких к поверхности сульфидных руд для добычи золота. Руда перерабатывалась на небольшой бегунной

фабрике на самом месторождении (1931—1943 гг.) или на Майкаине. Вблизи месторождения разрабатывалась также небольшая золотоносная россыпь.

В 1934 г. месторождение изучалось Г. Л. Падалкой в связи с исследованием платиноносности сульфидных руд.

В 1938 г. месторождение изучалось Ф. И. Вольфсоном, указавшим на многоярусный характер рудных залежей. В 1939 г. проводились ревизионные работы И. В. Дюгаева и С. Г. Анкиновича. По их данным, рудное тело залегает в своде брахиантиклинали и приурочено к определенному благоприятному горизонту, образует на поверхности овальное кольцо с размытым ядром. В результате ревизионных работ геологические запасы месторождения оценивались весьма благоприятно и Александровская группа в целом выдвигалась как основной объект в Центральном Казахстане для постановки геологоразведочных работ на полиметаллы.

При геологической съемке Баянаульского района в 1948—1949 гг., под руководством Н. А. Севрюгина, Александровская группа была выдвинута как первоочередной объект для детальных геологоразведочных работ.

В 1949—1951 гг., месторождение было разведано густой сетью скважин, общим метражом более 3100 м и вскрыто шурфами. Результаты разведочных работ обстоятельно обработаны П. А. Брачом, Н. А. Севрюгиным и В. С. Звонцовым и изложены в подробном отчете за 1951 г., который послужил основой для данного описания.

По геологическому строению месторождение характеризуется тем, что рудные тела его залегают в Тортудукской эффузивно-туфогенной толще верхнего кембрия-тремадока. На участке месторождения эта толща разделяется на три свиты.

Нижняя свита сложена туфами порфиритов и туфолатами трахитового порфирита. Ее мощность более 170 м. Эта свита развита в центральной и южной частях месторождения. В составе свиты выделяются две подсвиты, отличающиеся петрографическим составом. Нижняя подсвита сложена тонкообломочными темнозелено-серыми порфиритовыми туфами с прослоями афанитового порфирита.

Верхняя подсвита сложена светлозелеными туфами и туфолатами трахитового порфирита. В контакте этих подсвит, среди порфиритовых туфов, наблюдаются прослои сургучно-красных яшм и кремнисто-глинистых сланцев, в некоторой мере контролирующее размещение рудных тел.

Рудные залежи преимущественно приурочены к подсвите трахитовых порфиритов и обычно тяготеют к горизонтам яшм и кремнисто-глинистых сланцев.

В целом для свиты характерны интенсивные изменения типа пропилитизации, генетически связанные с процессом рудообразования. В результате пропилитизации за счет трахитовых порфиритов и отчасти порфиритовых туфов образуются хлоритово-серицитовые, кварцево-серицитовые породы с пиритом, эпидотом, хлоритом, пренитом и другими минералами. Подобные измененные породы образуют мощный чехол вокруг рудных залежей. Трахитовый характер порфиритов верхней подсвиты в значительной степени связан с развитием в этих породах вторичного калиевого полевого шпата.

Выше подсвиты трахитовых порфиритов залегает свита краснобурых миндалекаменных порфиритов и туфов с пропластками серо-зеленых диабазовых порфиритов, туфолав кислого состава, сургучно-красных кремнисто-глинистых сланцев.

Эта свита расположена в западной, северной и северо-восточной частях рудного поля. Неполная мощность свиты около 100 м. Ее верхняя часть денудирована.

Рудообразование не распространяется на породы данной свиты, захватывая лишь пропластки кремнисто-глинистых сланцев в низах свиты миндалекаменных порфиритов.

С явным угловым несогласием на породах обеих нижележащих свит залегает свита диабазовых порфиритов, предположительно ашгильского возраста. Порфириты ашгиллия на участке месторождения сохранились лишь в синклинальном участке складчатой структуры в восточной части месторождения и в узких полосах широтного направления, в различных других частях рудного поля, повидимому, в синклинальных складках второго порядка. В состав свиты входят серовато-зеленые диабазовые порфириты, порфиритовые туфы и зеленовато-серые полимиктовые песчаники. В нижней части свиты отмечены прослойки сургучно-красных яшм.

Сохранившаяся от денудации нижняя часть этой свиты имеет мощность 45 м.

Интрузивные породы на участке месторождения представлены дайками и удлиненными штокообразными телами мелкозернистых диоритов, кварцево-диоритовых порфиритов, диабазовых порфиритов и сиенитовых порфиритов.

Наиболее крупной является дайка, проходящая в средней части рудного поля в северо-западном направлении. Прослеженная длина ее 400 м. Мощность 10—12 м. Углы падения крутые 60—90°. Сложена она диоритовыми порфиритами с переходами к диабазам. Дайка пересекает рудные залежи и гидротермально измененные породы и, повидимому, является послерудной дайкой. Сходные дайки встречаются среди герцинских гранитов расположенного к северо-западу гранитного массива.

Аналогичный состав и характер имеет серия даек длиной по 50—70 м, мощностью 3—5 м, распространенная в северной части участка месторождения, и отдельные дайки и небольшие линзообразные тела (30×20 м) в других частях рудного поля. Простираение их не только северо-западное, но и северо-восточное.

В северо-западной части рудного поля встречены маломощные дайки северо-восточного и северо-западного простираения, сложенные красными альбитизированными сиенит-порфирами, сильно измененными гидротермальными процессами. Эти породы по составу и степени измененности аналогичны кварцевым плагиосиенит-порфирам Александровского месторождения и других месторождений группы (Перун, Стефановское), где интрузивные породы являются оруденелыми. Сходные породы обнаружены в гальке готландских конгломератов (Казанаус). Можно предполагать, что эти интрузивные породы являются относительно древними в комплексе даек рудного поля и по времени образования близки к эпохе вулканизма торткудукской формации и к эпохе рудной минерализации.

Тектоника месторождения обусловлена его приуроченностью к брахиантиклинальной складке широтного удлинения. В ядре брахиантиклинали, на площади 0,6×0,3 км, выходят породы нижней свиты. К востоку и западу шарнир складки погружается, и на поверхности туфы трахитовых порфиритов сменяются миндалекаменными и диабазовыми порфиритами. К этой складке и приурочены главные рудные залежи месторождения.

Брахискладки усложнены небольшими складками второго порядка, оси которых ориентированы также в широтном направлении. Складки второго порядка являются важным структурным элементом рудного поля, так как к их сводам и крыльям приурочены многие залежи сплошных сульфидных руд. Часть рудных залежей залегает и в синклинальных структурах.

Кроме структурного контроля, имеют значение труднопроницаемые перегородки, представленные горизонтами кремнисто-глинистых сланцев и яшмокварцитов, около которых обычно и развиваются рудные залежи.

Углы падения крыльев складок умеренные (45—50°).

Складчатые структуры осложнены разрывными тектоническими нарушениями. Наиболее крупными из них являются северный и южный надвиги. Северный надвиг имеет широтное простираение и проходит через западный и северный карьеры. Зона катаклаза и усиленной трещиноватости вдоль надвига имеет ширину до 40 м. По зоне надвига прослежены в отдельных пунктах каолинизированные породы мощностью до 2 м.

Падение плоскости надвига на север $55-60^\circ$. Северный блок, повидимому, несколько поднят, или южный опущен. Амплитуда перемещения менее 10 м.

Южный надвиг проходит через южный карьер. Шов представлен зоной интенсивно рассланцованных пород, шириной 1—1,5 м. Падение надвига на юг $55-80^\circ$. Амплитуда определяется около 5 м. По надвигу отмечается окварцевание и пиритизация.

Надвиги по возрасту являются, вероятно, дорудными, на что указывает наличие пиритизации и окварцевания в плоскости надвига. Авторы отчета 1951 г. отмечают, что залежи сплошных сульфидов пространственно приурочены к северному надвигу, но детальная геологическая карта и разрезы недостаточно подтверждают эту приуроченность.

Кроме надвигов, имеются небольшие нарушения меридионального простирания с крупным падением на запад и значительные нарушения северо-западного и северо-восточного простирания с падением под крутыми углами, главным образом на северо-восток и северо-запад. Их отношение к минеральным залежам не выяснено.

В морфологическом отношении оруденение на месторождении представлено несколькими (от 5 до 11) рудными горизонтами, образующими многоярусные пластовые залежи линзовидной формы, приуроченные к антиклиналям и их крыльям, а также и к синклиналям. Главная рудная залежь, вскрытая в карьерах, имеет пластовый характер и приурочена к антиклинальной складке. Ее длина около 400 м, мощность 7—20 м. Кроме того, встречено 3 горизонта выше главного тела и 7 залежей ниже его (скважина № 18). Мощность этих тел от 5 до 23 м.

По минералогическому составу выделяется три типа руд: сплошные пиритовые руды с той или иной, обычно небольшой примесью сфалерита, халькопирита, реже галенита; сульфидные и богатые вкрапленные руды полиметаллического типа с преобладанием галенита, вкрапленные сульфидные руды.

Из рудных минералов главными являются: марказит, сфалерит, галенит, блеклая руда, магнетит, гематит, ковеллин, халькозин.

Пирит. Установлено три разновидности пирита: мелкозернистый агрегатный, вкрапленники кристаллов кубического облика, крупные пентагон-додекаэдрические кристаллы.

Пирит разъедается и замещается почти всеми рудными и жильными минералами.

Марказит встречается редко в прожилках с кварцем и кальцитом.

Сфалерит встречается в ассоциации с пиритом, халькопиритом, галенитом или развивается обособленно.

Галенит образует неправильные по форме зерна в кварце и в других минералах. Часто встречается совместно с пиритом, сфалеритом, но прожилки галенита пересекают эти минералы и разъедают их по трещинкам.

Блеклая руда встречается совместно с галенитом, сфалеритом, халькопиритом, преимущественно по краям их зерен. Замещается галенитом. По составу приближается к тетраэдриту.

Магнетит образует отдельные зерна и тонкозернистые агрегаты до 1,5 мм в диаметре и представляет, повидимому, продукт разложения темноцветных минералов вмещающих пород.

Гематит встречен в кварцевых прожилках и по зернам магнетита.

Ковеллин образуется по халькопириту и блеклой руде.

Халькозин — вторичный минерал по халькопириту.

В зоне окисления встречаются: малахит, азурит, хризоколла, церуссит, вульфенит, ярозит, лимонит.

Текстуры полиметаллических сульфидных руд — массивные мелкозернистые, редко — полосчатые текстуры замещения. Контакты сульфидных руд резкие. Вкрапленные руды также мелкозернистые.

Структуры руд чаще всего — разъедания и замещения, обычные гипидиоморфнозернистые кристаллизационные структуры, эмульсионные структуры распада, реже встречаются колломорфные структуры (сфалерит, марказит и вторичные минералы). Для пирита очень характерна катакластическая (раздробленная) структура.

Жильными минералами являются: кварц, кальцит, редко барит, серицит, хлорит. Кроме того, отмечены минералы, являющиеся остаточными минералами измененных пород, — апатит, рутил, флюорит, гранат. Во вкрапленных рудах господствуют минералы измененных вмещающих пород.

По химическому составу руды относятся к категории небогатых содержанием полезных компонентов. Среди них важнейшим является свинец. Руды с содержанием свинца более 2% разбросаны на различных горизонтах и дают небольшие запасы (91 000 т с содержанием 2,57%). Соотношение Pb : Zn : Cu в среднем равно 1 : 2 : 0,5. Содержание золота в первичных рудах, как правило, ниже промышленного.

Спектральный анализ 14 проб показал, кроме компонентов главных минералов руды, следующие характерные элементы —

примеси. Молибден — 0,01—0,001%, олово в 6 пробах от следов до 0,01%, висмут в одной пробе 0,01%, мышьяк — 0,01—0,05%, сурьма в трех пробах 0,001%, ванадий от следов до 0,01%, кадмий 0,01—0,04%, галлий — следы, серебро 0,001%. Не обнаружены: кобальт, никель, бериллий, вольфрам, германий, платина, ниобий, индий, хром.

Авторы отчета 1951 г., приводя эти данные, обращают внимание на то, что в рудах месторождения отсутствуют элементы, характерные для основной магмы и присутствуют элементы, характерные для кислых магм.

Запасы месторождения по категории C_1+C_2 — 6829 т свинца, 11 076 т цинка, 3146 т меди. Руды с содержанием 2,57% свинца составляют 91 000 т. Месторождение небольшое, но в совокупности с другими месторождениями района будет иметь промышленное значение.

Генезис и возраст месторождения определяются следующим: между пиритовой и полиметаллической минерализацией устанавливается некоторый перерыв, сопровождавшийся дроблением пиритовых руд. Возраст пиритовой минерализации, скорее всего, салаирский. На это указывают: 1) закономерная приуроченность руд к зонам пропицитизированных торткудукских вулканических пород; 2) наличие в рудном поле минерализованных салаирских малых интрузий; 3) приуроченность рудных горизонтов к салаирским складчатым структурам и отсутствие их связи с герцинскими структурными элементами; 4) определенное стратиграфическое расположение рудных тел в порядке вулканогенного комплекса торткудукской толщи; 5) пересечение руд различными жильными породами герцинского комплекса.

Таким образом, по генетическим особенностям колчеданные залежи месторождения возможно сближать с колчеданными рудами Урала, генетически связывая их с вулканогенным комплексом верхнего кембрия и нижнего силура, включая сюда и фазию малых интрузий.

Полиметаллическую минерализацию авторы отчета 1951 г. связывают с раннегерцинской металлогенической эпохой, учитывая то, что геохимия руд указывает на связь их с кислой магмой, а крупные массивы гранитоидов в районе имеют герцинский возраст. В. К. Монич считает, что это — явная уступка существующим традиционным представлениям о герцинском возрасте подавляющей массы рудопроявлений в Центральном Казахстане.

У нас нет оснований столь далеко во времени разрывать фазы минерализации, характерные для целой группы месторождений и всегда таким образом парагенетически связанные друг с другом. Полиметаллическая минерализация всюду, где она

встречается совместно с колчеданной (пиритовой) минерализацией, проявляется во времени как более поздняя, при этом пирит очень часто бывает раздробленным и замещается сульфидами меди, свинца и цинка. Это нормальный парагенетический ряд рудных минералов в типичных полиметаллических месторождениях, образованных в течение одной металлогенической эпохи. Поэтому вопрос о возрасте рудной минерализации в месторождении может решаться двояко: или это салаирские месторождения или герцинские. Указанные выше признаки салаирского возраста рудной минерализации заставляют нас отказаться от предположения о герцинском возрасте минерализации и предполагать генетическую связь колчеданных и полиметаллических месторождений данного участка с вулканогенным комплексом нижнего палеозоя (верхнего кембрия-тремадока), рассматривая эти месторождения, как типичные поствулканические гидротермально-метасоматические месторождения, связанные с магмой, давшей эффузивную торткудукскую формацию.

Месторождения отмеченных типов, несомненно, состоят в родственной связи и отличаются лишь термодинамическими условиями формирования. Обычно они приурочены к разломам и возможно к межпластовым нарушениям в куполовидных и антиклинальных структурах, подобно Александровской группе месторождений. Пространственно они тесно ассоциируют с субвулканическими малыми интрузиями диоритового и сиенитового состава, принадлежащими к магматическому комплексу торткудукской фазы тектогенеза. Следовательно, поиски месторождений этих типов должны производиться в пределах развития торткудукской осадочно-эффузивной формации и сопредельных с ней подстилающих толщ. Особенно интересны могут быть места, где она прорвана указанными интрузиями, а также вдоль дизъюнктивных нарушений в торткудукской формации. Поиски межпластовых залежей, приуроченных к замковым частям, крыльям складок и к куполам (Александровский тип), представляют значительно большие трудности, если они не имеют выхода рудного тела на дневную поверхность.

Формация прожилково-вкрапленных медных руд

Формация имеет второстепенное значение. Крупных объектов этого типа пока не известно. Они немногочисленны и промышленная ценность их еще не выяснена. Они представляют собой минерализованные пиритом, халькопиритом, кварцем и эпидотом зоны дробления в торткудукской или подстилающих ее формациях. Наиболее крупным, заслуживающим внимания и предварительной разведки, является месторождение Сатпак

в 27 км к юго-западу от Бошекуля. Значительно более скромных размеров месторождение Таскудук в 6 км к югу от Бошекуля. Остальные объекты не заслуживают внимания.

Сатпак (12)

Месторождение находится в Баянаульском районе Павлодарской области Казахской ССР, в 200 км по воздушной линии от г. Павлодара и в 27 км к юго-западу от Бошекульского медного месторождения.

Месторождение частично вскрыто старыми заброшенными выработками. Они неглубокие, вскрывают верхнюю часть окисленной зоны месторождения, наиболее богатые ее участки. Возле выработок во многих местах сложены штабеля богатой руды. Детальная съемка (м. 1 : 2000) и предварительное обследование месторождения велось летом 1931 г. В задачу партии входило лишь общее ознакомление с характером оруденения, оконтуривание рудных тел и выявление протяженности рудной зоны.

Рельеф местности в районе месторождения Сатпак представляет собой типичный мелкосопочник: широкие долины чередуются с возвышенностями, имеющими пологие склоны и округлые, сглаженные вершины. Очертание возвышенностей очень спокойное, рельеф имеет мягкий сглаженный характер.

Самая высокая точка на площади месторождения имеет отметку 110,9. Относительные превышения колеблются в пределах от 5 до 20 м.

Район месторождения в основном сложен нижнекембрийской бошекульской эффузивной толщей, прорванной интрузией сиенит-порфира, имеющей вид нескольких ветвящихся даек. Самый северо-западный угол заснятого участка занимают бурые песчаники верхнего силура.

Бошекульский эффузивный комплекс (Ст₁) в данном участке преимущественно представлен диабазовыми и авгитовыми порфиритами и их пирокластами.

Порфириты нормального состава и структуры сохранились лишь на наиболее крупных возвышенностях, окаймляющих зону оруденелых и измененных пород.

Они представляют собой обычно темнозеленовато-серую породу, во многих случаях чрезвычайно сильно эпидотизированную. Основная масса хорошо раскристаллизована (диабазовая или диабазово-офитовая структура). Порфиновые вкрапления — основной плагиоклаз (лабрадор) и авгит. Плагиоклаз часто разложен с выделением карбоната, чаще — серицита, редко встречается зонарный. Авгит обычно свеж, иногда переходит в уралит и замещается хлоритом. Реже среди порфиро-

вых вкрапленников наблюдается роговая обманка, обыкновенная — зеленая или бурая. Магнетит встречается часто в виде пылевидной вкрапленности или в более крупных кристаллах.

Порфиритовая толща прорвана интрузией сиенит-порфиров, вероятно, относящейся ко времени каледонского орогенеза. Кроме этих его проявлений, наблюдается ясно выраженная зона смятия и разлома, к которой и приурочено месторождение и направление которой (СВ 55—60°) соответствует общему направлению сиенит-порфириковых даек.

Эти последние пересекают площадь месторождения в указанном направлении в виде четырех обособленных тел. Дайки 1-я и 2-я (считая с СЗ на ЮВ) и 4-я совершенно отчетливо наблюдаются по поверхности и проявляются в рельефе. 3-я во всей своей южной части вскрыта лишь при шурфовке и имеет выходы на поверхность лишь в своей северной оконечности. Три незначительных жилообразных тела, проявившихся в ЮЗ части района и имеющих простирание, почти перпендикулярное относительно направления интрузивных тел, стоят несколько в стороне и по своему облику и по составу.

1-я и 2-я дайки сложены крупнозернистым сиенит-порфиром мясо-красного или грязно-розового оттенка. Фенокристаллы красных или желтых полевых шпатов достигают крупных размеров (до 5 мм). Основная масса микрогранитовая, реже — ортофирная, в ней изредка присутствуют единичные зерна кварца и хлорит. Калиевый полевой шпат обычно разложенный, буроватый. Из плагиоклазов присутствует олигоклаз (№ 12—15) иногда несколько более основной (№ 18—23). Часто плагиоклаз замещается мутным альбитом или каолинином и серицитом. Замещение начинается с центральной части зерна.

Среди цветных компонентов преобладающим является амфибол (зеленая роговая обманка), реже встречается биотит; пироксен, как правило, отсутствует (обнаружен в одном случае). Роговая обманка почти всегда хлоритизирована. Из вторичных минералов, кроме упомянутых, присутствует мусковитовая слюда, из аксессуарных — апатит, реже — циркон, магнетит.

3-я дайка в своей южной части не имеет поверхностных выходов. Вскрытая шурфами под незначительным слоем почвенных образований, порода представляет собой здесь мягкую разрыхленную массу. В одном из шурфов при его проходке было встречено большое количество оплавленных ксенолитов; при расколе в них обнаружено, что внутренняя часть состоит из порфирита, окруженного по периферии оболочкой сиенит-порфира.

Северная часть этой дайки, выходящая на поверхность, представляет собой сиенит-порфир описанного состава и структуры.

4-я дайка (в юго-восточном углу района) представлена сиенит-порфиром, несколько отличным по внешнему облику: порода преимущественно светлосерых и зеленоватых оттенков, напоминающая иногда бескварцевые диориты. Петрографическим различием относительно вышеописанных сиенит-порфиров является повышенное содержание цветного компонента, в частности хлоритизированной роговой обманки, обуславливающей зеленоватый цвет породы. По структуре особых отличий не имеется.

В юго-западной части района располагается три жило-образных тела, имеющих простирание, почти перпендикулярное направлению интрузивных тел. Одна из этих трех жил имеет протяжение около 1 км. Остальные две протягиваются на расстоянии 100 и 210 м. Они представлены зеленовато-серой несколько пористой породой порфирированной структуры. Порода содержит незначительное количество калиевого полевого шпата в основной массе. Порфирированные выделения представлены мутным вторичным альбитом; цветных компонентов весьма мало, присутствует лишь зеленый биотит. Вероятно, эти разновидности представляют собой лейкократовые жильные дериваты, типа альбититов.

Зона измененных порфиритов, сопровождающих тектоническую зону смятия и разлома, протягивается через весь район в северо-восточном направлении и имеет мощность в среднем до 500 м. С этой зоной связано проявление медного оруденения, приуроченного к трещинам разлома.

Трещины в главной своей массе имеют северо-восточное направление, в редких случаях оно изменяется до перпендикулярного к этому.

Выявлены крупные трещины мощностью до 1—1,2 м.

Порфириты зоны смятия представляют собой брекчированную, дробленную породу. В пониженных местах наблюдается щебнисто-дресвянистый (элювиальный) покров. На коренных выходах брекчированных порфиритов обнаруживаются интенсивная эпидотизация, окварцевание и обогащение кальцитом. Наблюдаются многочисленные зеркала скольжения, поверхность которых покрыта коркой эпидота или кварцево-эпидотового агрегата. Нередко в этой зоне попадаются угловатые брекчии трения, цемент которых пропитан эпидотом и кальцитом.

Морфология рудных тел и вещественный состав Сатпакского месторождения определяются его генетическими особенностями. Сатпакское месторождение связано с внедрением

сиенит-порфиров и с зоной дробления и смятия, проявившейся в результате тектонической деятельности в одну из фаз каледонского орогенеза.

Оруденения самих сиенит-порфировых тел не наблюдается. Контактные изменения проявляются лишь в южном контакте 2-й дайки, в виде узкой прерывистой полосы, прослеживающейся по протяжению дайки. Они выражаются в явлениях инъекции сиенитовой массы во вмещающие породы, которые представляют собой здесь своеобразную темную породу порфиритового облика, пропитанную инъециями и содержащую красные выделения полевых шпатов.

Рудными телами являются незначительные по протяжению и мощности жилы и жилообразные тела прожилково-вкрапленного типа, приуроченные к нарушениям зоны разломов. Наиболее мощные из них наблюдаются в большой старой засыпанной выработке, в центральной части месторождения, где забой пересекает зону дробления, образующую здесь три разветвления. Вмещающие породы вдоль разломов разбиты сетью мелких и мельчайших трещинок, различно ориентированных.

Общее простирание рудного тела северо-западное — 65—70°. Вещественным составом ее является кварц, сопровождающийся обильными скоплениями эпидота. Максимально мощность минерализации в отдельных разветвлениях доходит до 0,50 м, а суммарно — до 1—1,2 м. В этих зонах по мелким трещинам во вмещающей породе наблюдаются богатые скопления малахита. Кроме того, вмещающая порода обогащена вкрапленностью рассеянных руд, главным образом куприта. По протяжению эти зоны были прослежены на 30 м. По простиранию на юго-восток они разветвляются на большое количество более мелких трещин, постепенно затухающих.

По поверхности близ сильно измененных пород наблюдается зона рассеянных руд, выраженных главным образом вкрапленностью куприта, реже халькопирита и незначительными скоплениями малахита. Эта зона проявляется на площади около 800 м².

В остальных случаях жилообразные тела имеют меньшее протяжение (до 8—10 метров) и мощность, не превышающую 15—20 м. Все трещины, выполненные кварцем, эпидотом, несущие оруденение, сопровождаются рассеянными рудами, распространяющимися в боковой породе. По поверхности эти рассеянные руды наблюдаются на незначительной площади. Контуры оруденелых участков (как показано на карте) в общем имеют вытянутое по северо-западному направлению очертание. Эти участки во многих случаях пересекались канавами, но не всюду были встречены ясно выраженные жильные тела.

Во многих случаях оруденение сопровождается незначительную зону разлома, проявившуюся лишь в системе незначительных и мельчайших трещинок.

Из рудных минералов в зоне оруденения встречены как окисленные — малахит, азурит, куприт и самородная медь, так и медные сульфиды: халькозин, ковеллин, халькопирит.

В некоторых участках оруденение проявлено очень интенсивно. Отдельные штуфы представляют собой необычайно богатую медную руду с содержанием не ниже 6—8% меди.

В пределах центрального оруденелого участка близ старой выработки имеются большие штабеля руды. Повидимому, здесь выбиралась наиболее богатая и доступная часть месторождения. Средняя проба из отвала дала содержание меди — 5,2%.

Процентные содержания наиболее богатых руд (пробы из выработок) находятся в пределах от 2—3 до 6—8% (анализ штуфа руды в Бошекульской химической лаборатории дал содержание Cu — 7,4%).

Отсутствие данных, характеризующих месторождение на глубину, не позволяет останавливаться на генезисе месторождения.

Можно предположить, что месторождение связано парагенетически с интрузией сиенит-порфиров. Дайки, проявившиеся на Сатпакском месторождении, являются, видимо, апофизами остывающего очага, из которого поднимались по трещинам гидротермальные растворы, откладывая в них кремнезем и соли меди.

На месторождении в 1931 г. была произведена электроразведка. Результаты электроразведочных работ весьма благоприятны для месторождения: рудные аномалии вышли далеко за пределы заснятой площади и распространились на юго-запад на расстояние около 2 км.

Таким образом, данными электроразведки подтверждается необходимость детальной разведки его на глубину. Весьма вероятно, что при эксплуатации Бошекульского месторождения руды Сатпака будут иметь свое значение.

Медно-цеолитовая формация

Эта формация имеет слабое развитие. Известно два рудопроявления этого типа. Пространственно и генетически они связаны с амигдалоидными лавами основного состава торткудукской формации ($\text{Ca}_3^{2+3} + \text{S}_1^1$) с наличием в миндалинах цеолитов, что является основным поисковым признаком на подобный тип оруденения.

Селетинское (4)

Это месторождение представлено горизонтом амигдалоидных лав $Ст_3^{2+3} + S_1^1$, местами обохренных и несущих примазки малахита и азурита. Горизонт прослеживается на 300 м по простиранию. Миндалины в лавах выполнены цеолитами и кальцитом. Несколько севернее по течению р. Селеты ($52^\circ 25'$ с. ш. — $73^\circ 09'$ в. д.) подобный (или тот же?) горизонт оруденелых амигдалоидов прослеживается по простиранию на 400 м.

Месторождение не изучено.

Медно-порфировая формация

Коктас-Джал (363)

Рудовмещающей является дайка кварцевого порфира или гранит-порфира, простирающаяся $S_3 10^\circ$, измененная до вторичных кварцитов. Дайка залегает среди порфиритов, туфов и туфопесчаников нижнего палеозоя, вблизи контакта их с каледонскими гранодиоритами Койтасского массива. Ширина оруденения во вторичных кварцитах до 400 м, но более интенсивная минерализация захватывает полосу около 100 м. Протяженность зоны 1200 м. Оруденение неравномерное и бедное, представленное вторичными медными минералами. Содержание Cu — 1,1—1,8%, в богатых рудах — до 5%. Зона окисления до 38 м. Зона вторичных сульфидов 24 м. Минералогический состав: азурит, малахит, куприт, хризоколла, халькозин, борнит, халькопирит, пирит. Месторождение разведывалось в двадцатых годах. Запасы по этим данным определялись в 39 000 т Cu . Разведка последних лет значительно расширила указанные запасы. Салаирский возраст месторождения определяется по условиям его залегания в салаирской геосинклинальной зоне, среди характерно измененных вулканогенных пород.

КАЛЕДОНСКАЯ ЭПОХА

Ранняя стадия развития геосинклинали каледонского этапа очень бедна магматическими проявлениями. Эффузивная деятельность в это время совершенно неизвестна, интрузивный магматизм проявился тоже слабо.

Широко проявилась магматическая деятельность лишь в позднюю стадию этапа, охватывающего ашгиллий, готландий и нижний девон. Процесс этот протекал неравнозначно как во времени, так и в пространстве. Так, например, в ашгильский

век, который считаем началом позднего развития, шло широкое накопление осадков жарсорской формации, при интенсивно проявленной эффузивной деятельности; эта формация распространена почти на всей изученной области, за исключением некоторых частей древних антиклинориев. К концу ее формирования имело место внедрение субвулканических малых интрузий и рудообразование, связанное с таконской фазой тектогенеза. Этой фазой как бы были завершены процессы консолидации северной части области, сформировавшейся окончательно в протерозойско-салаирско-каледонскую складчатую область.

В дальнейшем осадки готландия шансорской формации, состоящие из осадочно-эффузивных образований, накапливались значительно южнее и магматическая деятельность вместе с металлогенией как бы мигрировала с севера на юг.

В нижнем девоне эти процессы проявлены еще южнее, в самой южной оконечности изученной области. Отложения этого периода времени особенно богаты эффузивными образованиями.

Таким образом, вулканизм и металлогения, начиная с верхов ордовика (ашгиллия) и кончая нижним девонем носила как бы характер единого целого магматического процесса.

Однако излияния эффузивов и процессы рудообразования в течение всего этого промежутка времени происходили с перерывами и разделялись фазами тектогенеза с последующей денудацией. Такие перерывы имели место на границе ордовика и готландия (таконская фаза) в верхах готландия (арденская). Каждая фаза тектогенеза сопровождалась определенным комплексом интрузивных образований, главным образом в виде даек, и только с арденской фазой тектогенеза, помимо дайковых, связана интрузия гранодиоритового массива. С этими интрузиями, являющимися производными единой с эффузивными образованиями магмы, очевидно, существует определенная парагенетическая связь медного оруденения.

Излияния эффузивов происходили в условиях мелководного эпиконтинентального моря или в наземных, о чем свидетельствует обилие пирокластов и перемежаемость эффузивов с грубообломочным материалом и косслоистыми красноцветными песчаниками, а также присутствие местами в разрезе известняков с фауной (обычно в низах формаций).

Эффузивы представлены главным образом лавами среднего и основного состава.

Необходимо отметить, что, по имеющимся данным, как эффузивы, так и дайковые породы, связанные с ними, часто содержат медь. В первых наблюдается нередко видимая на глаз самородная медь или куприт, заполняющие миндалины.

Спектральный анализ пород интрузивного и эффузивного комплекса показал содержание меди от сотых долей процента до 0,5%.

Приведенные факты указывают на повышенное содержание меди в самой магме, давшей эффузивный и интрузивный комплексы.

Поздняя стадия развития каледонской геосинклинали

Эта стадия включает следующие формации: прожилково-вкрапленных медных руд (ашгиллия, готландия, девона); прожилково-вкрапленную полиметаллическую (ашгиллия); вторично-кварцевую меднорудную; золоторудную кварцево-жильную (ашгиллия; готландия и нижнего и среднего девона); медную кварцево-турмалиновую.

Наиболее многочисленные для этой эпохи являются месторождения формации прожилково-вкрапленных медных руд. Менее распространенными, но очень близкими генетически к указанной формации следует считать прожилково-вкрапленную полиметаллическую формацию и вторично-кварцевую меднорудную; близкой генетически, но несколько отличной является формация золоторудная кварцево-жильная. Несколько особняком стоит медно-кварцево-турмалиновая формация.

Ф о р м а ц и я п р о ж и л к о в о - в к р а п л е н н ы х м е д н ы х р у д

Месторождения этого типа исключительно широко распространены на северо-востоке Центрального Казахстана.

По масштабам оруденения каждое отдельно взятое месторождение этого типа, как правило, не представляет промышленного интереса, но кучное скопление их в определенных тектонических узлах, вследствие чего образуются отдельные группы близко расположенных месторождений, и высокое общее содержание меди, значительно повышают их промышленную ценность.

Наиболее крупные группы медных месторождений этого типа размещаются среди жарсорской (ашгиллия) и шансорской (готландия) осадочно-эффузивных формаций. В структурном отношении они приурочиваются обычно к трещинам оперения региональных дизъюнктивных нарушений и к зонам дробления. К этим же нарушениям второго порядка приурочены часто вместе с месторождениями дайки основных и средней основности пород (диабазов, диорит-порфиринов и т. п.).

Минералогический состав месторождений этого типа очень беден и представлен главным образом сульфидами меди и

пиритом, в незначительном количестве иногда присутствуют в анализах свинец, цинк, серебро и золото. Жильным минералом обычно является кварц, реже барит и кальцит.

Генетическая связь этих месторождений с магматизмом ашгиллия, готландия и нижнего девона проявляется в густом расположении их внутри осадочно-эффузивных образований указанного возраста. Повышенное содержание меди в эффузивах и коагматических малых интрузиях ашгиллия и готландия дает основание связывать генетически медные месторождения, расположенные в этих эффузивах, с одной и той же магмой. В формациях более молодых, чем альбитофиновый нижний девон, месторождения этого типа почти отсутствуют и медная минерализация вообще после нижнего девона в изученной области резко спадает.

Наиболее крупными объектами этого типа являются: Прикибастузская, Карасорская, Коджанчадская, Джамбулдинская и Кандыадырская группы медных месторождений. Промышленное значение этих месторождений повышается в связи с окончанием железнодорожной магистрали Акмолинск — Павлодар и в связи с освоением Бошекульского молибденово-медного месторождения.

Ниже приводится описание некоторых месторождений Экибастузской группы, характерной для этой формации ашгилльского возраста.

Коктас (б. Крещенский рудник) (4)

Вмещающими породами месторождения являются рогово-обманковые и пироксеновые порфириты и туфы верхов ордовика (ашгиллия — S_1^5). Месторождение приурочено к зоне смятия северо-западного направления с преобладающими падениями сместителей на юго-запад под углами 40—70°. На месторождении выделяются два участка — Коктас I и Коктас II.

Рудный участок Коктас I. Здесь наблюдаются семь мелких рудных линзочек длиной 5—8 м и шириною 1,5—2 м. Общие запасы по ориентировочным подсчетам не будут превышать 5,5 т меди.

Рудный участок Коктас II расположен в 675 м северо-восточнее рудного участка Коктас I. Представлен он двумя рудными точками — северной и южной. Обе эти рудные точки в свою очередь подразделяются на отдельные рудные линзы, имеющие незначительные размеры.

Рудные участки Коктас I и Коктас II являются мелкими, запасы их не будут превышать 26—27 т меди, поэтому месторождение Коктас не представляет промышленного интереса.

Экитюбе (8)

Месторождение расположено среди порфиритов, туфов и песчаников ашгиллия (жарсорская формация) и приурочено к зонам дробления северо-западного направления.

На месторождении выделяются два рудных участка: северо-восточный и юго-западный.

Северо-восточный рудный участок (по Н. Г. Кассину это, очевидно, Джаман-Кысынское месторождение, или бывший Софиевский рудник). Участок слагается переслаивающимися порфиритами, туфовыми песчаниками и конгломерат-песчаниками. Азимут простирания пород северо-запад 330° , падение северо-восточное под углом 55° . Оруденение наблюдается в зоне дробления, вытянутой в направлении северо-запад 340° и прослеживается на расстоянии 80 м. К этой же зоне приурочена дайка сиенит-порфира.

Юго-западный рудный выход ориентирован в направлении СЗ 330° . Длина его 20 м, ширина 1—2,5 м, среднее содержание меди 1,4%, запасы 4,2 т меди.

Рудные выходы месторождения Экитюбе почти нацело выработаны, общие запасы их по ориентировочным подсчетам не будут превышать 8—10 т меди. Месторождение не представляет промышленного интереса.

Царице-Александровское (9)

Вмещающими породами месторождения являются крупнолейстовые миндалекаменные плагиоклазовые порфириты и их туфы ашгиллия. Миндалины, достигающие иногда размера куриного яйца, выполнены кварцем, реже хлоритом и малахитом. Месторождение приурочено к зоне дробления северо-западного направления, где породы интенсивно окварцованы, осветлены и ожелезнены. Преимущественное падение плоскостей сбрасывателей юго-западное под углами $30—50^\circ$. Рудные минералы представлены малахитом, хризоколлой, халькозинном. Из жильных минералов наблюдается кварц, эпидот. На месторождении выделяются три рудных участка: юго-восточный, северо-западный и южный.

Юго-восточный рудный участок имеет длину 17 м, ширину — 3,5—5 м; содержание меди 4,2%, ориентировочные запасы меди — 240 т.

Северо-западный рудный участок представлен линзообразной залежью, имеющей длину 38 м, ширину 1—2 м. Среднее содержание 1,25%, запасы меди не больше 11,5 т.

Южный участок имеет очень ограниченные размеры и окисленные руды его полностью выбраны.

Общие запасы всех трех рудных выходов месторождения Царице-Александровское порядка 250 т меди.

Элемес (10)

Месторождение сложено порфиритами и их туфами ашгиллия и приурочено к зоне дробления северо-западного направления. Вмещающие породы окварцованы, участками ожелезнены. Встречаются сильно раскристаллизованные разности порфиритов, очевидно, представляющие собой жерловую фацию.

На месторождении выделяются четыре рудных участка.

Западный участок состоит из трех рудных выходов, в пределах которых в свою очередь насчитывается 9 небольших линз.

Центральный участок расположен северо-восточнее западного на расстоянии 545 м. Представлен он двумя рудными выходами.

Северо-восточный участок, отстоящий на расстоянии 1050 м от западного участка к северо-западу, состоит из двух небольших линз.

Юго-восточный участок находится на расстоянии 1105 м юго-восточнее западного и также состоит из двух линз. Все рудные выходы месторождения Элемес являются мелкими, почти нацело выработанными. Общие запасы меди порядка 145 т.

Месторождение не представляет практического интереса.

Для месторождений формации прожилково-вкрапленных медных руд готландского возраста генотипами могут служить Аяк-Коджан и Коджанчад IV из Коджанчадской группы (описаны по фондовым материалам и собственным наблюдениям С. М. Бандалетовым).

Аяк-Коджан (166)

Судя по предварительной разведке, месторождение является самым крупным в Коджанчадской группе. Оно располагается среди плагиоклазово-пироксеновых порфиритов, нередко имеющих миндалекаменную текстуру, разнообразных (агломеративных, лито- и кристаллокластических) туфов порфиритов, туфо-лав, туфовых песчаников, конгломерат-песчаников и конгломератов готландия (шансорская толща). Указанные породы имеют здесь северо-восточное простирание 25—35° и падают на юго-восток под углами 15—20°. Месторождение приурочено к зоне дробления пород, прослеживающейся на северо-запад 300—310° вдоль боковой оперяющей трещины. Основное дизъюнктивное нарушение, с которым сопряжены анало-

тичные трещины, располагается примерно в 1 км юго-западнее месторождения.

Медное оруденение наблюдается по круто падающим трещинам, образующим на поверхности широкую рудную полосу раздробленных пород протяженностью 570 м. В юго-восточной части месторождения эта полоса разветвляется на три параллельные рудные зоны. Рудная полоса не сплошная, а прерывистая и образует ряд неправильных рудных тел. Последние представляют собой главным образом линзообразные залежи, падающие под большими углами в юго-западном направлении. Рудные минералы представлены малахитом и азуридом, развивающимися в виде налетов, примазок и корочек по трещинам, а также в виде тонких прожилков, реже вкрапленности, рассеянной в массе раздробленных пород. С глубины 28 м появляются сульфиды: пирит, халькопирит, халькозин, борнит, ковеллин. По данным скв. № 20, бурившейся под рудное тело № 8, указанные сульфиды наблюдаются до глубины 132 м, т. е. на интервале 28—132 м, наряду с первичными сульфидами меди присутствуют и вторичные. Жильными минералами являются кварц, кальцит, эпидот, хлорит. Судить о минералогическом составе руд на более глубоких горизонтах пока не представляется возможным вследствие отсутствия каких-либо данных (скв. 20 приостановлена из-за аварии).

На месторождении Аяк-Коджан с северо-запада на юго-восток выделяются 14 обособленных рудных тел, приуроченных к линейно вытянутой широкой зоне раздробленных пород.

Рудное тело № 1 расположено в северо-западной части месторождения. Длина по простиранию 150 м, средняя ширина 5,4 м, среднее содержание меди 2,10%.

Рудное тело № 2 находится на расстоянии 3—10 м от рудного тела № 1. Длина 48 м, ширина 4,3 м, среднее содержание меди 1,42%.

Рудное тело № 3 расположено на расстоянии 9 м на юг от рудного тела № 2. Длина 13 м, ширина 8 м, среднее содержание меди 1,96%.

Рудное тело № 4 находится в 13 м северо-восточнее южного конца рудного тела № 3. Длина 30 м, ширина 6,5 м, среднее содержание меди 1,50%.

Рудное тело № 5 расположено на расстоянии 3 м северо-восточнее рудного тела № 4. В юго-восточном направлении рудное тело развивается на две ветви. Южная ветвь имеет длину 140 м при средней ширине 9,7 м. Среднее содержание меди по рудному телу № 5 составляет 1,79%.

Рудное тело № 6 находится на расстоянии 4—8 м от южной ветви рудного тела № 5. Длина 22 м, средняя ширина 1,5 м, среднее содержание меди 1,85%.

Геологические запасы меди на месторождении Аяк-Коджан

Мощность по профилю (в м)	Мощность по выходам (в м)	Расстояние между профилями (в м)	Глубина подсчета (в м)	Объемный вес	Объем (в м ³)	Геологические запасы руды (в т)	Среднее содержание меди (в %)	Геологические запасы меди (в т)
—	1028	—	45	2,6	27 413,3	71 273,8	2,10	1 496,74
—	232	—	16	2,6	1 856	4 825,6	1,42	68,52
—	100	—	4,3	2,6	216,6	563,16	1,96	11,03
—	308	—	10,0	2,6	1 540	4 004	1,50	60,0
—	1600	—	46,0	2,6	36 800	35 680	1,79	1 712,76
—	44	—	7,6	2,6	168,6	438,36	1,85	8,10
—	848	—	8	2,6	336	873,6	1,55	13,54
4880	—	46	—	2,6	112 240	291 824	2,21	6 449,31
4880	—	164	—	2,6	400 160	1 040 416	1,96	20 392,15
108	—	13	—	2,6	702	1 825,2	1,11	20,25
108	—	106	—	2,6	5 724	14 882,4	1,91	284,25
—	200	—	10,6	2,6	1 100	2 960	1,53	43,75
—	1020	—	47	2,6	23 970	62 322	1,48	922,36
—	124	—	9,6	2,6	599,3	1 558,18	0,74	11,53
—	580	—	26	2,6	7 540	19 604	2,07	405,80
—	1820	—	54	2,6	49 140	127 764	1,72	2 197,54
						1 740 714,3	1,95	34 097

Рудное тело № 7 расположено на расстоянии 27 м к северо-востоку от северной части рудного тела № 5. Длина 23 м, средняя ширина 3 м, среднее содержание меди 1,55%.

Рудное тело № 8 расположено на расстоянии 34 м от северо-восточного конца северной ветви рудного тела № 5. Длина 210 м, средняя ширина 20 м, среднее содержание меди составляет 2,19%.

Рудное тело № 9. Северный конец этого рудного тела находится на расстоянии 13 м к юго-западу от северо-восточного конца северной ветви рудного поля № 5. Длина 125 м, ширина 8 м, среднее содержание меди 1,93%.

Рудное тело № 10 расположено северо-восточнее рудного тела № 9. Длина 33 м, ширина 6,5 м, среднее содержание меди 1,53%.

Рудное тело № 11 расположено на расстоянии 31 м к юго-востоку от восточного конца южной ветви рудного тела № 5. Длина 142 м, ширина 9,4 м, среднее содержание меди 1,48%.

Рудное тело № 12 находится на расстоянии 5—8 м к северо-востоку от средней части рудного тела № 11. Длина 142 м, ширина 9,4 м, среднее содержание меди 1,48%.

Рудное тело № 13 расположено на расстоянии 53 м к юго-востоку от южного конца рудного тела № 10. Длина 80 м, ширина 6,5 м, среднее содержание меди 2,07%.

Рудное тело № 14 расположено на расстоянии 42 м к юго-западу от рудного тела № 13. Длина 164 м, ширина 8,8 м, среднее содержание меди 1,72%.

Как уже отмечалось, одна из скважин месторождения Аяк-Коджан, начиная с глубины 28 м и вплоть до забоя 132 м (на большую глубину скважина из-за аварии не бурилась), подсекла сульфидные руды. Следует при этом отметить, что на протяжении всего этого рудного интервала видимое оруденение наблюдается неравномерно: оно то более или менее значительное, то совершенно слабое, а иногда и совсем отсутствует.

Геологические запасы меди месторождения Аяк-Коджан составляют 34097 т (табл. 4). Месторождение заслуживает продолжения начатых геологоразведочных работ, главным образом буровых.

Коджанчад IV (160)

Месторождение является одним из наиболее крупных месторождений Коджанчадской группы, разведанным на глубину. Оно располагается среди разнообразных туфов порфириров (кристаллокластических, литокластических), туфолов и в меньшей мере — порфириров готландия, претерпевших интенсивную гидротермальную переработку (окварцевание,

эпидотизация) по зоне дробления, которая проходит в северо-западном направлении $300\text{—}315^\circ$, примерно параллельно простиранию пород по контакту с подстилающими туфы кварцевыми песчаниками и конгломерат-песчаниками. Медное оруденение приурочено к системе круто падающих трещин скалывания, косо ориентированных к простиранию пород, и наблюдается только среди разнообразных порфириновых туфов. Песчаники и конгломерат-песчаники, падающие под углами $25\text{—}40^\circ$ к северо-востоку, никаких признаков оруденения не несут. Это объясняется наличием на месторождении пострудного нарушения, проходящего вдоль контакта туфов и песчаников. Указанным пострудным нарушением рудное тело оказалось срезанным и сдвинутым.

Оруденение представлено главным образом малахитом, азуритом, реже хризоколлой в виде налетов, корок и примазок, развивающихся по трещинам, а также в виде маломощных прожилков малахита и вкрапленности. Вторичные минералы меди нередко сопровождаются гидроокислами железа; встречается также и самородная медь. С глубины $30\text{—}35$ м в виде вкрапленности, реже в виде тонких прожилков наблюдаются сульфиды меди: борнит, халькозин, халькопирит. Жильные минералы, сопровождающие минерализацию, представлены кварцем, баритом, эпидотом.

По простиранию рудная полоса прослеживается на расстоянии $750\text{—}760$ м с северо-запада на юго-восток и подразделяется на 6 обособленных рудных линз.

Рудная линза № 1 имеет длину 64 м, наибольшая мощность 6 м, наименьшая — 3 м, среднее содержание меди 1,88%.

Рудная линза № 2 расположена на расстоянии 55 м юго-восточнее рудной линзы № 1. Длина 85 м, наибольшая мощность 28,0 м, среднее содержание меди 1,11%.

Рудная линза № 3 находится на расстоянии 18 м северо-восточнее рудной линзы № 2. Длина 112 м, наибольшая мощность 13,0 м, наименьшая 2,0 м, среднее содержание меди 1,57%.

Рудная линза № 4 расположена почти параллельно северному концу рудной линзы № 3 на расстоянии $5\text{—}9$ м на северо-восток. Длина 54 м, наибольшая мощность 7 м, среднее содержание меди 1,45%.

Рудная линза № 5 имеет длину 38 м при мощности 4 м. Среднее содержание меди 1,49%.

Рудная линза № 6 расположена на расстоянии 79 м юго-восточнее рудной линзы № 3. Длина ее 365 м, максимальная мощность 27 м, наименьшая — 1 м, среднее содержание меди 2,20%.

Месторождение Коджанчад IV разведывалось на глубину большим числом буровых скважин, благодаря которым довольно хорошо выявлена форма верхней части рудного тела до плоскости сдвига. Последняя может быть иллюстрирована поперечными разрезами по скважинам 11, 12, 13, 15. Для характеристики рудной залежи приводится среднее содержание меди по скважинам 11 и 13 (табл. 5).

Таблица 5

№ скважины	Интервал опробования (в м)			Содержание меди по пробам	Среднее содержание меди по скважине
	от	до	мощность		
11	21,50	22,50	1,00	1,10	—
	22,50	23,50	1,00	0,62	—
	23,50	24,60	1,10	0,66	—
	24,60	26,20	1,60	0,68	—
	26,20	27,20	1,00	0,85	—
	27,20	28,35	1,15	0,78	—
	28,35	29,60	1,25	1,04	—
	29,60	30,85	1,25	1,18	—
	30,85	31,95	1,10	1,42	1,35
	31,95	32,60	0,65	7,89	—
	32,60	33,65	1,05	1,65	—
	33,65	34,65	1,00	1,90	—
	34,95	36,15	1,50	1,42	—
	36,15	37,15	1,00	1,09	—
	38,15	38,95	0,80	0,78	—
13	47,20	48,50	1,30	0,80	0,80

Запасы руды месторождения Коджанчад IV составляют 603 395 т, среднее содержание меди 1,61%, геологические запасы металлической меди окисленной части месторождения до сброса составляют 9730 т.

На месторождении необходимо выявление амплитуды порудного нарушения и установление положения сброшенной сульфидной части рудного тела. После выявления сброшенной части рудной залежи необходимо доразведать месторождение на глубину.

Месторождения прожилково-вкрапленно-медной формации нижнего и среднего девона почти все мелкие и имеют меньшее значение, чем ашгильского и готландского возраста. Ниже приводится несколько месторождений как генотипы, расположенные в районе Бала Шидерты Баянаульского района.

Сар-Тогай (291)

Месторождение сложено андезитовыми туфами, туфолавами, брекчиями и агломератами, перемежающимися с туфами нижнедевонского возраста. С юга на них налегают песчаники

и конгломераты. Оруденение приурочено к зоне дробления северо-западного направления. По трещинам катаклаза породы пронизаны медными минералами: малахитом, купритом, халькозином, азуритом, хризоколлой. По простиранию оруденение прослеживается с перерывами на 250 м, мощность в местах раздува доходит до 20 м, в других участках около 2 м. Среднее содержание меди для всего месторождения равно 2%.

Запасы месторождения (по Н. Г. Кассину) по окислительной зоне предварительно оцениваются в 500 т меди.

Сункаркия Западный (305)

Участок месторождения сложен бескварцевыми несколько окварцованными альбитофирами нижнего девона, среди которых отмечен выход медных руд. Оруденение прослеживается на протяжении 50 м полосой шириной от 2 до 7 м. Рудные минералы — малахит и азурит — пронизывают породы по трещинам и вкраплены в них. В стороны от этой более оруденелой полосы, метров на 75 от нее, в альбитофирах также отмечаются отдельные вкрапления и примазки медных минералов. Возможно оруденение здесь связано с окварцеванием гранит-порфи́ров, которые пересекают в виде небольших даек альбитофиры, туфы и аггломераты.

Сункаркия (307)

Район месторождения сложен эффузивами нижнего девона, представленными розоватыми и светлыми кварцевыми порфирами, которые к юго-востоку сменяются породами осадочного комплекса: конгломератами и песчаниками с пропластками мергелистых известняков. В контакте эффузивов с песчаниками отмечается медное оруденение. Зона оруденения старыми мелкими выработками прослежена на 110 м по простиранию. Оруденению подвергнуты главным образом мергелистые известняки и частично песчаники и порфиры.

Медные минералы — малахит и азурит — выполняют трещины в породе и проникают по слоистости в них. Видимая мощность оруденелой зоны 1—4 м.

Содержание меди более или менее равномерное и составляет в среднем около 2% (в некоторых пробах до 7%). Кроме меди, химическими и спектральными анализами обнаружены свинец (более 0,5%), следы молибдена и кобальта, а также незначительное содержание Au, Ag и As. Месторождение требует оценки.

Кур-Копа северный (308)

Участок месторождения сложен туфами и туфовыми песчаниками нижнедевонской альбитофировой толщи.

Оруденение представлено минерализованными карбонатами меди и другими минералами зоны дробления. Главная рудная зона прослеживается на 60 м при мощности от 2—4 до 30 см. В зальбандах ее отмечается оруденение по мельчайшим трещинкам, а также замещение рудными минералами туфого цемента пород.

Рудные минералы: малахит, куприт, жильный блеск, местами сохранился по тонким прожилкам халькозин, весьма редко борнит и халькопирит.

Шуфы, взятые из главной зоны, дали содержание меди 21—33%, месторождение заслуживает разведки.

Караузьяк I (310)

Район месторождения сложен темносерыми порфиритами и их туфами нижнедевонской альбитофировой толщи. В этих породах наблюдается зона дробления почти широтного простирания с падением на север. Порфириты в нескольких местах секутся дайками гранит-порфиров и по всей зоне дробления пронизаны по трещинам редкой сетью кварцевых прожилков.

Оруденение приурочено к брекчированной зоне и представлено примазками малахита, реже азурита. Рудное тело имеет дугообразную форму и прослежено в длину около 90 м. Содержание меди 1,5—2,5%, свинца — сотые доли. Месторождение разведано пятью старыми мелкими выработками. Месторождение требует небольших геологоразведочных работ для окончательной его оценки.

Прожилково-вкрапленная полиметаллическая формация готландского возраста

Формация имеет весьма ограниченное распространение.

Джувантюбе (Иске-юрт, Эски-юрт, Спасский рудник) (1)

Месторождение представляет указанную формацию; расположено в Баянаульском районе, к северо-востоку от Александровской группы полиметаллических месторождений. Участок месторождения сложен зеленовато-серыми, серо-зелеными и грязнозелеными туфолавами, реже — туфами порфиритов. Оруденение приурочено к серии зон дробления и окварцевания. Общее направление трещин северо-северо-западное, близ-

кое к меридиональному, падение на восток под углом от 45 до 70°. Резко выделяются две основные зоны, расположенные на расстоянии от 50 до 150 м друг от друга. Западная зона прослеживается на 900 м, Восточная — на 110 м. Имеются более мелкие зоны протяженностью от 30 до 150 м. Оруденение локализуется в проходящих по зонам кварцевых жилах и их зальбандах. Сплошное жильное тело наблюдается участками. Мощность основных рудных зон 2—5 м, иногда достигает 10 м (средняя мощность 2,5 м). Мощность зон, приуроченных к второстепенным трещинам, колеблется от 0,35 до 0,5 м, протяженность — до 200 м. Оруденение в главных зонах прослеживается с перерывами. Общая площадь оруденения составляет 3000 м².

По литературным данным, оруденение до глубины 8,5 м представлено малахитом, азуритом, медной чернью, церусситом, ниже наблюдается вкрапленность борнита, халькопирита, железного блеска, халькозина, сфалерита и галенита.

По данным химического анализа, содержание меди от 0,39 до 11,59%, свинца — от 0,28 до 8,28%, цинка — от 0,02 до 2,95%. Кроме того, по данным спектральных анализов, устанавливается молибден от следов до 0,05%, хром — от 0,01 до 0,02%, серебро — от 0,001 до 0,01%, V₂O₅ — от 0,02 до 0,1%, кобальт — следы.

Вторично-кварцитовая медно-порфировая формация

Формация развита слабо. Наиболее типичными представителями являются месторождения Коктас, Коктас-Джертас и др., расположенные между Баян-Аулом и Каркаралинском.

Месторождение Коктас (321)

Месторождение приурочено к ядру антиклинали, сложенной порфирами, порфиритами и туфами верхнесилурийской вулканогенной толщи. На участке месторождения вмещающие породы брекчированы и окварцованы вплоть до превращения во вторичные кварциты. Последние занимают площадь более 40 000 м² и являются рудоносными, как и менее окварцованные породы участка.

Зона окисления опускается до глубины 38 м (в среднем 35,7 м). Первичные сульфидные руды, включая зону вторичного обогащения мощностью до 17 м, известны до глубины 150 м. В зоне окисления (с поверхности) отмечены: малахит, азурит, хризоколла, тенартит, лимонит. В сульфидной зоне встречены: халькозин, реже борнит, халькопирит, пирит; очень

редко встречаются галенит, сфалерит и изредка — самородная медь.

Среднее содержание меди в рудах зоны вторичного обогащения 2,3%. Анализы окисленных руд показали: Cu — 6,92—9,72%. В рудах отмечены следы золота и серебро от следов до 30—80 г/т.

Общие запасы окисленных и сульфидных руд, по Русакову, составляют около 6 млн. т, меди — 88 000 т. По данным Паукера, меди — 21 000 т.

Месторождение до глубины 25 м вскрыто карьерами и шурфами, а более глубокие горизонты — скважинами. Проведены также геофизические работы.

Коктас-Джартас (333)

Участок месторождения сложен порфиритами, туфами и порфирами, последние превращены во вторичные кварциты. Оруденение (прожилково-вкрапленного типа) приурочено к трем участкам вторичных кварцитов. Наиболее богатое оруденение сосредоточено в двух участках общей площадью 45 000 м². Форма рудных тел неправильная.

Рудные минералы наблюдаются как в виде более или менее густой вкрапленности, так и в виде прожилков в кварцитах.

В зоне окисления отмечены медная зелень и синь, куприт, бирюза, хризоколл, брошантит, медная смоляная руда, халькантит, цианотрихит, элит, нонтронит, самородная медь, ярозит.

Основным рудным минералом зоны вторичных сульфидных руд является халькозин. В первичных рудах преобладают халькопирит и пирит, причем последний в значительном количестве.

Зона окисления опускается до глубины 11—12 м, зона выщелачивания практически отсутствует. Зона вторичного обогащения отмечается в интервале от 12 до 29 м от поверхности (по данным Русакова, средняя глубина зоны окисления равна 18 м), мощность халькозиновой зоны равна 18—20 м; по данным Стигнея¹, зона обогащения отмечается в интервале 27—45 м). Содержание меди в зоне окисления равно 1,69% (по скважинам Геолкома). Среднее содержание меди по 17 пробам — 7% (Пастушенко, 1951).

По данным Стигнея, содержание меди следующее (в %)			
в интервале	0—3	мм	0,5
»	0—18	м	0,9
»	27—45	»	2,3
»	24—103	»	0,5

¹ Английское горнопромышленное общество, 1917—1918.

Содержание золота — 0,33 унц/т. Запасы руды оцениваются в 4665 т. На долю окисленных руд приходится 43% запасов.

Месторождение эксплуатировалось на медь в 1908—1913 гг.; в 1917—1918 гг. разведывалось англичанами (3 буровые скважины). В 1927 г. на месторождении пробурены 2 (или 3?) скважины (Русаков) до глубины 27 и 40 м. Более поздние данные отсутствуют.

Золоторудная кварцево-жильная формация

Месторождения этой формации довольно многочисленны, но весьма невелики по размерам, за исключением Бестюбе. Возрастное расчленение их затруднительно: возможно среди них, помимо позднекаледонских, имеются и ранневарисские. На планшетах N-43-B и M-43-A имеется целый ряд месторождений этой формации. Ниже приводится описание наиболее типичных.

Кызыл-Сор (5)

В геологическом строении района принимают участие порфириты ашгиллия, прорванные рядом интрузивных тел. Непосредственно месторождение представляет собой развалы крупных обломков кварца вдоль восточных склонов холмов урочища Кызыл-Сор. В 1 км от оз. Кызыл-Сор на Петропавловском тракте встречен выход кварцевой жилы, проба которой дала 140 г/т (проверочная проба дала 2 г/т).

По данным Шадлун (1933), месторождение представлено сильно измененными порфиритами типа вторичных кварцитов, приуроченными к дислоцированной зоне, вытянутой в северо-западном направлении. Среди кварцитов канавами вскрыты три кварцевых жилки, перебитые трещиноватостью, без видимой минерализации. Химический анализ этих пород показал следы золота.

Джусалы (10)

Месторождение расположено на левобережье р. Селеты, к юго-западу от гранодиоритового массива Аркалык. Участок сложен туфами андезитовых порфиритов и туффитами ашгилльского возраста, прорванными интрузией диоритового состава. Кварцевые жилы и прожилки связаны с зоной брекчированных и тонко рассланцованных пород. Тектоническое нарушение является продолжением Сталинского нарушения в северо-восточном направлении.

В кварцевых жилах и прожилках обнаружено золотое и сульфидное оруденение. Наибольший интерес представляют

4 жилы. Среднее содержание золота 10—12 г/т, а по отдельным блокам достигает 19—20 г/т. В одной из жил встречен арсенопирит.

Бестюбе (14)

Рудное поле сложено туфогенными песчаниками и сланцами карадокского возраста, слагающими северо-западное крыло крупного антиклинория (с осью СВ-ЮЗ) и мелкими интрузиями — диоритами, гранит-порфирами и жильными альбитофирами. Всего на площади 5—6 км² насчитывается до 45 кварцевых золотоносных жил. Простираение их северо-восточное и широтное, падение на СЗ и ЮВ под углами 20—50°, реже — 75—80°. Мощность жил 0,15—0,50 м, длина 100—200 м, реже — до 300—350 м. Кварцевые жилы пересекают диоритовую интрузию и вмещающие ее породы. Вмещающие породы в зальбандах минерализованы и иногда содержат промышленные концентрации золота. Наиболее богатое содержание золота приурочено к кварцевым телам в участках пересечения тектонических нарушений. Рудные минералы: золото, пирит, арсенопирит, антимонит, буланжерит, блеклые руды, сфалерит, галенит, халькопирит, пирротин, молибденит, шеелит, бурнонит, самородные висмут и сурьма и др. Жильные минералы: кварц, кальцит, альбит, серицит, хлорит. Среди гипергенных минералов отмечены: гидрогетит, лимонит, гидрогематит, псиломеланвад, пиролюзит, скородит, малахит, азурит, халькозин, ковеллин, кермесит, церуссит, ярозит, сурьмяные охры, каолин, гипс. Других данных нет. Разрабатывается с 1932 года.

Маузек (37)

Месторождение находится к северу от Карагандинского бассейна близ угольного месторождения. Расположено среди песчаников готландия, прорванных интрузией диоритового и гранодиоритового состава, жильными порфиритами и микродиоритами. Оруденелые кварцевые жилы приурочены к контакту песчаников с интрузией. Имеется 30 кварцевых жил мощностью 0,16—0,3 м, максимальная мощность достигает 2 м. Общая протяженность кварцевых жил составляет 3500 м. Содержание золота 17,24 г/т. Минералогический состав: пирит, халькопирит, самородное золото, ничтожное количество Ag, MoS₂, PbS. Изменение боковых пород выражено в окварцевании, серицитизации и пиритизации. Содержание золота в песчаниках достигает 2 г/т. В настоящее время рудник является действующим и эксплуатируется с 1937 года.

Уткульсыз (39)

Месторождение расположено к востоку от Майузек. Залегают в серых мелкозернистых песчаниках готландия и представлено 11 кварцевыми жилами, длина которых колеблется от 15 до 150 м, при мощности от 0,01 до 0,10 м. Простираение жил СЗ 280—300°. Кварц содержит следующие рудные минералы: пирит, халькопирит, редко галенит, висмутовый блеск и видимое золото. Порядок выделения: кварц и золото; пирит — халькопирит — золото — висмутовый блеск, халькопирит — ковеллин — базовисмутин — малахит — лимонит — золото. Последние две генерации золота являются характерными для зоны окисления и несут с собой наибольшее количество металла. Вследствие этого геолог Земляков считает возможным обогащение руды золотом вблизи уровня грунтовых вод. Месторождение открыто в 1934 г. А. Г. Филипповым. Оно неоднократно опробовалось. По данным опробования 1936 г., из 91 пробы 42 дали содержание 0,8 г/т, 29 проб — от 8,1 до 25,0 г/т и 23 пробы — более 25,0 г/т. Запасы золота месторождения Уткульсыз на 1.1 1937 г. составляли: по категории В + С₁ + С₂ = 14,5 кг, по категории С₂ = 5,6 кг.

В 1939—1940 гг. месторождение разрабатывалось старателями.

Бозшакак (25)

Месторождение находится близ Коджанчадской группы. Вмещающими породами являются гидротермально измененные туфовые песчаники готландия в экзоконтакте каледонской интрузии кварцево-ортоклазового габбро. Месторождение представляет собой кварцевую жилу, невыдержанную по мощности, с отдельными пережимами и раздувами, но в среднем не менее 1 м. Жила имеет протяженность свыше 150 м и простирается в направлении, близком к широтному. В западном конце кварцевой жилы наблюдается видимое золотое оруденение, находящееся в ассоциации с сульфидами меди. Случайно взятая штучная проба по всей длине жилы при пробирном анализе показала содержание золота 0,5 г/т, серебра — 12 г/т, а содержание меди, определенное полярографическим методом, — 0,6%.

Несмотря на незначительное содержание золота в случайно взятой пробе, следует рекомендовать постановку поисково-разведочных работ как в районе указанной кварцевой жилы, так и вдоль контакта интрузии кварцево-ортоклазового габбро, где наблюдается еще ряд кварцевых жил. Помимо кварцевых жил, необходимо произвести опробование интенсивно гидро-

термально переработанных — окварцованных и эпидотизированных вмещающих пород. Желательно также опробование на россыпи рыхлых отложений в геоморфологически подходящих условиях — областях аккумуляции. Месторождение впервые выявлено в 1952 г. С. М. Бандалетовым.

Ичкеольмес (2)

Месторождение носит несколько иной характер. Оно находится в контакте позднекаледонских гранодиоритов (Селетинский массив) с верхнепротерозойской известняково-эффузивной толщей. Последняя непосредственно на участке месторождения представлена кварцитами, скарнированными и окварцованными известняками, метаморфизованными диабазовыми порфиритами. В зоне экзоконтакта массива развиты плагиоклазово-диопсидовые, плагиоклазово-роговообманковые роговики и менее — гранато-эпидотовые скарны и кварцево-эпидотовые породы, образовавшиеся, очевидно, по известнякам. Комплекс метаморфических пород прорван дайками диоритов, гранодиорит-порфиров, спессартитов.

Зона оруденения, как это можно заключить по расположению многочисленных древних выработок, протягивается с перерывами на 1400 м параллельно контакту массива при ширине 150—250 м. Оруденение обычно связано с кварцево-эпидотовыми породами. Отдельные рудные тела, судя по древним выработкам, имеют жило- и гнездообразную форму.

Первичными сульфидами являются пирит и халькопирит; в зоне окисления развиты малахит, бурый железняк. Размыв месторождения дал две небольшие, уже выработанные россыпи золота, в которых отмечается значительное содержание шелита.

Штуфные пробы из отвалов показывают содержание Cu 12,4—12,6%. Содержание золота в руде равно 0,5—3,5 г/т.

Древними выработками месторождение отработано примерно до глубины 10 м. В 1931, 1933, 1938 гг. здесь проводились очень небольшие разведочные работы. П. П. Кропоткин рассматривает его как безусловно заслуживающее разведки.

Меднорудная кварцево-турмалиновая жильная формация

Эта формация включает три месторождения, располагающихся среди гранодиоритов Аркалыкского массива позднекаледонского возраста. Месторождения представлены кварцево-турмалиновыми, кварцевыми жилами и существенно турма-

линовыми телами с сульфидным оруденением. Предполагается также наличие сплошных сульфидных линз среди турмалиновых пород. Пространственное размещение рудных жил и тел контролируется дайками сиенит-порфиров, гранит-порфиров, аплитов и зонами дробления; последние являются в то же время и рудовмещающими.

Ниже приводится характеристика отдельных месторождений.

Аркалык (1)

Координаты: $\frac{52^{\circ}42' \text{ с. ш.}}{72^{\circ}41' \text{ в. д.}}$

Месторождение представлено мощной кварцевой жилой, приуроченной к зоне дизъюнктива среди гранодиоритов позднекаледонского возраста. В кварце отмечается вкрапленность халькопирита и редких зерен галенита размером до 0,5 см. Не изучено, других данных нет.

Чувак (2)

Координаты: $\frac{52^{\circ}41' (?) \text{ с. ш.}}{72^{\circ}34' \text{ в. д.}}$

Месторождение было открыто в 1930 г. по древним («монгольским») выработкам, обнаруженным в пяти участках на площади около 15 км². Оно представлено серией турмалиново-кварцевых и кварцевых жил и кварцево-турмалиновых тел, приуроченных к зонам дробления (северо-восточного направления) среди гранодиоритов позднекаледонского возраста. Жилы тесно связаны с дайками сиенит-порфиров, гранит-порфиров и аплитов. Мощность отдельных жил колеблется от 0,2 до 0,8 м, длина — 40—80 м.

По мнению Е. Н. Федорова, основанному лишь на исследовании отвалов, оруденение представлено линзами сульфидных руд в зонах дробления.

Наиболее перспективными являются участки «Монгол» I, II и V.

Участок «Монгол» II представлен турмалиново-кварцевыми и кварцевыми жилами, залегающими в зоне дробления. Вмещающие гранодиориты осветлены и несут убогую сульфидную вкрапленность. Помимо кварца и турмалина, в жилах встречается светлая слюда, жильбертит. Рудные минералы: халькопирит, тетраэдрит, пирит, золото, молибденит.

Зона окисления прослеживается до глубины 15 м; помимо гидроокислов железа и ярозита, здесь отмечаются малахит, азурит, хризоколла, куприт, молибденовые охры.

Длина рудного тела более 70 м, мощность на глубине 12 м — 0,9—1,0 м, на глубине 17 м — 0,50—0,65 м. Буровая скважина на глубине 102 м подсекла тонкие прожилки с сульфидами меди и молибденитом. По данным опробования 1931—1934 гг.¹, содержания таковы: Au — от следов до 37 г/т (среднее 4 г/т); Ag — от 1,5 до 440 г/т (среднее 100 г/т); Cu — от 1,70 до 44,69% (среднее 27%); Mo — от 0,19 до 0,62% (среднее 0,36%). Кроме того, устанавливается присутствие Bi (тысячные доли процента) и Sn (следы). Пробы из отвалов богатых халькозиновых руд показали Mo — от 0,35 до 0,98%.

Запасы (1942 год) по категории C₁ (длина рудного поля 70 м, средняя мощность 0,4 м, глубина 60 м) таковы: Cu — 630 т (15%); Mo — 10,5 т (0,25%), Au — 17 кг (4 г/т); Ag — 420 кг (100 г/т).

Участок «Монгол» V расположен в 4—5 км к северу от участка «Монгол» II. Рудные тела представлены турмалиново-кварцевыми жилами и прослежены по простиранию на 120 м. Мощность их колеблется от долей сантиметров до 1,5—2 м. Оруденение представлено халькопиритом, пиритом, молибденитом, золотом и вторичными — малахитом, азуритом, хризokolлой, охрами.

Содержания (по опробованию 1933—1934 гг.):

Au — от следов до 2,3 г/т (среднее 0,8 г/т);

Ag — от 0,08 до 91,0 г/т (среднее 12,3 г/т);

Cu — от 0,03 до 12,73% (среднее 7,53%);

Mo — от 0 до 0,46% (среднее 0,07%).

В 1931—1934 гг. месторождение разведывалось на золото; отдельные участки его были вскрыты с поверхности до глубины 2—12 м, была пробурена одна скважина. Однако как золоторудный объект оно оказалось не заслуживающим внимания, и разведка была прекращена. В 1941 г. месторождение было подвергнуто ревизии И. А. Паукером и Е. Н. Федоровым. Последний предполагает перспективность участков «Монгол» II, а затем I и V в сульфидной зоне при условии извлечения всех полезных компонентов.

В 1949 г. месторождения Чувакской группы были вновь подвергнуты ревизии С. А. Наумовым и Л. И. Яковлевым. При этом, если нет путаницы в наименовании участков, по данным этих авторов, турмалиново-кварцевое тело «Монгол» V (севернее древних выработок) прослеживается на 2,1 км при мощ-

¹ Опробовался один шурф глубиной 12 м.

ности 30—40 м. Наумовым и Яковлевым устанавливается широкое распространение в этом районе турмалиново-кварцевых пород и сопутствующих им кварцевых жил с золотым оруденением.

Все это выдвигает Чувашскую группу (вместе с месторождением Шайтанды) как первоочередной объект для ревизии на медно-молибденовое оруденение, связанное с кварцево-турмалиновой жильной формацией.

Перспективными для выявления месторождений позднекаледонской эпохи перечисленных выше формаций являются районы широкого развития жарсорской (ашгиллия), шансорской (готландия) и альбитофировой (девона) формаций, особенно в тектонических нарушениях и гранитоидных интрузиях этого возраста.

Наиболее благоприятными являются участки, насыщенные комагматическими малыми интрузиями (диабазового и диоритового состава).

Следует указать на возможность нахождения в тех же условиях колчеданных месторождений, подобных таковым позднесалаирской колчеданной золото-полиметаллической формации, которые также контролируются малыми интрузиями, комагматическими с эффузивами, тем более, что торткудукская (верхний кембрий-тремадок) формация и жарсорская имеют близкие условия по своему положению в развитии геосинклиналей. С этой точки зрения необходима в первую очередь ревизия уже известных проявлений баритовой минерализации среди осадочно-эффузивных образований ашгиллия и готландия.

Необходимо отметить, что рудные месторождения всех стадий развития и всех комплексов (молибденово-медные, медные, золото-колчеданные и полиметаллические), начиная с нижнего кембрия и до готландия включительно, концентрируются почти исключительно в формациях, богатых эффузивными образованиями основного и среднего состава. В то же время они парагенетически тесно связаны с малыми интрузиями и субвулканами той же эффузивной магмы. Кроме того, следует принять во внимание почти полное отсутствие в исследованной области сколько-нибудь значительных кислых гранитоидных интрузий соответствующего возраста.

Все сказанное приводит нас к мысли о связи месторождений цветных металлов северо-востока Центрального Казахстана главным образом с основной магмой, давшей эффузивные и субвулканические комплексы магматических пород. Вопрос о характере связи месторождений с магмой и о процессах рудообразования не ставится, так как эта проблема требует специальных углубленных исследований.

ВАРИССКАЯ ЭПОХА

Металлические месторождения варисской эпохи северо-востока Центрального Казахстана располагаются почти исключительно в южной половине листов М-43-А и М-43-Б. На листе М-43-В месторождения этой эпохи развиты весьма слабо и представлены почти лишь одной сурьмяной кварцево-жильной формацией, захватывающей и северо-западную часть листа М-43-А.

Проявление осадочной медно-рудной формации — осадочный тип медистых песчаников — также характерно для варисской эпохи.

Особенностью металлогении варисской эпохи на северо-востоке Центрального Казахстана является генетическая связь эндогенных месторождений с глубинными интрузивными породами гранитоидной магмы, в отличие от металлогении более древних эпох. Для последних типичным является связь оруденения с единой магмой, давшей эффузивные образования и комагматические малые интрузии; последние парагенетически связаны с металлогенией.

Пространственное преобладание главным образом в южной половине листов М-43-А и М-43-Б варисских интрузий и связанных с ними эндогенных месторождений вполне закономерно согласуется с тектоническим развитием страны. Так, после каледонской эпохи вся северная часть территории уже консолидировалась в малоподвижный жесткий массив, в то время как южная часть в варисское время подвергалась еще значительным тектоническим подвижкам с внедрением глубинных интрузий гранитоидной магмы.

На северо-востоке Центрального Казахстана фиксируется несколько фаз варисского тектогенеза, с которыми связаны все комплексы гранитоидных интрузий.

Последние подразделяются на ранневарисские и поздневарисские.

Ранневарисский комплекс гранитоидных интрузий связан с фазой тектогенеза, проявившейся в конце нижнего карбона.

Фаза эта может быть параллелизована с судетской фазой Европы варисского тектогенеза. Под воздействием этой фазы произошли значительные глыбовые перемещения по ранее наметившимся расколам в салаирско-каледонском складчатом фундаменте и определились основные черты варисского тектогенеза, особенностью которой является иное направление складчатых форм по сравнению с каледонским и более древними.

С первой фазой варисского тектогенеза В. К. Монич связывает ранневарисский интрузивный комплекс с преобладанием

диоритов и гранодиоритов и комплекс малых интрузий сиенитов и граносиенитов. Третий комплекс, внедрившийся по времени несколько позже, представлен щелочными гранитами и щелочными сиенитами.

В последующие фазы варисского тектогенеза сформировались два комплекса поздневарисских гранитоидов. Первый, более древний, представлен биотитовыми гранитами с контаминированными краевыми зонами, приобретшими гранодиоритовый и граносиенитовый состав. С этим комплексом связаны контактово-метасоматические скарновые месторождения, часть золоторудных, медные и полиметаллические месторождения.

Второй, более молодой, комплекс представлен лейкократовыми и аляскитовыми гранитами, с которыми связаны главным образом редкометалльные жильные и грейзеновые месторождения.

Главная масса гранитных интрузий располагается вдоль Караулчекинского древнего антиклинория, являющегося виргационной ветвью Ерементау-Ниязского антиклинория. Интрузии приурочены к стыку древнего складчатого этажа с подвижной варисской зоной, вдоль древних глубинных разломов. При этом значительная часть прилегающего древнего складчатого сооружения подвергается переработке варисскими тектогенезом и вулканизмом.

Варисская эпоха металлогении согласно с интрузивным вулканизмом распадается на два этапа: ранний и поздний. Однако для ряда месторождений варисской эпохи трудно с достоверностью установить связь их с тем или иным этапом магматизма, поэтому все металлогенические формации этой эпохи подразделяются по времени образования на три группы: ранневарисские, поздневарисские и формации, связанные с варисскими гранитоидами, ближе нерасчлененными.

РАННЕВАРИССКИЕ ФОРМАЦИИ

Ранневарисские формации включают месторождения двух типов: осадочного генезиса; месторождения, связанные с ранневарисскими гранитоидами.

Месторождения осадочного генезиса

Формация медистых песчаников $D_2 = D_3^1$

К этому типу относится ряд месторождений, относимых к формации медистых песчаников, группирующихся на описываемой территории, главным образом на четырех участках: Куджанчадская, Вишневская, Чадринская и Олентинская группы.

Возраст месторождений медистых песчаников датируется $D_2 = D_3^1$.

Коджанчадская группа включает месторождения: Медная Гора, Егтой Северный, Егтой Южный и ряд рудопоявлений. Типичным представителем этой группы является месторождение Медная Гора.

Медная гора (157)

Координаты: $\frac{51^{\circ}02'57'' \text{ с. ш.}}{74^{\circ}21'23'' \text{ в. д.}}$

Месторождение располагается среди зеленовато-серых и табачного цвета аркозовых песчаников, конгломерат-песчаников и мелкогалечных конгломератов франского яруса девона, приурочиваясь к низам разреза южного крыла мульды. Последнее претерпело пострудное нарушение и оруденелые песчаники франского яруса приходят в соприкосновение с миндалекаменными лавами готландия, не несущими каких-либо следов минерализации. Линия дизъюнктивного нарушения простирается на северо-восток $60-70^{\circ}$ с падением плоскости сбрасывателя к северо-западу под углом $70-80^{\circ}$. Рудные тела представляют собой пластовые, главным образом линзообразные залежи медистых песчаников, приуроченные к разным, обычно сближенным стратиграфическим горизонтам низов фамена.

На месторождении отчетливо наблюдается литологический контроль оруденения, выражающийся в том, что в разрезе часто переслаивающихся терригенных отложений различной крупности зерна, оруденение несут только некоторые грубозернистые песчаники, часто содержащие растительные остатки. Более тонкие, так называемые табачные разности, как правило, оруденением не затронуты. Элементы залегания пород и соответственно рудных тел не выдержаны, что находит себе объяснение в наличии в пределах месторождения пострудного тектонического нарушения. Последнее в значительной мере осложнило структуру месторождения, вызвало интенсивную раздробленность пород и в ряде мест затушевало пластовый характер рудных залежей. Немалая роль в замаскировании пластового характера месторождения принадлежит процессам поверхностного перераспределения меди нисходящими водами в зоне окисления. Почти везде выдерживается простирание пород и рудных тел, близкое к широтному, и северное падение под углами $20-60^{\circ}$. Лишь в исключительных случаях можно наблюдать обратное — южное падение вследствие имеющей здесь место мелкой складчатости.

На месторождении насчитывается несколько линзообразных рудных тел. Размер их, как правило, незначительный. Самая большая линза наблюдается на восточном участке месторожде-

ния в районе собственно медной сопки. Длина ее около 100 м, истинная мощность 13 м.

Рудные минералы представлены малахитом и в значительно меньшей мере — азуритом, присутствующими главным образом в цементе. В виде очень редких зерен встречается халькопирит.

Линзообразные рудные тела имеют общее направление северо-восток 60—70°, располагаясь как бы кулисообразно. Протяженность зоны достигает 700 м.

На месторождении выделяются три зоны оруденения (данные Смирнякова Н. В., 1931 г.), по которым производился подсчет запасов. Первая — восточная зона имеет площадь 350 м², среднее содержание меди 1%; вторая — центральная зона, площадью 300 × 18 м, среднее содержание меди 1,8%; третья — западная зона имеет площадь 150 × 0,7 м с содержанием меди 1%. На основании этих данных геологические запасы месторождения указанным автором определялись в 24 800 т. меди.

В 1950 г. Казахским геологическим управлением произведено переопробование месторождения, в результате которого запасы его сократились до 8—10 тыс. тонн.

До последнего времени месторождение Медная Гора считалось гидротермальным, прожилково-вкрапленным, приуроченным к зоне дробления, поэтому возможные геологические запасы меди значительно переоценивались. Предварительным изучением этого месторождения работниками ИГН АН КазССР в 1951 г. установлен осадочный генезис его. Разведка месторождения на глубину (1953 г.) Каргеолуправлением подтвердила пластовый характер оруденения. Установлена также бесперспективность месторождения вследствие незначительных размеров рудных тел и отсутствия с глубиной какого-либо увеличения содержания меди в руде.

По своему генетическому положению месторождение Медная Гора, очевидно, представляет собой тип метаморфизованного диагенетического осадочного месторождения.

Вишневская группа состоит из нескольких мелких месторождений (Вишневского, Конурадырского I, II и III, Актасты I, II и III; Жиланды, Шортанды и ряда рудопроявлений).

Жиланды (206)

Координаты: $\frac{50^{\circ}47' \text{ с. ш.}}{72^{\circ}25' \text{ в. д.}}$

Месторождение приурочено к серии выклинивающихся прослоев серых, зеленовато-серых песчаников и аргиллитов, залегающих среди красноцветов $D_2 = D_3^1$. Общее простираение

пород северо-западное, падение на СВ под углом 40°. В северо-западном конце месторождения проходит секущая дайка диабазового порфирита. Оруденение проявляется в пяти линзообразных прослоях зелено-серых песчаников и аргиллитов, не всегда выдержанное на всем их протяжении и локализованное лишь в отдельных участках. Наибольший интерес представляет главный рудный пласт, характеризующийся выдержанностью рудной минерализации. Протяженность этого пласта по простиранию достигает 280 м. Наибольшая его мощность равна 3,5 м. Уменьшая постепенно мощность, пласт выклинивается в обе стороны по простиранию. Среднее содержание меди, по данным четырех бороздовых проб, взятых в старой выработке, для всего рудного пласта определяется в 1,5% при колебаниях содержания от 0,7 до 2,89% и колебаниях мощности от 0,45 до 0,98 м. Бороздовая проба по шурфу, отстоящему от предыдущей выработки на 50 м, дала среднее содержание меди 0,70%. В других выработках по простиранию этот рудный пласт постепенно уменьшается в мощности и интенсивность оруденения убывает по мере сокращения мощности прослоя серых песчаников и аргиллитов.

Другой прослой серых песчаников и аргиллитов является как бы северо-западным продолжением по простиранию первого пласта, однако стратиграфически он залегает несколько выше, протяженность его около 200 м, максимальная мощность 2,7 м. Уменьшаясь постепенно в мощности, он также выклинивается в обе стороны по простиранию. Видимое оруденение медной зелени наблюдается лишь в верхней половине прослоя серых песчаников. Среднее содержание меди в бороздовой пробе, взятой по всей мощности прослоя серых песчаников, равно 0,80%. Кроме того, оруденение наблюдается в группе старых ям, вскрывающих два прослоя серых оруденелых песчаников мощностью в 1,2 и 2,5 м, лежащих стратиграфически ниже первых двух рудных прослоев. Другие выработки, расположенные близко по простиранию от этих ям, констатируют отсутствие прослоев серых рудоносных песчаников, представляющих, очевидно, короткие линзообразные тела. Рудная минерализация представлена здесь купритом и медной зеленью. Из жильных минералов отмечены кальцит, сидерит и кварц. Наконец, оруденение наблюдается в небольшом прослое зеленовато-серых песчаников в юго-восточной части месторождения. Мощность песчаников здесь около 2 м, местами сокращается до 0,8 м при слабом оруденении. По мнению В. М. Попова, Жиландинское месторождение представляет интерес.

Общая протяженность рудных прослоев составляет около 500 м. Для главного рудного пласта минерализация отмечается на всем его протяжении в 280 м. Самые нижние стратиграфи-

чески рудные прослои имеют весьма ограниченное протяжение по простиранию, не превышая 20 м. Среди других месторождений Вишневской группы Жиландинское является самым крупным и имеющим выдержанное оруденение по простиранию по крайней мере для главного пласта.

Месторождение ранее не эксплуатировалось, запасы его не подсчитывались.

Чадринская группа является наиболее крупной. Она включает в себя целый ряд мелких рудопроявлений типа медистых песчаников.

Софа (232)

Координаты: $\frac{50^{\circ}43'56'' \text{ с. ш.}}{73^{\circ}52'16'' \text{ в. д.}}$

Месторождение приурочено к красноцветной толще D_3^1 . Среди тонкозернистых косослоистых песчаников залегает горизонт серых медистых песчаников с большим количеством растительных остатков. По простиранию песчаников выделяются два разобщенных участка. Общая длина рудоносных песчаников свыше 200 м. Мощность их колеблется от 30—40 см до 1,5 м. Средняя мощность может быть принята в 80 см. Оруденение на всем протяжении одинаковое. Содержание меди от 4 до 10%, железа — 4,34%. На месторождении имеются старые выработки, проведенные И. И. Машкара. Из его отчета взяты анализы нескольких проб: для восточного шурфа 2,6 и 3,1% меди, для западного шурфа — 6,2% меди. Отдельные штучные пробы содержат до 14,8% меди. Минерализация в зоне окисления представлена малахитом, редко встречаются азурит и халькозин.

Чадра-Узек (233)

Координаты: $\frac{50^{\circ}44'25'' \text{ с. ш.}}{73^{\circ}50'09'' \text{ в. д.}}$

В песчаниках и конгломератах красноцветной толщи D_3^1 отмечен горизонт карбонатизированных медистых песчаников мощностью 0,7—0,9 м. Содержание меди 1,93—1,35%. По простиранию меденосный горизонт со значительными перерывами прослежен более чем на 5 км на восток от р. Чадра-Узек; не всюду он выдерживается, часто выклинивается, затем вновь появляется. В этом горизонте отмечены обильные остатки флоры.

Месторождение это наиболее крупное из всей группы и заслуживает предварительной разведки.

Олентинская группа является наименее интересной. Представлена рядом мелких рудопроявлений, не имеющих промышленного значения. По своему минералогическому характеру эта группа ничем не отличается от предыдущих. Поэтому нет необходимости приводить описание отдельных генотипов.

Из приведенных выше описаний отдельных характерных месторождений можно дать некоторые краткие характерные черты для всей формации медистых песчаников осадочного генезиса.

Все месторождения и рудопроявления приведенных выше четырех групп медистых песчаников по морфологии рудных тел имеют пластовый характер, вернее, рудные тела ленточной формы строго приурочены к определенным стратиграфическим горизонтам, слоям или пластам обычно серых песчаников, сильно обогащенных растительными остатками. На описываемой территории медистые песчаники встречаются в терригенных осадках — красноцветах среднего девона и франского яруса.

В этом комплексе красноцветов девона, характеризующимся обычно диагональной слоистостью, выделяются отдельные маломощные пласты и линзы зеленовато-серых песчаников и алевролитов, обогащенных остатками флоры, иногда несущих медную минерализацию. Обычно медная минерализация с глубиной быстро выклинивается, а по простиранию пласта наблюдается с перерывами. Таким образом, рудные тела приобретают форму прерывистых лент малой мощности и сравнительно малой ширины, с ограниченными запасами меди.

Осадочный генезис этого типа медистых песчаников определяется не только строгой приуроченностью к определенным стратиграфическим горизонтам, но и полным отсутствием гидротермального метаморфизма и жильных минералов, характерных для месторождений, связанных своим генезисом с магматизмом. Следующей особенностью формации медистых песчаников этого района является близкое расположение их от первоисточников меди. Все месторождения этой формации встречаются вблизи эффузивов готландия и нижнего девона, насыщенных мелкими месторождениями меди гидротермального происхождения. Обломочный материал терригенных осадков девона, содержащих медистые песчаники, состоит в основном из этих эффузивов. Одновременно с переносом рыхлого обломочного материала переносилась и медь из разрушавшихся месторождений гидротермального типа, связанных с эффузивами. При этом медь переносилась на весьма незначительное расстояние.

Среди медистых песчаников трудно ожидать крупных промышленных объектов. Большой частью месторождения эти незначительных объемов. Некоторый интерес могут представлять лишь месторождения Чадринской группы.

Месторождения, связанные с ранневарисскими гранитоидами

С гранитоидами ранневарисского этапа связаны следующие металлогенические формации: прожилково-вкрапленная формация меди; золото-баритовая формация; сурьмяная кварцево-жильная формация.

Прожилково-вкрапленная формация меди

На листе N-43-В месторождений этой формации не выявлено. На листе M-43-Б имеется целый ряд мелких месторождений, из которых некоторого внимания для предварительной разведки заслуживают следующие.

Койтас I (Алкасорский рудник) (74)

Координаты: $51^{\circ}03'$ с. ш.
 $76^{\circ}43'$ в. д.

Месторождение приурочено к сильно измененным песчаникам верхнего девона, среди которых залегают штокообразные и линзообразные массы кварца с вкрапленностью (на поверхности) малахита, азурита, хризоколлы, куприта. Оруденение прослеживается на протяжении 750 м. Содержание меди 1,6%, кобальта до 0,01%. Месторождение разрабатывалось в дореволюционное время двумя неглубокими шахтами и карьерами. Для окончательного выяснения масштабов месторождения следует провести поисково-разведочное бурение.

Малубай (106)

Координаты: $50^{\circ}55'$ с. ш.
 $75^{\circ}40'$ в. д.

Месторождение представлено двумя оруденелыми зонами среди песчаников верхнего девона. Одна из них прослеживается с перерывами на 350 м, при мощности 1,5 м. Вторая прослеживается на 150 м, при мощности 0,05—0,75 м. Содержание меди 6—8% (на поверхности). В штабелях руды содержание меди 2,2—2,6%. Месторождение заслуживает предварительной разведки.

Джамантуз (164)

Координаты: $\frac{50^{\circ}57' \text{ с. ш.}}{77^{\circ}45' \text{ в. д.}}$

Известны здесь кварцевые жилы небольших размеров, но участок месторождения представляет значительный поисковый интерес, так как в кварцевых жилах совместно с медью встречается молибден в небольших содержаниях (0,02—0,03 %).

Сексембай (237)

Координаты: $\frac{50^{\circ}39' \text{ с. ш.}}{76^{\circ}01' \text{ в. д.}}$

Месторождение является наиболее крупным из этой формации на листе М-43-Б. На участке месторождения развиты девонские альбитофиры и их туфы с прослоями порфириновых туфов и туфогенных песчаников, сложенные в узкую антиклинальную складку ССВ простирания. Параллельно оси складки проходит ряд тектонических нарушений типа надвигов. Рудные зоны приурочены к зонам катаклаза. Крупные герцинские интрузии расположены в нескольких километрах южнее участка. Поблизости имеются лишь мелкие интрузии раннегерцинской группы.

На участке выделяются две группы рудных тел. Северо-западная группа, где оруденелые зоны северо-восточного простирания прослеживаются с перерывом на протяжении 1,1 км, мощность их 10—30 м. Среднее содержание меди 1,03 %, Ag — от 21 до 36 г/т. В двух пробах отмечен Мо в количестве 0,001 и 0,005 %. Свинец (спектрально) — от следов до более 1 %. Юго-восточная группа тел представляет несколько зон длиной 30—140 м, мощностью до 3 м. Содержание меди — до 6,5 %, среднее содержание около 4 %, Ag — 29,6 % г/т; зафиксированы следы свинца и золота.

Рекомендуется для предварительной разведки и детальной съемки.

На листе М-43-А месторождения этой формации немногочисленны. Из них заслуживающими предварительной разведки являются: Тасадыр (293), Челак-Карасу (152) и Сар-Бюрат (292). Месторождение Тасадыр представляет наибольший интерес.

Тасадыр (293)

Координаты: $\frac{50^{\circ}36'10'' \text{ с. ш.}}{74^{\circ}11'54'' \text{ в. д.}}$

Месторождение приурочено к контакту гранит-порфировой интрузии с верхнедевонскими известняками. Гранит-порфиры,

повидимому, внедрились по поверхности несогласия между альбитофировой толщей нижнего девона и вышележащей девоно-карбоневой известняковой толщей. Известняки из висячего бока рудного тела в зоне мощностью 1—3 м превращены в опаловые и халцедоновые кварциты. Гранит-порфиры в эндо-контактной полосе серицитизированы и каолинизированы.

Рудное тело имеет форму неправильной жилы, падающей под углом около 45° на запад; длина тела 450 м. По мнению Н. Г. Кассина, наблюдаемая теперь часть медного тела представляет собой лишь корни значительно размытого месторождения.

На месторождении выделяется три типа руд.

1. Вкрапленные руды в гранит-порфирах. Рудные минералы: медный блеск, ковеллин, борнит, халькопирит, малахит, азурит, куприт, тенорит. Оруденение гранит-порфиров у контакта иногда значительное, содержание Си часто поднимается до 20%, но мощность полосы богатых руд редко превышает 0,1 м, а уже в 20—25 м от контакта гранит-порфиры несут лишь следы меди.

2. Сплошные метасоматические руды, расположенные в контакте, состоят из малахита, небольшого количества тенорита, мелаконита, куприта и халькозина. Эти руды содержат от 20 до 35% Си и составляют тонкую неровную зону мощностью от 0 до 0,25 м в непосредственном контакте, далее в экзо-контакте, сменяющуюся полосой следующего типа руд.

3. Рудные землистые скопления в экзоконтакте, чаще представляющие рыхлые сажистые медные руды. Мощность этой полосы от 0,25 до 4 м, в среднем около 3 м с содержанием меди 4% (содержание Си в «роговиках» колеблется от 1 до 13%).

Руды последнего типа выклиниваются на глубине 55—60 м; вкрапленные убогие руды прослежены до глубины 105—116 м.

Очевидно, разведанная полоса сажистых руд представляет окисленные руды бывшей зоны обогащения. В настоящее время Тасадырское месторождение, вероятно, целиком представляет зону окисления.

Месторождение разведывалось в середине прошлого столетия, затем в 1916, 1925 и 1926 гг. В 1926 г. пробурено пять скважин глубиной до 41—166 м, с поверхности месторождения вскрыты канавами и шурфами.

Вероятные запасы меди (категории В + С) на месторождении исчисляются: в сажистых рудах — 4950 т (среднее содержание 4%); во вкрапленных рудах — 2025 т (среднее содержание 1,8%); всего 6975 т меди (24,25%).

Золото-баритовая формация

Металлогения, связанная с этой формацией, проявлена только на листе М-43-А и представлена всего двумя мелкими месторождениями — Карсы и Челак-Карасу.

Карсы (20)

Координаты: $\frac{51^{\circ}15' \text{ с. ш.}}{74^{\circ}01' \text{ в. д.}}$

Месторождение располагается среди конгломератов, песчаников и известняков девона (D_2 — D_3^1) и представлено шестью баритовыми жилами и двумя баритизированными зонами. Баритовые жилы имеют неправильную форму и плохо выдержаны по простиранию и падению. Длина жил 50—380 м, мощность от 0,1 до 7 м (в раздувах). Содержание золота от следов до 14,4 г/т, серебра — от следов до 627,8 г/т. В зальбандах жил наблюдается простирание вмещающих пород, пиритизация, баритизация, окварцевание; ширина зоны изменения вмещающих пород — до 3—5 м. Содержание золота в осветленных перетертых породах 0,8 г/т, окварцованных пробах — следы и в баритизированных — следы (в единичных пробах — до 14,4 г/т).

Рудные минералы представлены пиритом и халькопиритом. При помощи глубоких канав выяснено, что наблюдаемые с поверхности отдельные жилы являются, видимо, обрывками одной или двух жил и обнаружить основные рудные тела на глубине не удалось. Месторождение считается непромышленным.

Челак-Карасу (24)

Координаты: $\frac{51^{\circ}05' \text{ с. ш.}}{73^{\circ}56' \text{ в. д.}}$

Рудное поле сложено конгломератами и песчаниками девона (D_2 — D_3^1). Из интрузивных пород отмечена дайка кварцевого диорит-порфирита. Месторождение представлено двумя баритовыми жилами. Одна из них имеет длину 200 м и мощность от 1,0 до 7,5 м; вторая — длину 700 м, мощность 0,2—0,4 м. Вмещающие породы в зоне шириной 1—1,5 м и до 10 м (висячем боку) перетерты, осветлены, окварцованы, пиритизированы и частично баритизированы. Содержание в жилах золота — следы до 2,4 г/т, серебра — до 20 г/т. Форма жил неправильная, с многими ответвлениями. Жилы вскрыты на глубину 1,5—2 м. Из рудных минералов наблюдается пирит и железные охры, малахит, азурит.

Золотое оруденение считается более поздним, чем медное оруденение района.

Сурьмяная кварцево-жильная формация

Проявлена на севере листа М-43-А, где она представлена месторождением Тургай, и на юге листа N-43-В, где представлена месторождением Джаман-Карасу (Шойтан-Карасу). Оба месторождения расположены на едином дизъюнктивном нарушении почти меридионального направления и находятся на расстоянии около 40 км друг от друга. Вдоль тектонической зоны между месторождениями наблюдается ряд точек сурьмяной минерализации, кварцевые жилы, железные шляпы и зоны окварцевания. Таким образом, наиболее интересной в настоящее время для поисково-разведочных работ является полоса вдоль указанного дизъюнктивного нарушения между месторождениями.

Тургайское (10)

Координаты: $\frac{51^{\circ}46' \text{ с. ш.}}{72^{\circ}46' \text{ в. д.}}$

Район месторождения сложен полимиктовыми песчаниками, конгломерат-песчаниками, мелкогалечными конгломератами, алевропесчаниками и алевролитами ангренсорской толщи карадока. Отложения карадока имеют примерно меридиональное простирание и падают под углами 30—60° к востоку. Резко трансгрессивно со значительным угловым несогласием на осадки карадока в пределах рудного поля залегают красноцветные песчаники и конгломераты девона. Углы падения их в том же восточном направлении не превышают 10—15°. Породы карадока и девона прорваны небольшими штоками и дайками гранит-порфиров, плагиогранит-порфиров и плагиосиенит-порфиров раннегерцинского возраста. Рудные тела развиты среди гидротермально измененных пород вдоль тектонических зон дробления и представляют собой кварцевые жилы и линзы, а также брекчированные участки в этих зонах. Наблюдается также оруденение в рассеянном виде во вмещающих породах.

На месторождении выделяются два рудных участка — Тургайский и Кокчетавский, находящиеся один от другого на расстоянии 1 км. Тургайский участок представлен тремя рудными телами: широтной жилой № 1 длиной 350 м, мощностью 2—7 м, с падением на юг под углом 75°; широтной жилой № 2 длиной 180 м, мощностью 1,2—2 м, с падением на юг под углом 55°; меридиональной жилой № 3 длиной 650 м, мощностью 2—4 м, с падением на запад под $\angle 80^{\circ}$. Кроме указанных трех жил, имеется еще несколько рудных тел менее значитель-

ных. С поверхности жилы представлены типичной железной шляпой.

Во всех рудных телах наблюдается следующая закономерность: центральные части жил сложены кварцем, зальбанды сложены окварцованной брекчией. До глубины 23 м сурьмяная руда состоит из сульфидных и окисленных сурьмяных минералов, а с глубины 23 м и ниже присутствует почти исключительно сурьмяный блеск. Рудные минералы месторождения представлены антимонитом, пиритом, марказитом, сфалеритом, кинобарью, сервантитом, валентинитом, стибнитом, сенармонитом, реже — кермезитом, скородитом, симплезитом, биндгеймитом и ковеллином. Из жильных минералов отмечаются кварц, барит, карбонаты, хлориты, серицит, гипс, эпидот, самородная сера.

Среднее содержание сурьмы в руде по геологическому опробованию составляет 1,21%. Запасы месторождения на 1 января 1952 г. определялись по категориям $A_2 + B + C_1 = \frac{\text{руды}}{\text{сурьмы}} = \frac{234,4 \text{ т}}{3264 \text{ т}}$ тонн; $C_2 = \frac{165,6 \text{ т}}{1626 \text{ т}}$ тонн. Однако следует отметить, что в последующее время скважинами как на Тургайском, так и на Кокчетавском участках подсечен целый ряд новых слепых рудных тел с хорошим содержанием сурьмы. Это в значительной мере повысит запасы месторождения. По вопросу генетической связи оруденения с интрузиями существует несколько точек зрения. Согласно последней из них (Г. Ф. Ляпичев, 1951), рудные кварцевые жилы и дайковые породы Тургайского месторождения связываются с граносиенитами Карагайлинского массива раннегерцинского возраста.

Помимо указанного выше района, сурьмяная минерализация проявлена на юго-востоке листа М-43-Б в горах Айбастау.

Айбастау (1)

Координаты: $\frac{50^{\circ}08'00'' \text{ с. ш.}}{77^{\circ}28'00'' \text{ в. д.}}$

Граносиениты и монзониты гор Айбастау включают остатки кровли, представленной известняками нижнего карбона или верхнего девона и роговиками плагиоклазовых порфиритов нижнего палеозоя. На площади 5000 м² в известняках наблюдается густая вкрапленность антимонита. Содержание сурьмы по пробам от следов до 0,12%. Месторождение гидротермально-метасоматического типа в известняках, связанное или с раннегерцинскими интрузиями, выходящими на участке, или, возможно, с мезозойскими кислыми породами, которые встречаются в виде даек в этой части района. Месторождение не разведано и представляет большой интерес для разведки.

ПОЗДНЕВАРИССКИЙ ЭТАП

Поздневарисский этап представлен следующими формациями: прожилково-вкрапленной (жильной) меднорудной, скарновой формацией меди и полиметаллической.

Прожилково-вкрапленная (жильная) меднорудная формация

Формация представлена на листе М-43-А небольшим месторождением.

Карагайлы (321)

Координаты: $\frac{50^{\circ}22' \text{ с. ш.}}{74^{\circ}42' \text{ в. д.}}$

Месторождение не имеет промышленного значения.

На листе М-43-Б формация представлена рядом мелких месторождений и рудопроявлений, из которых заслуживают некоторого внимания Чокоман, Казанаус и Сарыадыр.

Чокоман (145)

Координаты: $\frac{50^{\circ}52' \text{ с. ш.}}{75^{\circ}03' \text{ в. д.}}$

Кварцевая жила с баритом мощностью 0,3 до 1,5 м и длиной по простиранию более 1 км. Расположение вблизи контакта сиенит-порфиров с эффузивами девона. Жила сильно лимонитизирована, часто встречаются брекчиевидные участки, где кварц и барит цементируются гематитом. Рудные минералы: халькопирит, пирит, гематит, галенит, малахит. Содержание Au — до 2 г/т, Cu — 1—2%. Боковые породы сильно изменены и часто обращены в белые глины. Месторождение с небогатой рудой, среди которой возможно нахождение руд с промышленным содержанием золота.

Казанаус (166)

Координаты: $\frac{50^{\circ}53' \text{ с. ш.}}{75^{\circ}32' \text{ в. д.}}$

В 0,5 км от контакта с Баянаульским гранитным массивом среди ороговикованных и скарнированных полимиктовых песчаников и конгломератов готландия залегает 14 кварцевых жил, на площади около 1 км².

Простирание жил северо-западное, соответствующее направлению главной трещиноватости в позднегерцинских грани-

тах массива. Падение крутое на юго-запад. Мощность отдельных жил 0,15—0,30 м. Общая протяженность 1500 м.

Жилы сложены охристым друзовидным кварцем со значительным содержанием сульфидов. Из рудных минералов в жилах встречены пирит, халькопирит, борнит, азурит, малахит, халькозин, гематит, лимонит, хризоколла, самородная медь, самородное золото, шеелит.

В боковых породах, скарнированных под воздействием гранитов Баянаульского массива, местами содержатся гранат, актинолит, эпидот, хлорит; скарнированные участки пересекаются кварцевыми жилами. Раннегерцинские интрузии на участке месторождения отсутствуют.

Месторождение разведано с поверхности.

В 1934 г. производилась пробная разработка на золото. Содержание золота от 3 до 50 г/т. Cu —2—7,3%, WO_3 —0,15%. Pb — следы; Zn — нет.

Небольшое месторождение медно-золото-кварцевого типа с сульфидами меди и шеелитом. Генетически связано с Баянаульским интрузивом, так как кварцевые жилы пересекают скарнированные интрузивом породы.

Сары-Адры (170)

Координаты: $50^{\circ}52'30''$ с. ш.
 $75^{\circ}33'30''$ в. д.

В северной контактовой зоне Баянаульского гранитного массива в скарнированных конгломератах и песчаниках готландия залегает несколько эпидотово-кварцевых жил с сульфидами меди. Наиболее мощная западная жила разрабатывалась шахтой глубиной 49 м. Рудное тело представляет линзовидно-трубчатую залежь с поперечным сечением $8,5 \times 1$ м. Ниже горизонта 45 м залежь раздваивается.

Рудная залежь представляет брекчию скарнированного конгломеративного песчаника, сцементированную кварцем с включениями граната, халькопирита, халькозина, борнита, малахита, азурита, блеклой руды. Встречается видимое золото.

Содержание меди в руде установлено от 5 до 10,6%. Содержание золота от 1 до 30 г/т. Среднее содержание — 4 г/т. Серебра — 51 г/т. Кобальт — от следов до 0,2%, висмут — до 0,01%.

Старыми анализами В. Орловского установлено наличие платиноидов — иридия, рутения и родия в количестве 0,00024%, т. е. 0,2 г/т. Месторождение значительно выработано.

Гидротермальное месторождение медно-золото-кварцевого типа, связанное с Баянаульским интрузивом.

Скарновая формация меди

Формация представлена на листе М-43-А рядом мелких месторождений (326) и Уткуль-Сыз Вишневого (197), не имеющих промышленного значения.

Полиметаллическая формация

Месторождения этой формации расположены на листе М-43-Б и представлены следующими объектами: Сарытавское южное, Точка № 20, Уисембай, Гавриловское, Исидоровское II, Исидоровское I. Все эти месторождения мелкие, не имеющие промышленного значения.

Уисембай (11)

Координаты: $\frac{50^{\circ}22'10'' \text{ с. ш.}}{75^{\circ}04'30'' \text{ в. д.}}$

Расположен юго-восточнее пос. Жана-Талак 6,5 км. Среди альбитофиров нижнего девона серия мелких баритовых жилок с флюоритом и галенитом. Простираение жилок СЗ 280—290°, параллельно контакту девона с протерозоем. К югу выходят позднегерцинские граниты первого этапа. Длина отдельных жилок 10—20 м, в двух случаях 60—70 м. Расстояние между жилками 5—20 м. Мощность 0,03—0,2 м. Вкрапленность галенита крупная, но содержание его незначительное. Рудопроявление рекомендовано для поисков.

Гавриловское (12)

Координаты: $\frac{50^{\circ}24'42'' \text{ с. ш.}}{76^{\circ}26'25'' \text{ в. д.}}$

Альбитофировая свита D₁₋₂ в одном километре от контакта с герцинскими гранитами. Свинцово-медное оруденение приурочено к пласту туффитов, к их контакту с кварцевыми альбитофирами.

Простираение оруденелых зон согласное со слоистостью вмещающих пород $\angle 90^{\circ}$, $\angle 30^{\circ}$, $\angle 180^{\circ}$. Северная зона прослежена на 150 м при мощности 0,5—12 м, в среднем — 5 м. Оруденение в ней более богатое и представлено малахитом и азуритом. Площадь оруденения 1400 м². Среднее содержание Pb — 2,27%, Cu — 0,8%; Zn, Mo, Co, Au — следы. На 1 м углубки — 8 т свинца.

Южная зона длиной 100 м, мощностью в среднем 8 м, характеризуется менее богатым оруденением. Среднее содержание

в ней: Pb—1,15%, Cu—0,27%. Co—следы. На 1 м углубки — 52 т свинца.

Мезотермальные вкрапленные руды в кислых эффузивах. Предполагается генетическая связь с герцинскими гранитами.

Месторождение разведано и опробовано с поверхности; по масштабу небольшое.

Исидоровское II (13)

Координаты: $\frac{50^{\circ}22'47'' \text{ с. ш.}}{76^{\circ}26'30'' \text{ в. д.}}$

На участке развиты кварцевые альбитофиры и их туфы D₁₋₂, пересеченные дайками гранит-порфира и диабазового порфирита. В гранит-порфирах отмечаются трещиноватые зоны со слабым медным оруденением и содержанием свинца, цинка, серебра. Установлены следующие минералы: малахит, азурит, пирит, церуссит, гематит, барит. По опробованию на поверхности отмечается незначительное содержание.

Наиболее крупная зона расположена в южной части участка. Простирается ее северо-западное, мощность около 3 м, длина 60 м. По зоне имеется старая шахта.

Вторая зона проходит в той же дайке гранит-порфира 80 м севернее первой. Длина 15—20 м, мощность — 2 м.

Третья зона проходит в небольшой дайке гранит-порфира. Длина зоны 45 м, мощность 1,5 м.

Мезотермальный тип вкрапленных руд, парагенетически связан с дайками гранит-порфиров, которые пересекают нормальные граниты позднегерцинского комплекса.

Исидоровское I (14)

Координаты: $\frac{50^{\circ}22'23'' \text{ с. ш.}}{76^{\circ}26'08'' \text{ в. д.}}$

На участке развиты кварцевые альбитофиры, сильно пиритизированные, переходящие во вторичные кварциты. Они секутся жилами лампрофира, диабазового порфирита, диоритового порфирита и гранит-порфира, которые пересекают нормальные граниты позднегерцинского комплекса. Оруденение представлено примазками малахита, азурита и лимонитизированного пирита. В образцах из шахты отмечен церуссит.

Оруденение приурочено к рудно-тектоническим зонам северного и западного простираения. Каждая из них прослеживается на расстоянии 30 м. Мощность зон — 0,3—1 м. В шлихах из дробленной руды отмечены пирит, галенит, пирротин, барит. Пробы из старых штабелей дали Pb — 1,15%, Zn — 2,12%,

Cu — 0,65%, Mo — 0,003%, Au — следы, Ag — до 10,4 г/т. По меридиональной рудной зоне 5 проб дают среднее содержание Pb — 0,6%, Zn — 0,76%, Si — 0,25%, Mo — следы. Небольшое месторождение.

ФОРМАЦИИ, СВЯЗАННЫЕ С ВАРИССКИМИ ГРАНИТОИДНЫМИ (НЕРАСЧЛЕНЕННЫМИ)

Месторождения, связанные с варисскими интрузиями, ближе нерасчлененными, встречаются на листе М-43-Б и представлены следующими формациями: золоторудной, скарновой медной, контактово-метасоматической железорудной.

Золоторудная формация

Формация представлена немногочисленными месторождениями — Западный Койтас, Учтубе, Найзатас и несколько рудопроявлений без названия. Наиболее крупным из всех этих месторождений является Найзатас.

Найзатас (22)

Координаты: $50^{\circ}46'22''$ с. ш.
 $75^{\circ}05'55''$ в. д.

В юго-западном контакте Найзатасского интрузива и вмещающих породах — туфогенных песчаниках — проходит золотоносная кварцевая жила. Простираение ее 309° , $\angle 80^{\circ}$ СВ. Длина 890 м, мощность 0,1—0,4 м. Состав: кварц, барит, гематит, пирит, халькопирит, халькозин, куприт, малахит, азурит, арсенипирит, серицит, самородное золото. Содержание золота — 5—50 г/т.

На месторождении имеются две шахты и открытые выработки. Пробурено две скважины глубиной около 60 м.

На участке более 25 жил. В других жилах содержание золота ниже. Зона окисления 7—15 м.

Скарновая меднорудная формация

Месторождения этой формации расположены на листе М-43-Б и представлены следующими месторождениями: Кары-адыр, Джонуз-Хонуз, Темиртас, Узун-Булак, Мурзачеку, Чокпакское, Малджон и ряд рудопроявлений. Наиболее крупными месторождениями этой формации являются Мурзачеку, Темиртас и Чокпакское, заслуживающие предварительной разведки.

Мурзачеку (222)

Координаты: $\frac{50^{\circ}43' \text{ с. ш.}}{75^{\circ}29'10'' \text{ в. д.}}$

Железородное месторождение Мурзачеку расположено на южной территории Баянаульского гранитного массива, в 18 км к западу от села Баянаул, в непосредственной близости от трактовой дороги Семиз-Бугу — Баянаул, на южном крутом склоне горы Мурзачеку. Абсолютные отметки от 540 до 798,4 м, относительная — до 250 м.

Впервые месторождение разведывалось горнопромышленником Поповым. Первое подробное описание месторождения было сделано Н. Г. Кассиным в 1931 году. Установлено содержание железа от 22 до 69% и меди от 0,2 до 4%. В этом же году была произведена разведка месторождения поискового характера, материалы которой, очевидно, не обработаны. Было пройдено 24 шурфовых канавы глубиной до 3—4 м и длиной до 15 м.

Месторождение было посещено и обследовано Н. И. Наковником в связи с проведением тематических работ по изучению контактовых месторождений (1937). На основании этого обследования и глазомерной съемки западной, наиболее богатой части месторождения, Н. И. Наковник составил геолого-петрографическое описание месторождения, отметив небольшие размеры оруденения. В последующие годы даются краткие описания месторождения Скворцовым и Кузнецовым (1939), Плотниковой (1940), Моничем (1944). В 1946 г. произведена ревизия этого месторождения Е. С. Чехович. В 1947 г. аэромагнитными и наземными магнитными съемками в районе, прилегающем к месторождению, установлено 9 аномальных узлов. В 1948 г. Казгеолуправлением была произведена дополнительная разведка этого месторождения, а также аномальных узлов, результаты которой отражены в отчете М. Е. Керенского (1949).

Геология и петрография в вмещающих породах своеобразны. На участке месторождения Мурзачеку осадочно-эффузивная толща, вмещающая интрузию гранитов, имеющая в общем почти широтное простирание, круто падает к северу, отмечаются и пологие углы падения 40—30°, на что указывалось еще Кассиным. В основании разреза лежит эффузивная толща, представленная кварцевыми порфиритами, порфирами, их туфами и туфобрекчиями, отнесенная к нижнему и среднему девону. Эта толща перекрывается полимиктовыми и туфогенными песчаниками и в верхней части разреза ороговикованными сланцами, которые в непосредственной близости с рудными залежами превращаются в роговики и участками скарнированы.

Исходными породами, видимо, являлись глинистые и глинисто-известковистые сланцы, в дальнейшем превращенные в гранатовые и гранатово-эпидотовые скарны, которые и являются рудовмещающими породами. В этот комплекс осадочно-эффузивных пород внедрились баянаульские граниты и жильные породы в три приема. Вначале образовались гранит-порфиры, которые на участке месторождения слагают мощную дайку, и граниты (западнее месторождения) на участке западной магнитной аномалии. Последующая порция гранитной магмы представлена аляскитовым гранитом Баянаульского интрузива. Жильные породы представлены кварцевым микродиоритом, переходящим в диорит-порфириты. Диорит-порфириты прорываются через гранит-порфиры и, повидимому, пересекают руду, хотя одновременно содержат признаки воздействия на них щелочных железосодержащих растворов (образование щелочной железистой роговой обманки).

Петрографическая характеристика пород, вмещающих месторождение, по данным Н. И. Наковника (1937) и наблюдениям В. К. Монича, следующая.

Северная часть горы Мурзачеку сложена аляскитовыми гранитами. Примерно в 60—70 м от ее вершины к югу прослеживаются розовато-серые тонкофлюидално-полосчатые порфиры. Полосчатость СВ: 60° , \angle 70—80° СЗ. В шлифе виден полосчатый микрозернистый агрегат щелочных полевых шпатов и кварца с зеленоватой биотитовой слюдой. Полосчатость обусловлена чередованием слоев различных по размерам зерен и разно обогащенных кварцем и полевыми шпатами. Это эффузивные порфиры верхней части разреза вулканогенного девона.

Ниже к югу следует толща полосчатых пятнистых от светлосерого до темного цвета кремнистого облика роговиков. Простираение и падение их те же, что и у предыдущих пород. Мощность толщи по разрезу около 40 м. Под микроскопом роговики обнаруживают микро- и криптокристаллический пятнисто-полосчатый агрегат, состоящий в основном из кварца и щелочного полевого шпата, с примесью около 30% биотита и серицита. Полосчатость заключается в чередовании разно обогащенных биотитовой слюдой слоев. Это же вызывает и раннюю их окраску. Роговики являются, очевидно, измененными и раскристаллизованными от воздействия интрузии глинистыми сланцами.

Далее к югу обнажаются темные и местами серые с зеленоватым оттенком полосчатые афанитовые, часто миндалевидные и тогда макрозернистые эффузивные порфиры. Мощность примерно 120 м. Простираение и падение их примерно то же, что и у роговиков.

В шлифе афанитовой разновидности наблюдается микролитотрахитоидная альбитовая масса, усеянная чешуйками биотита, зернами эпидота и рудного (пирита). Видны редкие вкрапленники крупного биотита. Встречаются сфен и апатит.

Миндалевидная разновидность несколько отлична, в ней под микроскопом представляется тонкозернистый пилотакситовый альбито-олигоклазовый базис, еще более обогащенный биотитом и пиритом. Видны редкие вкрапленники альбитизированного плагиоклаза. В миндалинах — зеленый амфибол и кварц. Обе разновидности представляют альбитизированные эффузивные порфиры с когда-то более основными плагиоклазами.

За порфиритами вниз по склону следует горизонт мощностью в 40 м светлых с фиолетовыми оттенками пятнисто-полосчатых роговиков. Условия залегания их те же. Под микроскопом в породе наблюдается пятнистый микро- и криптокристаллический агрегат из калиевого полевого шпата, кварца, биотита и диопсида. Последнего около 30%. Ассоциация диопсида с ортоклазом указывает на высокую щелочность метаморфизирующих растворов в зоне контактового метаморфизма, что характерно и для скарнов.

Эти роговики к югу переходят в черные полосчатые и на вид кремнистые роговиковые породы, под микроскопом аналогичные предыдущим, но с более значительным содержанием диопсида (более 50%) и вкрапленниками пирита. По существу, это мелкозернистые пироксеновые скарны (скарноиды), образовавшиеся, повидимому, из слоя глинисто-известковистых сланцев. Мощность их 15 метров.

К югу черные роговики сменяются светлыми калишпатовыми роговиками, аналогичными пятнисто-полосчатому горизонту. В дальнейшем, через обогащенные эпидотом диопсидовые роговики, они постепенно переходят в зону гранатовых скарнов мощностью 10—15 метров с вкрапленниками магнетита и мало-мощными прослойками железной магнитной руды. Характерно постоянное наличие в скарнах калиевого полевого шпата, что указывает на высокий потенциал калия в растворах. Мощность светлых роговиков около 20 метров. Примерно в средней части этой толщи, по простиранию ее, проходит секущая дайка зеленовато-серого кварцевого микродиорита мощностью около 8 метров.

Далее, за гранатовыми скарнами, следует толща (около 20 м) черных неясно полосчатых кремнистых роговиков, залегающих аналогично всей предыдущей толще. Под микроскопом они аналогичны самому верхнему слою № 2 (роговиков), но с большим содержанием биотита и зерен непрозрачного органического или рудного вещества. Исходные осадочные породы их, очевидно, те же глинистые сланцы.

К югу черные роговики светлеют и сменяются дайкой мощностью в 40 м розовато-серых гранито-порфиров и сиенит-порфиров. Дайка имеет аналогичное всей описанной толще простираение и падение, повторяя ее изгибы, и является межпластовой интрузией, внедрившейся в осадочно-эффузивную и уже дислоцированную оболочку. За дайкой опять следуют полосчатые роговики.

К северу от разрыва указанная толща меняет свое широтное простираение на юго-восточное ($110\text{--}120^\circ$ ЮВ), затем снова широтное и далее опять на юго-восточное, сохраняя в общем неизменным ($60\text{--}90^\circ$) свое крутое падение в северном румбе.

Дайка кварцевого микродиорита представляет собой зеленовато-серую мелкозернистую породу, состоящую из альбита, амфибола с выделением в интерстициях кварца и значительного количества магнетита. Из аксессуарных — апатит до 5% и сфен. Порода усеяна хлоритовыми чешуйками и эпидотом, развивающимся как на фоне амфибола, так и полевого шпата, и, несомненно, претерпели изменения. Полевошпатовая масса ее ранее была более основной и впоследствии альбитизирована. Встречаются разновидности с роговой обманкой, обогащенной натрием и железом, что указывает на воздействие рудообразующих растворов на породы дайки.

Дайки гранит-порфира при рассмотрении под микроскопом чаще представлены бедными биотитом, гранит-порфирами и реже — сиенит-порфирами. Закономерность распределения обеих пород в теле дайки выяснить не удалось, ясно лишь то, что резких контактов между ними нет и обе разновидности являются, несомненно, вариациями одной и той же интрузивной породы.

Гранит-порфир имеет мелко- или микрозернистую щелочно-полевошпатово-кварцевую массу, иногда пегматитовой структуры с вкрапленниками альбита № 7, калиевого полевого шпата со средним размером зерен 0,5 см и иногда до 1,5 см и кварца. Биотит редок и чаще всего замещен зеленоватой слюдкой хлоритового облика. Второстепенные минералы — апатит, циркон, сфен и магнетит. Вторичные минералы — серицит, хлорит, рутил, кварц, амфиболы, эпидот, кальцит, гранат и пирит. Последние шесть минералов появляются вблизи самого контакта с роговиками. Щелочные полевые шпаты основной массы, судя по дисперсионному эффекту, — альбит и ортоклаз.

Сиенит-порфиры под микроскопом имеют в общем тот же характер, но без кварцевых вкрапленников и без заметного кварца в основной массе. В качестве темноцветных минералов в них содержится пироксен и зеленая роговая обманка.

Дайка гранит и сиенит-порфира возможно древнее Баян-аульского гранита, так как петрографические входные породы встречаются в более раннем Найзатасском интрузиве.

Тектоника месторождения определяется тем, что эффузивно-осадочный комплекс девона был собран в пологую синклинальную складку, осложненную антиклинальными складками второго порядка. Простираение складок близко к широтному.

Магнетитовое оруденение и жильные породы приурочены к антиклинальной складке второго порядка. На участке развиты дизъюнктивные дислокации, отмеченные железными породами и зонами смятия широтного простираения. По одному из них произошло опускание (сброс) по северному крылу антиклинальной складки. Вероятно, в результате внедрения аляскитовых гранитов и сброса северное крыло антиклинальной складки доведено почти до вертикального положения (до 80°). Угол падения южного крыла этой складки равен $20-25^\circ$.

Кроме широтных дизъюнктивов, наблюдаются нарушения северо-восточного и меридионального простираения. Нарушение меридионального направления проходит в 1 км к западу от горы Мурзачеку и проявляется в свите магнитной аномалии со слабо отрицательным напряжением. Оруденение здесь представлено рассеянными вкрапленниками магнетита в эффузивах и мелкозернистых гранитах. Зоны смятия северо-восточного направления имеют азимут падения $310 \angle 70^\circ$ и проявляются в смятии и дроблении эффузивов с последующей их гидротермальной переработкой. Под микроскопом осветленные кварцевые порфиры обладают порфировой структурой с фельзитовой основной массой, а местами — микрогранитовой. Порфировые выделения составляют примерно 10% и представлены кварцем, калиевым полевым шпатом и плагиоклазом. Калиевый полевой шпат в табличках и неправильных зернах размером до 0,4 мм слабо пелитизирован. Кварц в неправильных, слабо разъеденных зернах размером до 0,5 мм. Плагиоклаз встречается редко и нацело замещен серицитом. Основная масса кварцево-полевошпатовая фельзитовая, участками микрогранитовая с незначительной серицитизацией. Из аксессуарных — рудный с лейкоксеном, циркон.

При более интенсивном изменении образуется тонкослоистая (полосчатая) порода кварцево-калишпатового состава с незначительным количеством табличек плагиоклаза и чешуек биотита. Структура гетеробластическая, размер зерен от 0,01 до 0,5 мм. Микроклин или ортоклаз решительно преобладают, присутствуют единичные зерна сфена.

Зоны нарушений и трещиноватости послужили путями для внедрения жильных пород и для проникновения гидротерм,

которые преобразовали мергелистые и известковистые породы в скарны, а в последующий период отложили магнетит, гематит и затем сульфиды.

Морфология рудного тела сравнительно проста. Общая мощность толщи, в которой развиваются скарны, невелики. Она не превышает 200 м. Мощность собственно скарновых пород 20—50 м. Протяженность толщи 1,5 км. Простирающие зоны согласно с простираемостью дайки гранито-порфира — СЗ 290—305°, падение преимущественно крутое к северо-востоку. Магнетитовые руды вытянуты среди скарнов по простирающим вмещающих толщ узкой полосой, максимальной мощности до 5 м, то выклинивающейся совершенно, то раздавливающейся. Длина всей этой полосы около 900 м, далее к востоку и северо-востоку, примерно в 1 км имеются участки скарнирования и оруденения, и таким образом, общая длина месторождения определяется примерно около 2 км.

Эта рудная пластовая залежь не представляет монолитного скопления магнетита и разубожена прослойками гранатовых, гранат-эпидотовых и пироксеновых скарнов. Протяжение ее на глубину, по данным магнитометрической съемки, значительное.

Сами рудные тела представляют линзообразные залежи, приуроченные к определенному стратиграфическому горизонту бывших мергелей или известково-глинистых сланцев, преобразованных в роговики и скарны. Наиболее значительная линза находится в западной части, по ней М. Е. Керенский подсчитал запасы. В восточной части на поверхность выходят только незначительные линзы.

Длина западной пластообразной залежи магнетитовых руд равна 180 м, мощность средневзвешенная 4,7 м, наибольшая — до 14 м. В западном конце залежи предполагается крупное склонение или выклинивание. Падение в восточной части под углом 82° к северу, но имеются прослои скарна, падающие более полого на юг (30°, канава 42). Возможно, что расширенная часть рудной залежи приурочена к антиклинальной складке с крутым почти вертикальным северным крылом и пологим южным. В восточной части эта складка размыта, а в западной части ее ось погружается на северо-запад.

Магнитометрическая съемка 1947 г. установила 9 аномальных узлов, вытянутых в широтном направлении. Длина узлов, в контуре изолинии 2000 гамм, 100—300 м. 4 узла с направлением в эпицентре от 4000 до 10 000 и даже 100 000 гамм приходится на вскрытую разведочными работами рудную залежь на месторождении. Пройдено около 30 канав и шурфов глубиной до 4 метров.

Минералогия месторождения изучена слабо. Метаморфизм осадочных пород Н. И. Наковник связывает с дайкой

гранит-порфира. Доказательством этому служит все более усиливающийся контактовый метаморфизм по мере приближения к интрузивным дайкам. Так, если сверху разреза имело место только ороговикование сланцев с развитием биотита, то далее вниз наблюдается появление диопсида, амфибола, эпидота и, наконец, у самых даек диопсидовых и гранатовых скарнов и магнетитовых руд. Петрографически этот процесс объясняется обменной двойной метасоматической реакцией между силикатной дайковой породой и веществом мергелей, которыми обогащены близкие к дайкам слои песчаников и сланцев. Размеры самой дайки незначительны для того, что бы обеспечить образование большой линзы метаморфизирующих веществ в процессе кристаллизации дайки, включая ее глубинную часть. Очевидно, что в процессе ороговикования останцев, а также в скарнировании известковистых прослоев в них имело место температурное и гидротермальное воздействие баянаульской гранитной интрузии, близко залегающей от рудного участка. На это указывают большая мощность роговиковой зоны и однотипный высокий уровень щелочности как в роговиках, так и в скарнах.

Среди скарнированных пород преобладает два типа: гранатовые и пироксеновые скарны с промежуточными между ними разновидностями и с примесями прочих скарновых минералов и руд.

Минералы скарнов в количественном порядке следующие: гранат, пироксен, эпидот, амфибол, ортоклаз, кальцит, магнетит, гематит, пирит, халькопирит, кварц, серицит, хлорит, сфен. Кроме того, в окисленной зоне развиты: лимонит, малахит, азурит, маррит, халькозин, тенорит, ярозит.

Последовательность в выделении этих минералов следующая: 1) гранат, сфен; 2) магнетит, гематит, пироксен, ортоклаз; 3) пирит, эпидот; 4) амфибол, кварц, халькопирит; 5) серицит, хлорит, кальцит.

Гранатовые скарны залегают ближе всего к контакту и вмещают в себе основное оруденение магнетита, образующего прожилки. Пироксеновые скарны лежат в более внешней зоне и местами также бывают обогащены магнетитом.

Скарнирование наблюдается также и в гранит-порфировой дайке, но здесь оно наблюдается лишь в непосредственной близости к контакту и определяется мощностью порядка 10 см. При этом развиваются: гранат, эпидот, актинолит, пирит, халькопирит, кальцит, кварц и упомянутый рельефный минерал. В шлифе хорошо видно замещение гранатом и эпидотом полевых шпатов, а также эпидота кальцитом.

Руды представлены тонкозернистым, реже крупнозернистым магнетитом, в меньшем количестве гематитом и в незначительных количествах халькопиритом и пиритом. В редких случаях

отмечена мелкая вкрапленность молибденита и повеллита. Шлиховое опробование канав и отвалов установило весьма слабую шеелитоносность. Магнетит образует или сплошные сливные мелкозернистые скопления или вкрапленность в гранатовых скарноидах. Мартитизация проявлена в значительных размерах и в отдельных аншлифах. Магнетит присутствует в количестве не больше 15—17%. Магнетит замещается гематитом. В зернах магнетита развивается решетчатый гематит, а также наблюдаются включения нерудных зерен кварца и роговой обманки. Малахит отлагается по трещинкам и пустоткам, образуя сплошные скопления, иногда с радиально лучистой структурой.

В отдельных гнездах в магнетите в заметном количестве появляются сульфиды, предваленные грубозернистым светлым пиритом, редко халькопиритом. На выходах встречаются продукты окисления их, а также малахит и азурит. В одном пункте в скарнах обнаружена рудная вкрапленность молибденита и повеллита.

Химический состав руд, на основании 14 анализов по данным разведки (Керенский И. Е., 1948), следующий:

Fe	49,52	FeO	6,43
Mn	0,44	Cu	0,40
SiO ₂	12,79	S	0,11
Fe ₂ O ₃	66,14	P	0,09

Содержание меди в магнетитовых рудах по нескольким анализам прошлых лет составляет 1—2%.

По соотношению окиси и запаса железа руды Мурзачеку относятся к магнетит-гематитовым, где содержание гематита и лимонита составляет примерно 75%.

Колебание в содержании FeO не находится в пропорциональной зависимости от содержания Fe₂O₃. Не выдерживается также пропорциональность в содержании FeO от суммы железа в пробе. Это объясняется образованием лимонита. Содержание марганца невысокое, примерно такое же, как в рудах Кеньтюбе.

Химическими анализами 1931 г. установлено содержание олова, по четырем пробам в количестве 0,005, 0,01, 0,006, 0,04 и Mo₂O₃—0,01, но минералы олова достоверно не установлены.

По данным спектральных анализов пяти проб установлено содержание кобальта от следов до 0,1%, в среднем 0,04.

Из 137 спектральных анализов, взятых в 1949 г. (Кайзер с соавторами), в 4 пробах отмечено наличие бериллия.

Пленочные реакции на гелвин, из 54 образцов, дали редкие знаки в 22 образцах, но спектральная проверка этих проб не дала бериллия. В 24 анализах из 137 отмечен кобальт от следов до 0,5%.

Генезис месторождения изучался Н. Г. Кассиным, П. И. Наковником и другими. Н. Г. Кассин считал месторождение контактово-метаморфическим, связанным с Баянаульской гранитной интрузией. П. И. Наковник решающую роль в рудообразовании придает гранит-порфировой дайке, которая явилась проводником металлоносных эманаций, вынесенных из более глубоких частей гранитной интрузии. М. Е. Керенский (1948) рассматривает эту дайку как межпластовую интрузию, приуроченную к общей складчатой структуре и связанную с Баянаульским гранитным массивом.

Следующие факторы явились решающими в образовании месторождения.

1. Разрывные нарушения, вытянутые в направлении, близком к широтному, и совпадающие с трещинами скалывания в гранитах.

2. Наличие во вмещающих породах мергелисто-известковистых прослоев, благоприятных для метасоматического замещения, и наличие контакта силикатной породы (гранит-порфира) с карбонатными породами.

3. Эманационная деятельность Баянаульской интрузии. Нарушения явились путями, по которым вначале внедрились гранит-порфиры, а в следующий период гидротермальной деятельности Баянаульского интрузива по ним поднимались рудоносные растворы и преобразовали известковисто-глинистые слои в контактах с силикатными породами в скарны, с последующим отложением рудных минералов. В еще более поздние этапы образовались сульфиды и мезотермальные минералы — эпидот, кварц, серицит, хлорит, кальцит.

Хотя скарнирование усиливается около дайки гранит-порфира и захватывает краевую часть дайки, но рудная минерализация скорее всего связана с эманационной деятельностью более крупной Баянаульской интрузии, на что указывает большая мощность зоны контактового метаморфизма и метасоматоза и одинаковый уровень щелочности в роговиках и скарнах.

После формирования рудных тел по тем же рудно-тектоническим зонам произошло внедрение микродиоритов, жилы которых секут рудные тела и скарновые зоны, а также пересекают баянаульские граниты. Железистощелочный метасоматоз в этот период еще продолжался, на что указывают метасоматические изменения микродиоритов.

В заключение необходимо отметить, что магнитометрические рекогносцировочные исследования 1930—1931 годов, указавшие на значительную магнитную аномалию линейного характера, не оправдались, но вопрос о наличии глубинных залежей еще не решен. С этой оговоркой можно присоединиться к оценке месторождения, даваемой М. Е. Керенским (1948). Согласно

его выводам, месторождение Мурзачеку, как железорудное месторождение, обладает ограниченными запасами железных руд и при данном состоянии экономики района и транспортных путей, промышленного значения не имеет. Медное оруденение колеблется на ограниченной площади и содержание меди невелико. Что касается редких металлов, то молибденит является минералогической редкостью, а условия для образования шеелита в скарнах с большим содержанием железа не являются благонадежными (Зив и Тимофеев, 1937). Месторождение заслуживает внимания в отношении бериллиевых минералов, так как позднегерцинскими аляскистовыми интрузиями в районе известны промышленные гельвиновые, хризобериллиевые месторождения (Караджал).

Запасы железной руды для более крупного тела, по данным М. Е. Керенского (1948), таковы: длина 220 м, средняя мощность 4,7 м; площадь 1034 м²; глубина 50 м; объем 51 700 м³ или 206 800 т руды, с содержанием железа 49,52%, марганца — 0,44%, кремнезема — 12,79%, серы — 0,11, фосфора — 0,009%.

Контактово-метасоматическая железорудная формация

Большинство железных рудопроявлений связывается с герцинской магматической деятельностью и лишь единичные из них, возможно, являются более древними, связанными с каледонским магматизмом или накоплением осадков в каледонской геосинклинали.

Ниже приводится описание наиболее крупных магнитных аномалий района, связанных с металлоносными скарнами в экзоконтактах герцинских гранитоидных интрузий. Наиболее крупное месторождение района — Мурзачеку — описано в разделе «меднорудные формации».

Ансмалия Каблюк

Координаты: $\frac{50^{\circ}46'00'' \text{ с. ш.}}{75^{\circ}13'30'' \text{ в. д.}}$

В 9,5 км к северо-востоку от села Алексеевка, в урочище Второго Каратала, в приконтактной полосе вмещающих пород с гранитами. Аномалия выявлена при аэромагнитной съемке в 1947 г. Наземными рекогносцировочными съемками оконтурена узкая (100—150 м) аномальная зона широтного простирания. Протяженность этой зоны в изолиниях 5000 гамм — 600 метров. Максимальная — 31 000 гамм. В 1948 г. М. Е. Керенский произвел геологическую съемку 1:10 000 и поверх-

ностные горные работы. Геология: к югу и юго-востоку район сложен туфопесчаниками, туфами и порфиритами карадока, на которые с угловым несогласием ложатся песчаники, туфы и роговики, отнесенные к готландию, с общим простиранием свиты СВ: $70-90^\circ$ и моноклинальным падением под углом $60-90^\circ$ на север.

Среди последних отмечается несколько полос скарнов с эпидотом, гранатами, пироксеном, амфиболом, вытянутых в широтном направлении. Мощность этих полос варьирует от одного до 120 метров. По простиранию они прослеживаются на 100—150 м и некоторые более 1200 м. Пластовая форма скарновых полос и согласное залегание их с другими породами свиты указывает на избирательный метасоматоз, очевидно, приуроченный к прослоям мергелистых пород. К югу от аномалии залегает небольшая дайка граносиенит-порфира мощностью 17 м, прослеженная на 120 м. Простирание ее также согласное с простиранием вмещающих пород — широтное. С указанной дайкой контактирует менее мощная южная полоса скарнов, имеющая размеры $300 \times 7-10$ м. Размеры северной полосы более $1200 \times 50-110$ м. Скарновые минералы представлены амфиболом, бледнозеленым эпидотом, пироксеном, бесцветным аномальным гранитом. Видимый магнетит наблюдается только лишь в отдельных участках в виде вкрапленников и скоплений отдельных зерен. Содержание железа в скарнах 11—13%, в обогащенном магнетитом участке — 36—37%.

На основании имеющихся данных разведки, оруденение не представляет промышленного значения. Возможно наличие слепых рудных тел на глубине. Яковлев и Тук (1947) интерпретируют аномалию как рудную с крутым падением залежи на юг, причем одно из двух тел считают слепым. Глубина распространения рудных тел не должна превышать 100 м. В контуре изолинии 5000 гамм, они оценивают запасы в 2—3 миллиона тонн.

Аномалия Мурзачеку

Координаты: $\frac{50^\circ 43' \text{ с. ш.}}{75^\circ 27' 03'' \text{ в. д.}}$

Расположена в 1,2 км к западу от горы Мурзачеку, приурочена к ее западному отрогу и вытянута в широтном направлении. Абсолютная отметка центральной точки 560—630 м. Аномалия установлена аэромагнитной экспедицией в 1947 г., по данным которой считалось, что она обусловлена слепым магнетитовым рудным телом с запасами примерно в 4 миллиона тонн руды. Месторождение оценивалось наиболее пер-

спективным в Баянаульском районе и по запасам руды, превосходящим уже известное месторождение Мурзачеку, запасы которого определялись той же экспедицией в 3 миллиона тонн.

Геологическое строение участка изучено М. И. Керенским (1948). На западе бóльшая часть участка, тяготеющего к аномалии, сложена гранит-порфирами и в меньшей степени роговообманково-биотитовыми гранитами. В восточной части развиты порфиры и их туфы, кварцевые порфиры и их туфы, роговики.

Аномалия расположена на площади, сложенной гранит-порфирами.

Гранит-порфиры принадлежат, вероятно, к первому позднегерцинскому комплексу и представляют собой серые, иногда с розоватым оттенком породы, с крупными порфиroidными выделениями плагиоклаза. Структура порфиroidная. Основная масса микрогранитная, микропегматитовая и аплитовая. Вкрапленники представлены кварцем в неправильных зернах, калиевым полевым шпатом и плагиоклазом, последний в табличках до 2 мм в поперечнике, серицитизирован и относится к альбитолигоклазу. Калиевый полевой шпат в основной массе и во вкрапленниках пертитизирован и пелитизирован и вместе с кварцем образует изометрическое зерно размером 0,15 мм в поперечнике. Часто наблюдается в микропегматитовом сростании. Кое-где в нем заметна микроклиновья решетка. Биотит в табличках до 0,2 мм замещен хлоритом. В единичных призмочках встречается циркон размером в 0,04 мм и неправильные зерна рудного минерала до 0,1 мм в поперечнике. Встречаются и обедненные кварцем сиенит-порфиры. Основная масса их микропегматитовая или участками микрогранитная. Порфиroidные выделения, составляющие около 60% породы, представлены калиевым полевым шпатом, плагиоклазом, кварцем и биотитом.

Калиевый полевой шпат в форме табличек и неправильных зерен с размером до 2,2 мм пертитизирован, сильно пелитизирован и разъеден основной массой.

Плагиокла представлен олигоклазом в форме табличек, серицитизирован, с небольшим количеством эпидота.

Кварц в неправильных зернах размером до 0,6 мм резорбирован основной массой и присутствует в незначительных количествах. Биотит в листочках размером до 1,2 мм замещен хлоритом, иногда изогнут. Основная масса породы состоит из микропегматитового агрегата зерен кварца и калиевого полевого шпата, наблюдаются и микрогранитные участки.

Акцессорные минералы представлены рудным, апатитом в виде призмочек до 0,15 мм, анатазом, редкими включениями циркона.

Жильные породы участка представлены кварцевыми порфирами, секущими гранит-порфиры, и реже кварцевыми кератофирами. Кварцевые порфиры — это серые и серо-розовые плотные породы с порфиroidными выделениями кварца и розоватого плагиоклаза. Под микроскопом порфиroidная структура. Основная масса микрогранитная. В выделениях оплавленные резорбированные зерна кварца, таблички решетчатого микроклина и полисинтетически sdвойникованного плагиоклаза, размеры зерен в порфиroidных выделениях достигают 1 мм в поперечнике и составляют 45—50% от поверхности шлифа.

Размеры зерен кварца, калиевого полевого шпата и плагиоклаза в основной массе породы 0,1 мм и меньше. Зерна рудного минерала размером 0,01—0,3 мм неправильной формы и беспорядочно распределены в породе. С рудным минералом ассоциирует циркон и сфен.

Кварцевые кератофиры вскрыты в центральной части аномалии шурфом. Структура их также порфиroidная. Основная масса паналлотриоморфная, местами гранофиroidная и гранулитовая. В порфиroidных выделениях калиевый полевой шпат, кварц и редкие зерна альбита. Калиевый полевой шпат в неправильных зернах размером до 2 мм в поперечнике, иногда округлен, разъеденный основной массой, пертитизирован и пелитизирован.

Основная масса породы состоит из кварца и калиевого полевого шпата с альбитом, размер зерен ее не превышает 0,02 мм.

Магнетит, окруженный сфеном и с вкрапленным в него апатитом, образует неравномерные вкрапленники в породе до 0,07 мм в поперечнике.

В местах оруденения, выражающегося в появлении тонких жилков и линзочек магнетита и гематита, кварцевые порфиры сильно изменены. Под микроскопом структура породы сохраняется, изменение выражается каолинизацией и серицитизацией. Биотит превращается в хлорит с включениями магнетита. Выделяются свежие округлые или разъеденные зерна кварца размером до 0,6 мм.

Роговообманково-биотитовые граниты обнажаются широтно по гребню водораздела отрога, к северному склону которого и приурочена западная аномалия. Под микроскопом в них наблюдаются таблитчатые зерна калиевого полевого шпата и плагиоклаза, разбитые трещинами, раздробленные, пелитизированные и серицитизированные. Кварца мало.

Биотит в таблитчатых вытянутых листочках, часто изогнутых.

Роговая обманка в подчиненных количествах, со стандартными свойствами, замещается хлоритом.

Из аксессуарных присутствуют рудный апатит, циркон и сфен в виде оторочек рудного.

Тектоническое строение района аномалии изучено недостаточно. В районе аномалии преобладает система тектонических трещин с простираем, близким к широтному, и крутым ($66-84^\circ$) падением на север. Эти трещины, в равной мере развиты и в гранитах. Они послужили путями для внедрения кварцевых порфиров и они же являлись ослабленными зонами, по которым могли подниматься гидротермальные растворы.

Трещины меридионального направления выражены слабее и тоже местами содержат вкрапленники магнетита.

Аномалия по изолинии 200 гамм выражена узкой полосой 1800 м длины и 100 м ширины. Максимальные значения в эпицентре 20 000 гамм. Восточная часть аномалии распространяется на контакт эффузивов с гранитами и вытянута на СВ 12° в порфирах. Аномалия не такая прихотливая, как во вкрапленных рудах.

Разведочные выработки пересекли западную часть зоны магнитной аномалии, не обнаружив существенного оруденения, кроме вкрапленности и тонких линзочек магнетита до 3 см мощности в кварцевых порфирах и кварцевых кератофирах. Всего пройдено 2 шурфа глубиной 11 и 9,6 м, 2 мелких шурфа и 2 канавы.

В естественных обнажениях, являющихся следствием пересеченного рельефа, скоплений магнетита не обнаружено.

Руда представлена магнетитом и гематитом в примерно равных количествах лимонита в количестве 10%. Наблюдается замещение более раннего гематита магнетитом с включением пластинок гематита размером 0,05—0,07 мм в длину, ориентированных по (111). Это мушкетовит с включениями более позднего гематита, образовавшегося в результате распада. Размер отдельных пластинок раннего гематита 1 мм. Пластинки собираются в пластинчато-листоватые агрегаты.

Вмещающие руду гранитоиды изменены. Первоначально они представляли полнокристаллические полевошпатовые породы гранитного ряда, о чем можно судить по сохранившемуся серицитизированному и пелитизированному плагиоклазу. Основная масса землистая, эпидотизирована и каолинизирована, серой окраски. В ней беспорядочно распределены скопления хлорита, достигающие по размеру 1,5 мм, и изометрические зерна апатита размером до 0,15 мм. Встречаются единичные зерна бледнозеленого эпидота размером до 0,2 мм в длину.

Рудный минерал составляет примерно 25% и развивается

беспорядочно, образуя или сплошные участки до 1 мм в поперечнике или отдельные зерна.

Содержание железа в кварцевом порфире с мелкими вкрапленниками гематита и магнетита достигает 7,25%.

Генезис месторождения М. Е. Керенский связывает с контактовым воздействием гранитов Баянаульского массива, что принято и в нашей металлогенической карте. Это положение требует некоторого уточнения. На участке месторождения и к северу от него расположены более древние амфиболо-биотитовые граниты Джаманаульского массива и граносиениты найзатасского интрузивов. Гранит-порфиры, в которых залегают рудные прожилки, представляют, вероятно, краевую часть небольшого граносиенитового массива, расположенного непосредственно к югу от участка аномалии. По петрографическим особенностям этот интрузив может быть сопоставлен с граносиенитами Найзатасского массива, в частности, для него характерна повышенная активность щелочей и особенно калия, приводящая к равновесной ассоциации калишпата с амфиболом и пироксеном и к замещению плагиоклаза калишпатом.

Гранитоиды Найзатасского комплекса на участке месторождения пересечены лейкократовыми биотитовыми гранитами обычными в составе Баянаульского массива. Лейкократовые граниты внедрились в гранит-порфиры, когда последние находились уже в твердом состоянии, т. е., возможно, позднее их рудной минерализации.

Рудные тела, обусловившие крупную аномалию, нам неизвестны и об их генетическом типе, а также о связи с тем или иным интрузивным комплексом говорить трудно. Возможно, что это слепые контактово-метасоматические тела. Признаки минерализации, обнаруженные при проверке аномалии, в самой верхней части месторождения представляют гидротермально-метасоматические замещения в краевой части интрузии первого позднегерцинского комплекса.

Возраст минерализации определяется условно по аналогии с другими контактово-метасоматическими железорудными месторождениями в зоне Баянаульского интрузива.

Сартюбе

Координаты: $\frac{50^{\circ}41'45'' \text{ с. ш.}}{75^{\circ}24'10'' \text{ в. д.}}$

Железорудное месторождение расположено в 24 км к западу-юго-западу от районного центра Баянаул, в 6,5 км к западу от горы Мурзачеку, на юго-восточных склонах сопки Сартюбе, по правую сторону ключа Тайлак. Абсолютные отметки 435—495 м, относительные превышения 5—10 м.

Участок месторождения сложен роговообманковыми порфиридами готландия и их туфами, последние в преобладающем развитии. Небольшая площадь занята роговиками. В этот эффузивно-осадочный комплекс пород внедрились кварцевые порфиры. Они развиты по окраине участка и вклиниваются двумя залежами широтного простирания. Кроме того, на участке отмечены на небольшой площади интрузивные породы состава гранодиоритов и граносиенитов. В 3 км к северу обнажается крупный гранитный интрузив Джаманаул, относящийся к Баянаульскому комплексу. Дизъюнктивы на участке выражены в дроблении эффузивов и их туфов в широтном направлении. В канаве, идущей от шахты, наблюдается дробление пород с их последующим гидротермальным изменением. Падение зоны $50^{\circ}35'$. На магнитометрическом плане зона измененных пород выражена отрицательной магнитной аномалией до 6000 гамм. Ее длина 260 м и ширина 100 м.

К северу за зоной отрицательных напряжений расположена еще одна аномальная зона в изолиниях 1000 гамм длиной 460 м и шириной 120 м. Очевидно, на этом аномальном участке отсутствует дробление и смятие эффузивов и что вкрапленность магнетита более интенсивна. Необходима проверка ее путем гравиметрии и бурения. Порфириты и туфы порфиритов на участке значительно скарированы, с образованием актинолита (до 70%), эпидота, гранита. Рудные минералы представлены гематитом, мушкетовитом, мартитом и лимонитом. Они образуют небольшие гнезда, редко более 1 м в поперечнике. Преобладают гнезда, вытянутые в горизонтальном направлении. Содержание железа по пробам в канавах и шурфе от 30 до 62%, в среднем 49%. Окись железа 62%, закись железа — 7,3%. Пересчет на минералогический состав дает магнетита — 25,2%, остальное гематит. Содержание S—0,03%, P_2O_5 — 0,06%, Ni — 0,01%, W — следы, Co — 0,01%. По происхождению месторождение контактово-метасоматическое. Источник растворов — расположенный вблизи Джаманаульский гранитный массив. На участке имеются небольшие выходы гранодиоритов, граносиенитов, связанных с данным интрузивом. Локализация оруденения обусловлена наличием тектонической зоны широтного направления, которая облегчила доступ рудоносных растворов.

Содержание железа высокое, но рудное тело обладает незначительными размерами. Слабо выраженная магнитная аномалия не дает оснований ожидать на месторождении крупные залежи. Поэтому месторождение оценивается как непромышленное по запасам железа.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На основании сказанного, следует еще раз отметить, что все многообразие магматизма и эндогенных рудопроявлений связано с геолого-историческим развитием страны, в данном случае — с развитием геосинклинальных систем. В связи с этим рудные месторождения классифицировались нами в историческом аспекте, а именно — выделялись четыре крупные группы согласно этапам развития геосинклиналей: верхнепротерозойская, салаирская (кембрийская), каледонская и варисская. Внутри каждой группы выделялись комплексы металлогенических формаций по стадиям развития геосинклиналей — ранняя и поздняя стадии. Наконец, в комплексе каждого этапа выделялись отдельные металлогенические формации по генетическим особенностям.

Здесь учитывалось: 1 — характер магматизма, с которым связано месторождение (интрузивный, эффузивный); 2 — расположение месторождения относительно магматических (материнских или парагенетически связанных) образований; 3 — связь месторождения с местной тектоникой (купола, разломы, зоны дробления и т. д.); 4 — вещественный состав руд (парагенезис минералов) и околожильные изменения; 5 — литологический состав вмещающих пород и влияние их на магматические комплексы и оруденение; 6 — характер локализации полезного ископаемого и т. д.

Развитие геосинклиналей шло от начальной стадии глубокого заложения их, через промежуточные к постепенному затуханию и переходу складчатых систем в платформы. Естественна поэтому и эволюция состава магмы от ультраосновной офиолитовой и основной в начальной стадии развития до средней в следующем этапе и кислой — в стадии перехода геосинклиналей в неустойчивые еще подвижные (глыбовые подвижки) субплатформенные и платформенные области. Металлогенические формации для разных этапов развития имеют свои специфические особенности. Однако имеет место широкое рас-

пространение медной минерализации в формациях всех этапов развития — от верхнепротерозойского до варисского.

Верхнепротерозойский этап ведет начало своего геологического развития с заложения во всем Центральном Казахстане грандиозных линейно вытянутых геосинклиналей, перешедших к концу этого этапа в складчатые антиклинорные поднятия. В начале заложения, и особенно в процессе осадконакопления, геосинклинальные прогибы претерпевали глубокое опускание, в то же время примыкающие к ним срединные геоантиклинали подвергались восходящим движениям. Таким образом, на стыке двух структур, с движениями, противоположными по знаку, наметились большие разломы, служившие путями для поступления магмы. Последняя изливалась и накапливалась в геосинклинальных впадинах в виде основных лав. К концу верхнего протерозоя, вследствие мощной еремантаусской фазы складчатости, наметившиеся ранее дизъюнктивные нарушения в стыке двух структур, приобрели огромный размах и обусловили глубинные разломы, по которым произошло внедрение дайкообразных узких тел ультраосновных и габбровых интрузий.

Таким образом, для верхнепротерозойского этапа характерны ультраосновная и основная магмы, проявившиеся как в виде эффузивных излияний, так и в виде малых интрузий. С ультрабазитами связаны формации: хромитовая, кобальт-никелевая, платиноидов и медно-никелевая. С этими же интрузиями могут быть связаны месторождения титана. Основные эффузивы могут быть интересны в отношении возможного нахождения колчеданных месторождений уральского типа.

Возможными площадями для поисков ультраосновных пород и связанных с ними металлогенических формаций являются в северо-восточной части Центрального Казахстана выходы верхнепротерозойских отложений, отмеченные на структурно-геологической карте 1 : 200 000 масштаба этой территории, составленной Р. А. Борукаевым с участием других геологов и Н. А. Севрюгиным совместно с другими геологами Казгеолуправления. Помимо этого, для всего Центрального Казахстана составлена Р. А. Борукаевым карта 1 : 1 500 000 выходов докембрийских отложений с выделением археозойских, нижнепротерозойских и верхнепротерозойских образований. Карта эта передана Средазгеофизическому тресту для планирования детальных аэромагнитных съемок (масштаб 1 : 50 000).

Аэромагнитные исследования отложений докембрия, особенно верхнего протерозоя, могут быть интересны не только по выявлению ультраосновных интрузий и связанных с ними месторождений (никеля, кобальта, меди, платиноидов и, возможно, титана), но и по выявлению осадочных железорудных

месторождений типа железистых кварцитов. Такое месторождение уже выявлено в кварцевой толще верхнего протерозоя северо-востока Центрального Казахстана в северной оконечности Ерементау-Ниязского антиклинория, к северу от гранитного массива Большой Койтас.

Начальная стадия развития салаирской геосинклинальной системы совпадает с поднятием верхнепротерозойских антиклинориев и с глубоким опусканием бывших срединных геоантиклиналей, с образованием раннесалаирских геосинклинальных впадин, имевших еще огромные линейные размеры, но меньший размах общего погружения по сравнению с верхнепротерозойскими геосинклиналями. Магма, поступившая в этот период из глубинного магматического очага, имела вначале базальтовый состав, постепенно закономерно изменявшийся до кератофирового; таким образом, образовались спилито-кератофировые формации. К концу формирования последних приурочена бошекульская фаза тектогенеза, завершившая процесс магматизма внедрением из того же магматического очага комагматических малых интрузий габбро-диоритово-плагиогранитового и сиенитового состава и выделением остаточных рудоносных гидротерм; с последними связано формирование раннесалаирских металлогенических формаций: молибдено-медно-порфировой, колчеданной золото-полиметаллической и турмалиново-медной.

Для первых трех металлогенических формаций вмещающей толщей является нижнекембрийская бошекульская спилито-кератофировая эффузивная формация и малые интрузии, комагматические с этими эффузивными образованиями. Металлогенез связан с тем же магматическим очагом. Следовательно, благоприятными территориями для детальных геологических съемок (масштаб 1 : 50 000) и поисково-разведочных работ по выявлению указанных металлогенических формаций являются площади распространения бошекульской спилито-кератофировой формации, особенно в районах развития малых комагматических интрузий. Такие площади на северо-востоке Центрального Казахстана выделены на геолого-структурной карте 1 : 500 000 масштаба; они хорошо выделяются на структурно-геологической карте этой территории, составленной Р. А. Бо-рукаевым с сотрудниками. Самый большой выход указанных эффузивных образований располагается в Бошекульском районе — между Ерементау-Ниязским и Майкаин-Экибастузским антиклинориями, второй — вдоль р. Селеты, между Ерементау-Ниязским и Ишкеольмесским антиклинориями, и, наконец, третий — к юго-востоку от Майкаин-Экибастузского антиклинория.

Для двух рудопоявлений трумалиново-медной формации породами, вмещающими малые интрузии салаирского возраста и месторождения, являются известняково-эффузивные толщи верхнего протерозоя. Таким образом, при обследовании верхнепротерозойских отложений следует иметь это в виду.

Не исключена возможность, что спилито-кератофировая формация нижнего кембрия, как и известняково-эффузивная верхнего протерозоя, могут быть носителями слепых колчеданных линзообразных тел типа Майкаина и уральских месторождений.

Позднесалаирская стадия, как и весь этап каледонской эпохи, имеет значительно отличное развитие геосинклинальной системы по сравнению с верхнепротерозойской эпохой и ранней стадией салаирской эпохи. Здесь уже не было тех огромных линейных прогибов с глубинными разломами, параллельными верхнепротерозойским антиклинариям. Геосинклинальные прогибы имели более изометрические формы со сравнительно слабой дислокацией отложений, заполняющих эти прогибы. Магма подавалась из разобщенных камер, располагавшихся на разной глубине и содержавших магму разной стадии дифференциации и, следовательно, разного состава — от основной до кислой. Излияние эффузивов происходило главным образом из аппаратов центрального типа. При этом из разных очагов подавалась одновременно разного состава магма. Поэтому в эффузивной деятельности не наблюдается той закономерной дифференциации как, например, при излиянии спилито-кератофировой формации. Здесь в разных участках территории имеет место различная незакономерная смена лав одного состава другими. В одних участках разрез эффузивной формации начинается с лав среднего состава, в других — кислого, а в третьих — основного; выше по разрезу они незакономерно перемежаются. Наблюдается только одна закономерность — в эффузивных образованиях поздней стадии развития салаирской и каледонской геосинклиналей преобладают лавы среднего состава, а в эффузивах конечной стадии развития каледонской геосинклинали — кислые.

К комплексу рудных формаций поздней стадии развития салаирской геосинклинали относятся: колчеданно-золото-полиметаллическая, прожилково-вкрапленных медных руд, золото-кварцево-жильная, медно-цеолитовая и медно-порфировая. К этому комплексу относится большое количество мелких, но имеющих промышленное значение месторождений. Все эти металлогенические формации располагаются в пределах контуров распространения торткудукской осадочно-эффузивной формации $Ст_3^2 + S_1^1$, связаны с единой магмой, которая дала эффузивные образования и комагматические малые интрузии,

с которыми парагенетически ассоциируют месторождения. Большинство месторождений приурочено к тектоническим нарушениям (разломам, зонам смятия). Некоторые же приурочены к межпластовым нарушениям и куполовидным структурам. Не исключена возможность нахождения слепых линзовидных скоплений полезных ископаемых среди эффузивов. Наиболее интересной в промышленном отношении является, повидимому, медно-порфировая формация (Коктас-Джал).

Благоприятными для поисков месторождений этого комплекса являются, следовательно, площади развития указанной осадочно-эффузивной торткудукской толщи, особенно в местах дизъюнктивных нарушений и внедрений малых комагматических интрузий. Такие площади выделены на карте прогнозов 1 : 500 000 масштаба, а выходы этой толщи хорошо фиксируются на карте масштаба 1 : 200 000 северо-востока Центрального Казахстана, в частности, в Боцекульском районе, районе Александровской группы полиметаллических месторождений, в районе озера Алкамерген и урочища Коктас-Джал.

Ранняя стадия развития каледонской эпохи очень бедна магматическим проявлением. Эффузивная деятельность в это время совершенно не известна, интрузивный магматизм проявился тоже слабо.

Широко проявилась магматическая деятельность лишь в позднюю стадию этапа, охватывающего верхний ордовик (жарсорская толща — ашгиллий), готландий (жансорская толща) и нижний девон (альбитофировая — кайдальская толща).

Как уже говорилось выше, позднекаледонский этап имеет весьма много общих черт с поздней стадией развития салаирского этапа. В этот период геосинклиальная система находилась уже в стадии постепенного перехода в малоустойчивую складчатую область, являвшуюся переходной к платформе.

Вулканизм и металлогения, начиная с верхов ордовика (ашгиллия) и кончая нижним (а может быть местами и средним) девоном, носили характер единого магматического процесса.

Однако процессы излияния эффузивов и процессы рудообразования в течение всего этого промежутка времени происходили с перерывами и разделялись фазами тектогенеза с последующей денудацией (таконская фаза на границе ордовика и готландия, фаза тектогенеза в верхах готландия). Интрузивный магматизм, в заметных размерах проявившийся лишь в верхах готландия, дал массивы гранодиоритового состава.

Необходимо подчеркнуть, что эффузивный магматизм и связанная с ним металлогения мигрировали во времени с севера на юг.

Так, жарсорская осадочно-эффузивная толща ашгиллия и связанные с ней металлогенические формации проявились главным образом в северных частях территории. Шансорская толща готландия, богатая эффузивными образованиями, с приуроченными к ним металлогеническими формациями, проявилась главным образом в центральной части территории, а девонский вулканизм — уже ближе к южной окраине описываемой территории. При этом жарсорская и шансорская толщи представлены в основном эффузивами среднего состава, а альбитофирова девона — главным образом кислыми разностями.

К этому этапу приурочены металлогенические формации: прожилково-вкрапленных медных руд, прожилково-вкрапленная полиметаллическая, вторично-кварцевая медно-порфировая, золото-кварцево-жильная, медно-кварцево-турмалиновая.

Площадями, наиболее перспективными для поисково-разведочных работ, являются площади распространения указанных выше осадочно-эффузивных толщ ашгиллия, готландия и девона. Площади эти хорошо выделяются на структурно-геологической карте северо-востока Центрального Казахстана м. 1 : 200 000.

Нижне- и среднедевонским вулканизмом почти завершается эффузивная деятельность описываемой территории, которая интенсивно проявилась, начиная с протерозоя и кончая средним палеозоем (до среднего девона).

В варисскую эпоху, к началу становления платформенного режима, эффузивный вулканизм почти полностью отсутствует, но зато в этот период интенсивно проявляется интрузивный магматизм, выраженный внедрением гранитоидной магмы, с разными фазами которой связаны различные металлогенические формации.

Интрузивный магматизм особенно ярко отразился в наиболее подвижной юго-восточной части территории. Консолидация страны — постепенный переход геосинклинальной системы в предплатформенную складчатую страну — протекал закономерно с севера на юг и юго-восток.

К концу среднего карбона почти вся северная часть территории была уже консолидирована. Наиболее подвижной оставалась юго-восточная зона, примыкающая к Чингизской геантиклинали. В этом районе происходили еще интенсивные глыбовые подвижки, главным образом вдоль древних глубинных разломов, расположенных параллельно древним антиклинорным поднятиям. В стыке подвижных герцинских зон с древними складчатыми структурами происходило внедрение интрузий гранитоидов, окаймляющих, таким образом, эти древние верхнепротерозойские структуры. Часто при подвижках вдоль глубинных разломов, параллельно им, сами древние

складчатые зоны подвергались дроблению и местами в значительной своей части претерпевали погружение, возможно, с поглощением их магмой (контаминация).

• На юго-востоке описываемой территории особенно интенсивно проявлены интрузии гранитоидов в виде широкой дуги вдоль: Караулчекинско-Чингизского антиклинория.

Все эндогенные металлогенические формации варисской эпохи связаны исключительно с интрузивным магматизмом. Металлогения варисской эпохи для описываемой территории имеет значительно меньшее значение по сравнению с салаирской и каледонской эпохами. Месторождения, связанные с варисскими гранитоидами, многочисленны, но большей частью непромышленны или мелки, расположены, главным образом в юго-восточной части территории. Наиболее заслуживающими внимания формациями являются: сурьмяная кварцево-жильная и менее — скарновая меднорудная и прожилково-вкрапленная.

Благоприятными поисковыми площадями для рудных формаций варисской эпохи являются площади распространения интрузий этой эпохи (экзо- и эндоконтакты). Следует особо обратить внимание на массивы поздневарисских аляскитовых гранитов на предмет возможного выявления месторождений редких металлов.

Из сказанного выше можно сделать вывод, что все формации эндогенных месторождений северо-востока Центрального Казахстана можно разбить на три большие группы по возрастному и генетическому признаку.

1. Формации ранней стадии развития геосинклинальной системы (верхнепротерозойские, раннесалаирские).

2. Формации поздней стадии развития геосинклинальной системы (позднесалаирские и каледонские).

3. Формации, приуроченные к периоду становления платформы (варисской эпохи).

При этом первая группа формаций связана с большими геосинклинальными прогибами глубокого заложения, для которых характерны малые ультраосновные и основные интрузии вдоль глубинных разломов, офиолитовые и спилито-кератофировые эффузивные образования.

Вторая группа связана с широкими, приближающимися к изометрическим формам геосинклинальными прогибами промежуточной стадии развития, сравнительно неглубокого заложения, для которых характерными являются эффузивы среднего, а затем кислого состава и малые коагматические интрузии.

И, наконец, третья группа связана с начальной стадией становления платформы, для которой характерны интрузии

гранитоидов, внедрившиеся вдоль региональных разломов в стыке варисской подвижной зоны и древних верхнепротерозойских структур.

При этом следует подчеркнуть, что все эндогенные рудные месторождения всех стадий развития и всех комплексов первых двух групп, начиная с нижнего кембрия и до нижнего (а возможно и среднего) девона включительно, концентрируются в толщах, богатых эффузивными образованиями салаирского и каледонского этапов. В то же время они парагенетически тесно связаны с малыми интрузиями и субвулканами той же эффузивной магмы. Кроме того, следует принять во внимание почти полное отсутствие здесь гранитоидных интрузий соответствующего возраста.

Отсюда напрашивается вывод, что все указанные рудные месторождения этих двух групп генетически связаны с единой магмой, давшей эффузивные образования, главным образом основного и среднего состава, и малые комагматические интрузии. Следовательно, для формирования эндогенных рудных месторождений не обязательно участие гранитоидной магмы, с которой обычно связаны большие массивы интрузивных комплексов, а вполне достаточно основной и средней магмы, дающей при этом эффузивный и интрузивный вулканизм.

ЛИТЕРАТУРА

- Абдулкабирова М. А. Материалы по петрографии метаморфических пород Кокшетауского района. Изд. АН КазССР, 1949.
- Альтгаузен М. Н. и др. Отчет по теме: «Минералогическое и геологическое изучение Тургайского сурьмяного месторождения». 1936.
- Ананьев А. Р. К вопросу о кембрии и докембрии в Марининской тайге Куз. Алтая. Тр. горно-геол. ин-та Зап.-Сиб. фил. АН СССР, вып. 2, 1948.
- Анкинович С. Г. Краткое заключение по Александровской группе месторождений в Баянаульском районе. 1941. Фонды Казгеолуправления.
- Арабу Н. О деформации земли. Тр. XVII межд. геол. конгр., II, 1937.
- Архангельский А. Д. Геологическое строение и геологическая история СССР. Тр. XVII межд. геол. конгр., II, 1937.
- Архангельский А. Д. Геологическое строение и геологическая история СССР, Изд. АН СССР, 1941.
- Архангельская И. М., Богданов А. А. и Трусова И. Ф. Очерк геологии северной части Голодной степи. Тр. ИГи АН СССР, вып. 102, Изд. АН СССР, 1948.
- Архангельский А. Д. и Шатский И. С. Схема тектоники СССР. Бюллетень Моск. об-ва. испыт. природы, отд. геол., 1933, XI (4).
- Баженов И. К. Геологическое строение западной части Западного Саяна. Материалы по геологии Зап.-Сиб. края, 1933, вып. 3.
- Баженов И. К. и Нагорский М. П. Кембрий и протерозой Восточного Саяна в районе г. Красноярска. Вестник Зап.-Сиб. геол. треста, 1936, № 5.
- Байдавлетов В. М. Окончательный отчет по изучению искусственных обнажений Прибаянаульской группы полиметаллических месторождений в 1942 г. 1947. Фонды АН КазССР.
- Баклунд О. О. О принципах подразделения докембрия. Тр. XVII межд. геол. конгр., II, 1937.
- Балушев А. Н. Геологическое строение и полезные ископаемые Селеты-Денгизского района. Тр. Каз. геол. треста, 1937.
- Балажевич А. А. Выписка из докладной записки о состоянии угольного дела и коксового производства на экибастузских коях на I/IV 1917 г. (из архивов ГГРУ). Фонды ВСЕГЕИ.
- Балушев А. Н. Тезисы доклада об итогах работ Селеты-Тенизской ГРП за 1952 г.
- Балушев А. Н. Отчет юго-восточной ПРП Каззолото о работе летом 1933 г. Фонды Каззолото.
- Балушев А. Н. Отчет юго-восточной ПРП треста Каззолото. 1933. Фонды Каззолото.
- Бандалетов С. М. Некоторые новые данные относительно геологического строения и генетических особенностей Карасорской,

- Экибастузской, Коджанчадской и Джамбулдинской групп медных месторождений. 1954. Фонды ИГН АН КазССР.
- Бандалетов С. М. Новые рудопроявления золота в районе Коджанчадской группы медных месторождений. 1952. Фонды АН КазССР.
- Бандалетов С. М. Флишевые отложения ордовика среднего течения р. Селеты. Бюлл. Моск. об-ва исп. прир., 1953, № 1.
- Батурин В. С. Фазы тектогенеза Тельбесского района Горной Шории. Пробл. сов. геол., 1936, № 7.
- Безруков П. Л. Пластовые фосфаты Кара-Тау. Изв. АН КазССР, Алма-Ата, 1940, вып. 1.
- Белов П. С. и др. Отчет Джаманбетской ГПП за 1938—1939 гг. Фонды Каззолото.
- Белоусов В. В. Ритм колебательных движений земной коры. Изв. АН СССР, сер. геогр. и геофиз. 1940, вып. 4.
- Белоусов В. В. Роль времени в геологических процессах. Природа, 1942, № 1—2.
- Белоусов В. В. О геологическом строении океанов. Природа, 1942, № 5—6.
- Белоусов В. В. О происхождении складчатости. Сов. геол., 1947, № 16.
- Белоусов В. В. Основные вопросы механизма складкообразования. Бюлл. Моск. общ. исп. прир., отд. геол., 1947, № 2.
- Белоусов В. В. Общая геотектоника. Госгеолиздат, 1948.
- Белоусов В. В. Общие закономерности геотектонического процесса. Изв. АН СССР, сер. геол., 1948, № 5.
- Белоусов В. В. Послойное перераспределение материала в земной коре и складкообразование. Сов. геол., 1949, № 39.
- Белоусов В. В. Вопросы строения и развития земной коры. Природа, 1951, № 9.
- Белоусов В. В. Тектоническое развитие земного шара. Природа, 1952, № 2.
- Беммелен Ван Р. В. Гравитационный тектогенез в системе Зундинских гор. Тр. VIII межд. геол. конгр., II, 1937.
- Березин. Краткий полевой отчет о работах Узун-Чиликской ГРП за лето 1933 г. Фонды Каззолото.
- Беспалов В. Ф. Геологическая карта м. 1:1 000 000 листа М-43 с объяснительной запиской. Гос. Издательство геологической литературы.
- Беспалов В. Ф. Геология с.-в. части листа М-43-Б. 1939. Фонды Казгеолуправления.
- Беспалов В. Ф. Геологическое строение Верхне-Атасуйского района. Матер. по геол. и полезн. ископ. Казахстана, вып. 2. Изд. Каз. геол. упр., 1938.
- Бирин А. В. Предварительный отчет Джорканской ПРП треста Каззолото. 1932. Фонды Каззолото.
- Богданов А. В. Объяснительная записка к подсчету запасов месторождения Бестюбе на 1. I 1941 г. Фонды Казгеолуправления.
- Богданов Л. К. Итоги поисковых и разведочных работ в Ичке-Ульмесском районе. 1933. Фонды Каззолото.
- Богданов А. А., Колотухина З. Е., Трусова И. Ф. Отчет о работе Карагандинского отряда Центрально-комплексной экспедиции АН СССР. 1938. Фонды Казгеолуправления.
- Богданов А. А., Трусова И. Ф. К стратиграфии нижнепалеозойских отложений южной части Кокчетауской области. Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, 1949, № 6.
- Богданов А. А. Новые данные о геологическом строении южной и западной окраины Карагандинского бассейна. Изв. АН СССР, сер. геол. 1939, вып. 4.

- Богданов А. А. Зависимость интенсивности кливажа от мощности пласта. Сов. геол. 1947, № 16.
- Богданов А. А. Палеозойские тектонические структуры южной части Карагандинской области и Чу-Балхашского водораздела. Изв. АН СССР. Тектоника Казахстана, 1948.
- Богомолов Ф. С. Баянаульский гранитный массив и рудные месторождения с ним связанные. 1934, Фонды Каззолото.
- Бок И. И. Кобальтовое месторождение Шарикты в Эркенчиликском районе Акмолинской обл. 1943. Фонды АН КазССР.
- Бок И. И. Ультрасосновые и основные изверженные породы Казахстана. Изв. АН КазССР, 1945, № 6—7.
- Бороденко. Предварительный отчет о работе Сталинской ПРП. 1932. Фонды Каззолото.
- Борсук Б. И. Основные черты геологического строения палеозойского фундамента Бет-Пак-Дала. Изв. АН КазССР, сер. геол., 1949, вып. 11, № 70.
- Борукаев Р. А. Генеральный проект медно-молибденового месторождения Бошекуль. 1944. Фонды АН КазССР.
- Борукаев Р. А., Бандалетов С. М., Ляпичев Г. Ф., Никитин И. Ф. Геология и полезные ископаемые Одакской зоны турмалинизации. 1953. Фонды АН КазССР.
- Борукаев Р. А. и др. Геология района Тургайского сурьмяного месторождения. 1951. Фонды ИГН АН КазССР.
- Борукаев Р. А., Бандалетов С. М., Ляпичев Г. Ф., Мухамеджанов С., Никитин И. Ф. Объяснительная записка к листу М-43-IX. 1953. Фонды АН КазССР.
- Борукаев Р. А., Бандалетов С. М., Ляпичев Г. Ф., Никитин И. Ф. Объяснительная записка к листу М-43-VIII, 1954. Фонды АН КазССР.
- Борукаев Р. А. Допалеозой северо-востока Сары-Арка. Изв. АН КазССР, сер. геол., 1951, вып. 14.
- Борукаев Р. А. и Ившин Н. К. Средний кембрий Казахстана. Изв. АН КазССР, сер. геол., 1952, вып. 15.
- Борукаев Р. А. Пути использования горных богатств Павлодарской области. Вестник КазФАН СССР, 1945, № 4/7.
- Борукаев Р. А. К вопросу о кембрийском возрасте интрузий и связанных с ними месторождений. Вестник КазФАН СССР, 1946, № 4.
- Борукаев Р. А. К стратиграфии нижнего палеозоя С.-В. Казахстана. Изв. АН СССР, сер. геол., 1948, вып. 9.
- Борукаев Р. А. Салаирский тектогенез в С.-В. Казахстане. Изв. АН КазССР, сер. геол., 1949, вып. 11.
- Борукаев Р. А. Формации допалеозоя и нижнего палеозоя северо-востока Центрального Казахстана. Юбил. сб., посвящ. В. А. Обручеву. Изд. АН КазССР, 1949.
- Борукаев Р. А. Допалеозой и нижний палеозой северо-востока Центрального Казахстана. Монографии в 3 частях, 1953. Фонды АН КазССР.
- Браженцева А. Ф. Обзорная шлиховая карта Казахстана. Объяснительная записка к листам: М-43-Б, М-44-В, 1948. Фонды Казгеолуправления.
- Бран П. А., Звонцов В. С., Севрюгин Н. А. Отчет Александровской ГРП по работам 1950 г. Западно-Александровское месторождение, 1951. Фонды Казгеолуправления.
- Брешенков, Нечаев, Мешков. Отчет Майкаинской партии треста «Золоторазведка». 1939. Фонды Золоторазведка.

- Бубличенко Н. Л. Отчет о геологической работе в Джусалинской и Экибастузской группах медных месторождений за 1942—1943 гг. Фонды АН КазССР.
- Бубличенко Н. Л. Заметка о нижнем палеозое хребта Каратау. Пробл. сов. геол., том V, № 11, 1935.
- Бубнов С. Геология Европы, 1935.
- Быков Г. Е. Геологическое строение южной части бассейна р. Терс-Аккан. Тр. Казгеолтреста, выпуск 2, 1936.
- Быков Г. Е. К строению Тургайского пролива. Пробл. сов. геол., 1937, № 8.
- Вассоевич Н. Б. Флиш и методика его изучения. Гостоптехиздат, 1948.
- Вассоевич Н. Б. Условия образования флиша. Гостоптехиздат, 1951.
- Вассоевич Н. Б. Слоистость в свете учения об осадочной дифференциации. Изв. АН СССР, сер. геол., 1950, № 5.
- Вахрамеев В. А. Геологические исследования в Северо-Восточном Прибалхашье. Бюлл. Моск. общ. испыт. природы, отд. геол., 1941, 19, № 1—2.
- Вебер В. Н. Верхне-ордовичские трилобиты из Киргизской степи и Кузнецкого бассейна. Изв. геол. ком., 1928, т. XVII, № 3.
- Вебер В. Н. Трилобиты Туркестана. Изд. ВГРО, 1932.
- Вильцинг Э. К. Геологическое строение среднего течения р. Селеты, 1945. Фонды Казгеолуправления.
- Вильцинг Э. К., Хромых П. М. Геологическое строение междуречья Оленты—Шидерты л. М-43-28 и 40, ч. II, 1949. Фонды Казгеолуправления.
- Винкман М. К. Структура и стратиграфия древних толщ Катунского и горстантиклинального выступа на Северном Алтае. Тр. Горно-геол. ин-та Зап.-Сиб. фил. Изд. АН СССР, вып. 2, 1948.
- Водорезов Г. И., Кассин Н. Г., Медоев Г. Ц. Общая геологическая карта Казахстана. Описание Средне-Чидертинского и Улентинского листов. 1933, вып. 318.
- Водорезов Г. И. Описание Акмолинского и Еремантауского градусо-листов общей геол. карты Казахстана. Материалы по геологии и полезным ископаемым Казахстана, вып. 3, 1938.
- Водорезов Г. И. Докембрий Мугодзар. Изв. АН КазССР, 1952, № 15.
- Водорезов Г. И. К геологии Южных Мугодзар в связи с месторождениями железных шляп. Матер. по геол. и полезн. ископ. Казахстана, № 1, 1936.
- Волкова М. С. Геологическое строение западной части Есильского района Казахской республики. Тр. Казгеолтреста, вып. I. Изд. Казгеолуправления, 1936, № 1.
- Вологдин А. Г. О возрасте нижнепалеозойских свит Зап. Саяна. Вестн. Зап.-Сиб. геол.-гидро-геод. треста, 1934, № 4.
- Вольфсон Ф. И. Материалы к характеристике некоторых медных и полиметаллических месторождений Центрального Казахстана. Отчет полиметаллического отряда ЦККЭ АН СССР по полевым работам 1939. Фонды АН КазССР.
- Вольфсон Ф. И. Полиметаллические месторождения Центрального Казахстана. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, 1949. Изд. АН СССР.
- Вольфсон Ф. И. Отношение оруденения эндогенных месторождений к крупным тектоническим нарушениям. Изв. АН СССР, сер. геол. 1938, № 6.
- Вольфсон Ф. И. и Лукин Л. Некоторые итоги в изучении структур рудных месторождений СССР. Изв. АН СССР, сер. геол., 1948, № 1.
- Высоцкий Н. К. Геологические исследования в 1894 г. в киргизской степи и на Иртыше. Геологические исследования по линии Сибирской ж. д., вып. 1.

- Гапеев А. А. К вопросу об Экибастузском и Прииртышских месторождениях каменного угля. Геол. ком. матер. по общ. и прикл. геол., 1920, вып. 44.
- Гапеев А. А. О некоторых каменноугольных месторождениях вдоль линии Сибирской дороги. Геол. ком. матер. по общей и прикл. геол., 1922, вып. 58.
- Гзовский М. В. Некоторые особенности колебательных движений в геосинклиналях. Изв. АН СССР, сер. геол., 1948, № 6.
- Гиммельфарб Б. М. Фосфоритносный бассейн Каратау и перспективы его освоения. Сов. геол., 1946, № 10.
- Глазковская А. В., Кропоткин П. Н. Граниты среднего течения р. Селеты. Изв. АН СССР, сер. геол., 1940, вып. 2.
- Голубенцев К. М. Полезные ископаемые и горно-промышленные центры Степного края. 1924—1925 гг. Омск. Фонды Казгеолуправления.
- Гольдон, Володин. Предварительный отчет Северо-Казахстанской экспедиции треста «Золоторазведка» за 1947 г. Фонды Золоторазведки.
- Гоньшакова В. И. О метаморфизме нижнепалеозойских зеленокаменных пород Центрального Казахстана. Сов. геол., 1940, № 11.
- Гореванов Е. И. Древняя золотоносная интрузия Кузнецкого Алатау. Вестн. Зап.-Сиб. геол. гидро-геод. треста, 1934, № 1.
- Громов Д. И. Геологический отчет по ПР работам летом 1933 г. Фонды Каззолото.
- Громов Д. И. Предварительный годовой отчет по Ерементауской ГРП партии, 1932. Фонды Казгеолуправления.
- Грунвальд В. П., Тупицин Н. В. и др. Геолого-промышленный отчет по работам Баянаульской экспедиции за 1947 г. Фонды конторы Каззолоторазведка. Семипалатинск.
- Груще П. А. Тектоника восточной части Северного Тянь-Шаня. Тр. XVII межд. геол. конгр., II, 1937.
- Гуцевич В. П. Отчет о работе Сев. Баянаульской ГРП, 1928. Фонды Казгеолуправления.
- Дербигов И. В. Тейско-Тузухский железорудный район Куз. Алатау. Матер. по геол. Зап.-Сиб. края, 1935, № 26.
- Дербигов И. В. Ново-Урское полиметаллическое месторождение Салаира. Матер. по геол. Зап.-Сиб. края, 1937, № 42.
- Диссель А. Э. и др. Отчет Токаревско-Осокаровской п/с партии за 1952 г. 1953. Фонды Карагандинского геологического управления.
- Додин А. Л. Кембрийские карбонатные отложения Усинского района. Сов. геол., 1941, № 3.
- Дыбков В. Ф. Окончательный отчет о работе магнетитовой поисковой партии в 1936 г. 1937. Фонды Казгеолуправления.
- Дюгаев И. В., Анкинович С. Г., Анкинович Е. А. Полиметаллические месторождения Центрального Казахстана, 1940. Фонды Казгеолуправления.
- Егоров А. И. Тениз-Коржункульский угленосный бассейн. Сб. матер. по геологии и полезн. ископаемым Казахстана, № 1, 1931.
- Елисеев Н. А. Геологический очерк Калбы. Тр. Казах. базы АН СССР, вып. 5 «Большой Алтай». Изд. АН СССР, 1938.
- Елисеев Н. А. К вопросу об изучении металлогении Калбинского хребта в Казахстане. Пробл. сов. геол., 1933, № 6.
- Ершов А. Д. Тектоника рудных полей жильного типа. Сов. геол., 1941, № 4.
- Ечеистов А. И. Баянаульский гранитный массив и рудные месторождения с ним связанные. 1934. Фонды Каззолото.
- Ечеистов А. И. Отчет о поездке на Алкасор. 1933. Фонды треста Каззолото.

- Е ч и с т о в А. И. Отчет по минералогической обработке руд Баянаульской геологоразведочной партии, 1934. Фонды Казгеолуправления.
- З а б е л л о. Паспорт месторождения «С», составленный в 1944 г. Фонды Казгеолуправления.
- З а б е л л о. Паспорт месторождения «Д», 1944. Фонды Казгеолуправления.
- З а в а р и ц к и й А. Н. Колчеданное месторождение Блява на Южном Урале и колчеданные залежи Урала вообще. Тр. Геол. ин-та, т. 5, Изд. АН СССР, 1936.
- З а в а р и ц к и й А. Н. О некоторых особенностях колчеданных месторождений Блява, Сибай, Учалы. Изв. АН СССР, сер. геол., 1943, № 1.
- З а в а р и ц к и й А. Н. О генезисе колчеданных месторождений. Изв. АН СССР, 1943, № 3.
- З а в а р и ц к и й В. А. Некоторые данные о геологии Учалинского колчеданного месторождения. Изв. АН СССР, сер. геол., 1943, № 1.
- З а й ц е в И. С. и Покровская Н. В. Геологическое строение района Тес-Булак в Бет-Пак-Дале. Тр. ИГН АН СССР, сер. геол., 1948, вып. 102.
- З а й ц е в И. С. и Покровская Н. В. О строении смежных частей Зап. Саяна и Тувы. Изв. АН СССР, сер. геол., 1950, № 6.
- З е м л я к о в Б. И. О работе перспективно-поисковой партии ГРО Каззолото, 1933. Фонды Каззолото.
- И в а н о в К. Сообщение об открытии сурьмяного месторождения Джаман-Карасу, 1941. Фонды Казгеолуправления.
- И в а н о в А. С. Отчет о работе Зап. Бестюбинского отряда, 1932. Фонды Каззолото.
- И в а н о в Ф. И. Отчет Александровской поисково-разведочной партии. 1933. Фонды Каззолото.
- И в а н о в Ф. И., Е ч е и с т о в А. И. Баянаульский гранитный массив и рудные месторождения, с ним связанные. 1934. Фонды Каззолото.
- И в а н о в Ф. И. Отчет по Баянаульской геологоразведочной базе за 1933 г. Фонды Казгеолуправления.
- И в а н о в. Отчет Баянаульской ГР базы. 1934. Фонды Казгеолуправления.
- И в а ш е н ц е в А. Г. Отчет Джуван-Тюбинской ГРП треста Каззолото, 1933. Фонды Каззолото.
- И в а ш е н к о. Отчет о геофизических работах месторождения Таукен. 1933. Фонды Каззолото.
- И в е р с к и й А. П. Отчет централизованной ГПП треста Каззолото за 1948 г. 1949. Фонды Каззолото.
- И в ш и н Н. К. Майданский фаунистический горизонт среднего кембрия Казахстана. Изв. АН КазССР, сер. геол., 1950, вып. 14.
- И в ш и н Н. К. Среднекембрийские трилобиты Бошекуля (С.-В. Казахстана) Тр. АН КазССР. Изд. АН КазССР, 1952.
- И в ш и н Н. К. Куяндинский фаунистический горизонт верхнего кембрия междуручья Оленты — Шидерты. Изв. АН КазССР, 1953, № 16.
- И п а т о в А. Я., П о л т а в ц е в а Н. В., Ч у б д а р о в Н. М. Геологическое строение западной части Баянаульского района Павлодарской обл. (Отчет по работам Баянаульской поисково-съёмочной партии за 1950 г.), ч. II. Фонды Казгеолуправления.
- К а л у г и н А. С. Результаты работы ЗСГУ в 1946 г. по геологической карте. Вестник ЗСГУ, 1947, № 1—2.
- К а с с и н Н. Г. Краткий геологический очерк С.-В. Казахстана. Тр. ГГРУ, ВСНХ, вып. 165, 1931.
- К а с с и н Н. Г. Заметка о медных месторождениях Коджан-Чадского и Джамбулдинского районов Киргизской степи. Известия Геолкома, 1927 г., том X и XI, 1928, № 8.
- К а с с и н Н. Г. Отчет о деятельности Геологического комитета за 1926—1927 гг. 1929. Фонды Каззолото.

- Кассин Н. Г., Яговкин И. С. Сборник «Главнейшие медные, свинцовые и цинковые месторождения СССР», 1931.
- Кассин Н. Г. Связь вулканизма и металлогенеза с тектоническими структурами Казахстана. Изд. ЦНИГРИ, 1937.
- Кассин Н. Г. Общая геологическая карта Казахстана. Описание Баянаульского и Верхне-Чидертинского листов. Тр. ГГРУ, ВСНХ СССР, вып. 110, 1931.
- Кассин Н. Г., Русаков М. П., Яговкин И. С. Медные месторождения С.-В. Казахстана. Сб. «Главнейшие медные, свинцовые и цинковые месторождения СССР», 1931.
- Кассин Н. Г. Геологический очерк Баянаульского и Чидертинского листов. 1931.
- Кассин Н. Г. Заключение по вопросу золотоносности месторождения Майкаинской геологоразведочной базы. 1933. Фонды Каззолото.
- Кассин Н. Г. Проявление вулканизма в Северном Казахстане. Изв. ВГРО, 1931, вып. 83.
- Кассин Н. Г. Итоги геологического изучения Казахстана за годы советской власти. Проблемы сов. геол., 1933, № 10.
- Кассин Н. Г. Очерк тектоники Казахстана. Пробл. сов. геол., 1934, № 6.
- Кассин Н. Г. Вулканизм Казахстана. Пробл. сов. геол., 1934, № 9.
- Кассин Н. Г. О древних долинах в Центральном Казахстане. Пробл. сов. геол., 1936, № 1.
- Кассин Н. Г. Новые данные о строении Западно-Сиб. низменности, Тургайской и Иртышской впадин. Пробл. сов. геол., 1937, № 7.
- Кассин Н. Г. Докембрий Казахстана. Сов. геол., 1938, № 11.
- Кассин Н. Г. и др. Геология СССР, т. 20, Восточный Казахстан, 1941.
- Кассин Н. Г. Материалы по палеогеографии Казахстана. Изв. АН КазССР, 1947.
- Кассин Н. Г. Развитие геологических структур Казахстана. Изв. АН КазССР, 1951, вып. 114.
- Кассин Н. Г. и Борукаев Р. А. Бошекульское медное месторождение. Изв. ГГРУ, 1931, вып. 38.
- Кассин Н. Г. и Борукаев Р. А. Бошекульское месторождение. Разведка недр. 1933, № 17.
- Кассин Н. Г. Очерк гидрогеологии сев.-вост. части Казахстана и прилегающих к нему частей Сибирского края. Изд. Геол. ком. «Подземные воды СССР», 1934, № 6.
- Кашин С. А. Проблема медных вкрапленных руд на Урале, связанных с габроидными породами. Сов. геол. 1941, № 2.
- Квачкина Н. П. Паспорт месторождения Даулбай. 1943. Фонды Казгеолуправления.
- Квятковский Р. Э. Геологическое описание Селеты-Степняковского золоторудного района. 1937. Фонды Казгеолуправления.
- Квятковский Р. Э. Отчет Семиз-Бугинской геолого-съемочной партии по работам 1945 г., Фонды Казгеолуправления.
- Квятковский Р. Э. Геологическое описание Селеты-Степняковского района. Алма-Ата, Каз. гос. издат. 1941.
- Келлер Б. М. О значении мощностей при тектонических построениях. Изв. АН СССР, сер. геол., 1948, № 6.
- Келлер Б. М. Стратиграфические подразделения. Изв. АН СССР, сер. геол., 1950, № 6.
- Келлер Б. М. Верхнемеловой флиш на Зап. Кавказе. Тр. Ин-та геол. АН СССР, вып. 42, 1940.
- Келлер Б. М. Флишевая формация палеозоя в Зилаирском синклинии на Южном Урале. Тр. ГИН, вып. 104, 1949. Изд. АН СССР.
- Керенский И. Е., Утробин А. И. Отчет ревизионной партии на железу за 1948 г. Фонды Казгеолуправления.

- Кислицин Е. П. Геолого-промышленный отчет Найза-Тасской (Еремантауской) партии ЦКЭ за 1948 г. Фонды конторы Каззолоторазведка.
- Кислицин Е. П. Отчет по разведочным работам 1949 г. Фонды Каззолоторазведка, Семипалатинск.
- Климов А. В., Кайзер А. О. и др. Отчет Восточно-Казахстанской ревизионной партии за 1949 г., ч. I, 1951. Фонды Казгеолуправления.
- Ключанский Н. Г., Суетин И. С. Отчет по горным и геологоразведочным работам Тургайского сурьмяного комбината № 1943 г. Фонды Казгеолуправления.
- Козырев А. А. Гидрогеологическое описание южной части Акмолинской области. Изд. Отд. зем. улучш. СПб., 1911.
- Козеренко В. Н. К стратиграфии и тектонике палеозойских и докембрийских отложений северной зоны Тянь-Шаня. Изв. АН СССР, сер. геол., 1948, № 2.
- Коптев-Дворников. История вулканизма Центрального Казахстана в палеозое. Материалы по геол. Центрального Казахстана (СОПС. Итоги работ Центр. Каз. комплексной экспедиции, 1936—1937 гг.). Изд. АН СССР, 1940.
- Коптев-Дворников. К вопросу о некоторых закономерностях формирования интрузивных комплексов (на примере Центрального Казахстана). Изв. АН СССР, сер. геол., 1952, № 4.
- Корейшо П. Г. Полевой отчет о работе Степняковской ГСП за 1939 г. Фонды Казгеолуправления.
- Коржинский Д. С. Геология и петрология Экибастузского района КазССР, 1932. Тр. Всес. геолого-разв. объедин., 1932, вып. 155.
- Коржинский Д. С. Аягуз-Иртышский водораздел к востоку от хр. Чингиз. Тр. ВГРО, вып. 108, 1932.
- Коржинский Д. С. Геология и петрография Экибастузского района, Казахская АССР (градусо-лист 45—46° в. д. от Пулково и 51—52° с. ш.). Тр. ВГРО, вып. 155, 1932.
- Коровин М. К. О древнем массиве Тоболии в Западной Сибири. Тр. Зап.-Сиб. фил. АН СССР, вып. 12, 1952.
- Костенко Н. Н. Геологическое строение гор Кандыктас. 1947. Фонды, Казгеолуправления.
- Котульский В. К. Медные и полиметаллические месторождения Майкаина в Киргизской степи. Геол. ком. матер. по общ. и прикл. геол., вып. 85, 1928.
- Кочуров В. В. и Сулоева В. И. Новые золоторудные районы Казахстана. Сов. геол., 1941, № 2.
- Кочуров, Макрозин, Паукер. Отчет Казахстанской поисковой партии. 1940. Фонды Казгеолуправления.
- Кочуров В. Б. Тектоника и металлогения сев.-вост. части Центрального Казахстана. Изд. АН СССР. 1948.
- Краснопеева П. С. Основные комплексы археоциат. Зап.-Сиб. Вестник ЗСГУ, 1947, № 6.
- Краснопеева П. С. Палеонтологические данные для сопоставления некоторых свит докембрия Кузнецкого Алатау. Вопросы геологии Сибири. АН СССР. Сб., посв. памяти академика М. А. Усова. Том. I, изд. АН СССР, 1945.
- Краснопеева П. С. Некоторые стоматолиты протерозоя Кабырзинского района Горной Шории. Тр. Горно-геол. ин-та Зап.Сиб. фил. АН СССР, вып. 2, 1948. Изд. АН СССР.
- Краснопольский А. М. Геологические исследования в Киргизской степи (краткий предварит. отчет). Горный журнал, 1895 г., том III, гл. 7.

- Краснопольский А. М. Медные руды Киргизских степей. Естественные производит. силы России. 1917, т. IV, вып. 7.
- Кропоткин П. Н. Тектоника и металлогения с.-в. Казахстанского золоторудного района. 1939 г. Фонды Казгеолуправления.
- Кропоткин П. Н. Основные проблемы энергетики тектонических процессов. Изв. АН СССР, сер. геол., 1948, № 5.
- Кропоткин П. Н. Тектоника, стратиграфия и металлогения Сев. Казахстана. Тектоника Казахстана. Изд. АН СССР, 1948.
- Кропоткин П. Н. Строение складчатого фундамента Центрального Казахстана. Тр. ИГН АН СССР, вып. 108 (№ 36), 1950.
- Кропоткин П. Н. Значение тектонических процессов для образования кислых магм. Изв. АН СССР, 1941.
- Кропоткин П. Н. Пути развития советской геотектоники за годы Сталинской пятилетки. Изв. АН СССР, 1950, № 1.
- Кропоткин П. Н. Современные геофизические данные о строении земли и проблема происхождения магмы. Изв. АН СССР, 1953, № 1.
- Кудрявцев Г. А. Область сопряжения Зап. Саяна и Тувы. Бюлл. Моск. об-ва. исп. прир., отд. геол., т. 24, 1949, вып. 6.
- Кудрявцев Г. А. Еще об области сопряжения Зап. Саяна и Тувы. Бюлл. Моск. об-ва исп. прир., отд. геол., т. 27 (1), 1952.
- Кузнецов В. А. К проблеме происхождения магматич. пород. Изв. АН СССР, 1953, № 1.
- Кузнецов В. А. Новые данные по геологии Западного Саяна. Вестн. Зап.-Сиб. геол.-гидр.-геод. треста, 1934, № 2.
- Кузнецов В. А. Геологическое строение и полезные ископаемые Тайдоно-Терсинского района зап. склона Кузнецкого Алатау. Матер. по геол. Зап. Сибири № 10 (52), 1940.
- Кузнецов В. А. Тектоника стыка Кузнецкого Алатау, Алтая и Зап. Саяна (Доклады). Научно-техн. конференции Томского инд. ин-та, 1940.
- Кузнецов В. А. Новые данные о геологическом строении Тувы. Изв. АН СССР, сер. геол., 1946, № 5.
- Кузнецов В. А. Гипербазитовые пояса Саяно-Алтайской горной системы. ДАН СССР, 1948, т. 60, № 2.
- Кузнецов В. А. Докембрий в Горном Алтае. Тр. Горно-геол. ин-та Зап.-Сиб. фил. АН СССР, вып. 2, 1948.
- Кузнецов П. И., Глебова Л. А. Геологический отчет по работам 1951 г. на Тургайском сурьмяном месторождении. Фонды Казгеотуправления.
- Кузнецов В. А. Тектоника Зап. Тувы на стыке с Горным Алтаем. Изв. АН СССР, сер. геол. 1948, № 1.
- Кузнецов В. А. Схема тектоники Тувы и положение ее в структуре Алтая-Саянской горной системы. ДАН СССР, т. 64, № 4, 1949.
- Кузнецов В. А. О зоне сопряжения Западного Саяна и Тувы. Изв. АН СССР, сер. геол., 1950, № 6.
- Кузнецов В. А. Южные районы Алтая и Саянской горной области. Тр. Лаб. геол. докембрия АН СССР, вып. 1, 1952.
- Кузнецов В. А. Основные этапы геотектонического развития юга Алтая-Саянской горной области. Тр. Горно-геол. ин-та Зап.-Сиб. фил. АН СССР, 1952, вып. 12. Изд. АН СССР.
- Кузнецов В. А. Докембрий Урала. Тр. XVII межд. геол. конгр., II, 1937.
- Кузнецов В. А. Докембрий Кавказа. Тр. XVII Межд. геол. конгр., II, 1937.
- Кузнецов В. А. Геологическое строение Абаканского железорудного месторождения. Изв. Зап.-Сиб. отд. Геолкома, т. XIV, 1929, вып. 3.
- Кузнецов В. А. Геология района г. Красноярска. Изв. Зап.-Сиб. геол. разв. треста, том XII, 1932, вып. 2.

- Кузнецов В. А. Стратиграфия докембрия южной части Енисейского края. Доклады научно-техн. конференции Томского инд. ин-та, 1940.
- Кузнецов В. А. Петрология докембрия Южно-Енисейского края. Матер. по геол. Зап.-Сиб. геолуправления № 15 (57), 1941.
- Кузнецов В. А. Верхний протерозой восточной окраины Енисейского края. Вестник. Зап.-Сиб. геол. управления № 1—2, 1941.
- Кузнецов В. А. Енисейский край. Тр. Лаб. геол. докембрия АН СССР, вып. 1, 1952. Изд. АН СССР.
- Куликов П. А., Пастушенко. Отчет ОРП за 1950 г. Фонды Казгеолуправления.
- Курек Н. Н. Геологическая карта Рудного Алтая. Планшет XI-2 и XI-1. Матер. по геолог. Рудного Алтая, 1939.
- Кушев Г. Л. Геологическое строение Карагандинского бассейна по новейшим данным. 1951. Фонды АН КазССР.
- Лавров В. В. Предварительные результаты полевых исследований третичных толщ Северного Казахстана в 1952 г. Фонды АН КазССР.
- Лебедева З. А. Основные черты геологии Тувы. Тр. Монг. ком. АН СССР, № 26, Изд. АН СССР, 1938.
- Леонтьев А. А. Отчет о работе Баянаульской электроразв. партии в Павлодарском и Семипалатинском районах. 1927. Фонды Казгеолуправления.
- Лермонтова Е. В. Атлас руководящих форм ископаемых фаун СССР, том I, кембрий (глава о трилобитах). Госгеолиздат, 1940.
- Лермонтова Е. В. Верхнекембрийские трилобиты и брахиоподы Бошекуля. Госгеолиздат, 1951.
- Лермонтова Е. В. и Разумовский Н. К. О древнейших отложениях Урала (нижний силур и кембрий в окрестностях д. Кидрясово на Южном Урале). Зап. Росс. минералогич. общества, ч. XII, 1939, № 1.
- Лисогор Н. А. Ордовичские трилобиты Кандыктаса, 1949. Фонды АН КазССР.
- Лодочников В. Н. Материалы по петрографии зап. части северных склонов Русского Тарбогатая. Изв. ГК, т. XXII, 1928, № 3.
- Лозовский М. Полевой отчет по работе Койтасской ГРП, 1933. Фонды Каззолото.
- Лурье М. Л. и Обручев С. В. Геологические исследования в с.-в. Туве. Изв. АН СССР, сер. геол., 1948, № 4.
- Лурье М. Л. и Обручев С. В. Стратиграфия кембрия Восточного Саяна и бассейна Джиды. Изв. АН СССР, сер. геол., 1952, № 1.
- Ляпичев Г. Ф. Интрузивные комплексы Бошекульского района (Сев.-Вост. Казахстан). Труды ИГН КазССР. Изд. АН КазССР, 1952.
- Малых В. С. Описание месторождений золота, связанных со вторично-кварцевой формацией и массивов вторичных кварцитов. 1948. Фонды конторы Каззолоторазведка.
- Малых В. С. Приложение к карте геологической изученности на золото Восточного Казахстана 1948. Фонды Казгеолуправления.
- Маркова Н. Г. Тектоника чингизской зоны северо-восточного Казахстана. Диссертация. 1944. Фонды Геол. ин-та АН СССР.
- Маслов В. П. К вопросу о значении строматолитов как указателей геологического возраста вмещающих формаций. Вопросы геол. Сибири, Изд. АН СССР, том I, 1945.
- Маслов В. П. Находка зеленых водорослей в палеозое Казахстана. Пробл. палеонт., т. V, 1939.
- Маслов В. П. О составе кембрийских отложений Центральной Тувы. Изв. АН СССР, сер. геол., 1947, № 3.

- М а с т р ю к о в а П. Н. Краткий отчет о геологоразведочных работах по Коджанчадской и Экибастузской группам медных месторождений за 1950—1952 гг. 1952. Фонды Казгеолуправления.
- М а ш а н о в А. Ж. Отчет о работе ртутного отряда в Тургайском районе, 1943 г. Фонды АН КазССР.
- М е д о е в Г. Ц. Геологическое строение южной окраины Карагандинского бассейна. Матер. по геол. и полезн. ископ. Казахстана, вып. 8. Каз. геол. упр., 1939.
- М е й с т е р А. К. Экибастузское каменноугольное месторождение. Геол. иссл. и раз. раб. по линии Сиб. жел. дор., XIX, 1898.
- М е й с т е р А. К. Кембрий в киргизских степях. Вестник ГК, 1925, т. I, № 1—3.
- М е й с т е р А. К. Хребет Чингиз и река Чаган. Тр. ВГРО, 1932, вып. 223.
- М е р к у л о в П. Л. К геологии С.-В. Казахстана (Сарысу-Тенизский водораздел). Пробл. сов. геол., 1938, № 3.
- М е р к у л о в П. Л. и Репкина А. Е. Геологическая карта западной части Арало-Иртышского водораздела. Матер. геол. пол. иск. Казахстана, вып. 6, 1938.
- М е ш к о в, Волков, Студенецкий. Отчет Майзузекской ГРП по работам за 1940 г. Фонды Казгеолуправления.
- М е ш к о в. Полевой отчет Джангабульской ГРП треста Золоторазведка, 1939. Фонды Казгеолуправления.
- М и л л е р Е. Е. Предварительный отчет Сатпакской геологической партии за 1932 г. Фонды Казгеолуправления.
- М и л л е р Е. Е. Эффузивный комплекс нижнего кембрия в районе Бошекульского месторождения в Казахстане. Изв. АН КазССР, сер. геол., 1949, вып. 10.
- М и л л е р Е. Е. Кембрийский интрузивный комплекс. Сборник «Гранитные интрузии Казахстана», Изд. АН КазССР, 1950.
- М и л л е р Е. Е. Петрохимический характер протерозойских и нижнепалеозойских эффузивов северной части Центрального Казахстана. Изв. АН КазССР, сер. геол., 1951, вып. 13.
- М и л л е р Е. Е. Петрохимический характер протерозойских и нижнепалеозойских эффузивов в северной части Центрального Казахстана. Изв. АН КазССР, сер. геол., 1950, вып. 13.
- М и т р о п о л ь с к и й Б. С. Медные и полиметаллические месторождения Центрального и Северного Казахстана, ч. I, месторождения Акмолинской обл., 1942.
- М и х а й л о в, Кадыров. Второй маршрут Бестюбинского поискового отряда первой Селетинской геолого-поисковой партии за 1932 г. Фонды Казгеолуправления.
- М и х а й л о в Н. П. Геологическое строение Муржик-Дагеленского района (окончательный отчет по работам 1944 г.), 1945. Фонды Казгеолуправления.
- М и х а й л о в И. Отчет о работах электроразведочной партии по методу индукции в Киргизской степи, 1930. Фонды Казгеолуправления.
- М и х а й л о в А. Е. К вопросу о стратиграфии и тектонике палеозоя в Атбасарском районе Сев. Казахстана. Бюлл. Моск. об-ва исп. прир. 1953, № 2.
- М о н и ч В. К. Геология и петрология района Мрасских порогов в Горной Шории. Материалы по геологии Зап. Сиб. № 1 (43), 1938.
- М о н и ч В. К. Докембрийский сфиолитовый пояс Кузнецкого Алатау. ДАН СССР, т. XXX, 1941, № 2.
- М о н и ч В. К. Баянаульский гранитный массив (предварит. отчет по работам 1944 г.). Фонды Казгеолуправления.
- Н а к о в н и к Н. И. Вторичные кварциты и их руды. Труды ЦНИГРИ, 1936.
- Н а л и в к и н Д. В. Тектоника Памира. Тр. XVII Межд. геол. конгр. II 1937.

- Наливкин Д. В. Фации скал и обвалов. Пробл. сов. геол., 1937, № 2.
- Неелов А. Н., Ипатов А. Я. Геологическое строение среднего течения р. Селеты (лист N-43-XXXII). Отчет за 1948 г., ч. I, 1949. Фонды Казгеолуправления.
- Неелов А. Н., Масайтис В. Л. Отчет Невцветаевской ГСП по работам 1949 г. Акмолинской обл. КазССР, ч. II. Фонды Казгеолуправления.
- Немков Г. И. К вопросу о пересечении каледонской складчатости герцинской в Центральном Казахстане. Бюлл. Моск. об-ва исп. прир. 1953, № 2.
- Нестеров Э. А. Полевые материалы Северо-Казахстанской экспедиции ИГН АН КазССР 1953. Фонды АН КазССР.
- Нехорошев В. П. Геологический очерк Алтая. Очерки по геологии Сибири. Геол. ин-т АН СССР, 1932. Изд. АН СССР.
- Нехорошев В. П. Геологическое строение северного склона хребта Саура. Зап. Всеросс. мин. общ., ч. 63, 1933.
- Нехорошев В. П. Геология Зап. Сибири по новейшим данным. Геол. изд. ГРУ, 1931.
- Нехорошев В. П. Тектоника Алтая. Тр. XVII межд. геол. конгр. 1937.
- Нехорошев В. П. О «докембрии» Алтая и о возрасте Иртышского метаморфического комплекса. Зап. Всеросс. минерал. общ. XVIII, вып. 3, 1939.
- Нечаев Н. Н. Геологическое описание и подсчет запасов на I. I 1941 г. по месторождению Торт-Кудук. Фонды ГРО треста Майкаинзолото.
- Нечаев Н. Н. Отчет Селетинской ГПП Баянаульской экспедиции за 1946 г. (трест Золоторазведка). Фонды Казгеолуправления.
- Никитин Г. А. Паспорт месторождения на I. I 1945 г. Фонды Казгеолуправления.
- Никитин Г. А. Паспорт месторождения «Большой Майкаин» на 18. II 1945 г. Фонды Казгеолуправления.
- Никитин И. Ф. Полевые материалы Северо-Казахстанской экспедиции (ИГН АН КазССР). Фонды АН КазССР.
- Николаев В. А. Докембрий Средней Азии и Казахстана. Тр. XVII межд. геол. конгр., 1937.
- Николаев В. А. О взаимоотношениях между Северным и Центральным Тянь-Шанем. Тр. XVII Межд. геол. конгр., II, 1937.
- Николаев В. А. Средняя Азия. Тр. лаб. геол. докембрия АН СССР, вып. I. Изд. АН СССР, 1952.
- Николаев В. А. Докембрий Средней Азии. Стратиграфия, т. I. Изд. АН СССР, 1939.
- Николаев В. А. Вулканизм в геологической истории Тянь-Шаня. Тр. III Всес. съезда геологов, Ташкент, 1930.
- Николаев В. А. О каледонской складчатости и других вопросах геологии Тянь-Шаня. Пробл. сов. геол., № 1, 1937.
- Николаев В. А. О некоторых чертах строения и развития подвижных поясов земной коры. Изв. АН СССР, сер. геол., 1953, № 2.
- Новохатский И. П. Тургайское сурьмяное месторождение. 1935. Фонды АН КазССР.
- Объяснительная записка к сводке запасов сурьмы на I. I 1943 г. по КазССР. Фонды Казгеолуправления.
- Обручев В. А. Алтайские этюды, II. О тектонике Русского Алтая. Землеведение, кн. 3, 1915.
- Обручев В. А. Геологический обзор золотоносных районов Сибири. Золото и платина. 1911—1917.
- Обручев В. А. Геология Сибири. Том III. Изд. АН СССР, 1938.
- Обручев В. А. Распространение докембрия в Зап. Сибири. Стратиграфия СССР, т. I, 1939.

- Обручев В. А. Докембрий Северо-Восточного Казахстана (Киргизской степи). Стратиграфия СССР, т. I, 1939.
- Обручев В. А. Докембрий Сибири (краткий сводный очерк). Тр. XVII Межд. геол. конгр., 1939.
- Обручев В. А. Докембрий Восточного Саяна. Стратиграфия СССР, т. I, 1939.
- Обручев В. А. Пульсационная гипотеза геотектоники. Изв. АН СССР, сер. геол., 1940, № 1.
- Обручев В. А. О некоторых основных вопросах геологии Центральной Азии. Вопросы геологии Сибири. Изд. АН СССР, т. I, 1945.
- Обручев В. А. Очерк тектоники Северо-Восточной Азии. Сборник, посвященный В. А. Обручеву, т. I, Изд. АН СССР, 1938.
- Обручев В. А. Пограничная Джунгария. Отчет о путешествиях, совершенных в 1905, 1906, 1909 гг. на средства Томского технологич. ин-та, т. I. Путевые наблюдения, вып. I, Томск, 1912.
- Обручев В. А. Основные черты кинетики и пластики неотектоники. Изв. АН СССР, сер. геол., 1948, № 5.
- Олли А. И. Характер кембрийского бассейна на южном Урале. Сов. геол., 1945, № 6.
- Ошурков Н. Н., Штифанов П. И. Отчет о результатах попутных поисков на территории восточной части Казахской ССР в 1950 г. Фонды Казгеолуправления.
- Павлов Н. С. Геологические исследования в Кулан-Утмесском районе КазССР. Сб. тр. Казгеолтреста, вып. I, 1936.
- Падалка Г. Л. Геологические и петрографические исследования в Верхне-Токраунском районе Казахской ССР. Тр. ВГРО, вып. 245, 1932.
- Палык В. С. Приложение к карте геологической изученности на золото Восточного Казахстана. 1948. Фонды Каззолоторазведка.
- Пастушенко П. Ф. Отчет о результатах работ особой ревизионной партии за 1951 г. и за период с 1949 по 1951 г. Фонды Казгеолуправления.
- Паукер А. И. Рудная база Майкаина и перспективы ее освоения. Советская золотопромышленность, 1936.
- Паукер А. И. Результаты деятельности Казахстанской экспедиции за 1944 г. Фонды АН КазССР.
- Пейве А. В. Схема тектоники Западного Тянь-Шаня. Изв. АН СССР, сер. геол., 1938.*
- Пейве А. В. Глубинные разломы в геосинклинальных областях. Изв. АН СССР, сер. геол., 1945, № 5.
- Пейве А. В. Асимметрия глубинных тектонических структур Урало-Тяньшанского орогена и происхождение его виргаций. Булл. Моск. об-ва исп. прир., т. XXII, 1947, вып. 5.
- Пейве А. В. Стратиграфия и возраст древних свит Центрального Казахстана и Северного Тянь-Шаня. Изв. АН СССР, сер. геол., 1948, № 3.
- Пейве А. В. Типы и развитие палеозойских структур Урало-Тяньшанской геосинклинальной области. Изв. АН СССР, сер. геол., 1948, № 6.
- Пейве А. В. и Синицын В. М. Некоторые основные вопросы учения о геосинклиналях. Изв. АН СССР, сер. геол., 1950, № 4.
- Петрунин. Предварительный отчет о работе поискового отряда Ичке-Ульмесской ГРП за 1933 г. Фонды Каззолото.
- Перфильев. Полевые данные за 1951 г. Фонды Казгеолуправления.
- Погоня. Геолого-экономическая оценка группы Александровских месторождений треста Майкаин-золото, 1941. Фонды золоторазведки.
- Полетаева О. К. Первая парадоксидовая фауна в Западной Сибири. Научно-техн. конференция Томского инд. ин-та, 1940.
- Полетаева О. К. Об отложениях и фауне в северо-западной части Кузнецкого Алатау. Вопросы геол. Сибири. Сб., посв. памяти академика М. А. Усова, том I. Изд. АН СССР, 1945.

- Полкано́в А. А. Дочетвертичная геология Кольского полуострова и Карелии или наиболее восточной части Фенноскандинавского кристаллического щита. Тр. XVII Межд. геол. конгр. II, 1937.
- Полкано́в А. А. и Герлинг Э. К. Шкала абсолютного летоисчисления геологической истории земли. Изв. АН СССР, сер. геол., 1946, № 2.
- Половинкина Ю. И. Стратиграфия и основные черты тектоники Карсакпайского месторождения железистых кварцитов. Сов. геол., 1948, № 31.
- Поляков И. М., Дмитриевский В. С. Отчет ревизионной партии по работам 1947 г., ч. I. Фонды Казгеолуправления.
- Пономарев Д. Д. Баянаульские силикатные никелевые месторождения. Сводный отчет по работам 1948—1950 гг. 1951. Фонды Казгеолуправления.
- Пономарев Д. Д. Отчет по работам Чакпактасской геологоразведочной никелевой партии 1947 г. Фонды Казгеолуправления.
- Пономарев Д. Д. Отчет Ангренсор-Букомбаевской ГРП по работам 1948 г. Фонды КГУ.
- Попов В. М. Медные месторождения Северного Казахстана. 1929—1932 гг. Фонды Казгеолуправления.
- Попов В. М. Медистые песчаники Центрального Казахстана. 1940. Фонды АН КазССР.
- Попов В. М. Предварительный отчет о работах по медным песчаникам. 1940. Фонды АН КазССР.
- Пустовалов Л. В. Геохимические фации и их значение в общей и прикладной геологии. Пробл. сов. геол., 1933, № 1.
- Пустовалов Л. В. О терригенно-минеральных фациях. Бюлл. Моск. об-ва исп. природы, отд. геол., т. XXII, 1947, вып. 5.
- Пятницкий П. П. Недостатки докембрийской терминологии. Тр. XVII Межд. геол. конгр. II, 1937.
- Радугин К. В. О соотношении кембрия и докембрия в Горной Шории. Пробл. сов. геол., 1937, № 4.
- Радугин К. В. Докембрий Горной Шории. Тр. XVII Межд. геол. конгр., II, 1939.
- Радугин К. В. Докембрий Алтая-Саянской области. Стратиграфия СССР, т. I, 1939. Изд. АН СССР.
- Радугин К. В. Итоги и задачи изучения древнего кембрия Зап. Сибири. Тр. Горно-геол. ин-та Зап.-Сиб. фил. АН СССР, вып. 2. Изд. АН СССР, 1948.
- Радугин К. В. Горная Шория, Кузнецкий Алатау и западная часть Восточного Саяна. Тр. лаб. геол. докембрия АН СССР, вып. I. Изд. АН СССР, 1952.
- Радугин К. В. Новые данные по геологии района Саралинского рудника. Изв. Томск. политех. ин-та, т. 65, 1950, вып. 2.
- Радугин К. В. Разрез древнего палеозоя в районе с. Гурьевка, близ г. Орлиной. Изв. Сиб. отд. геол. ком-та, т. V, 1926, вып. 5.
- Радугин К. В. Новое в геологии древнего палеозоя Горной Шории. Вестник Зап.-Сиб. геол. гидрогеод. треста, 1934, вып. 5.
- Радугин К. В. О фазах тектогенеза среднего и верхнего кембрия. Вопросы геол. Сибири. Сб., посв. памяти академика М. А. Усова, том. I. Изд. АН СССР, 1945.
- Репкина А. Е. К стратиграфии докембрия Казахстана. Пробл. сов. геол., 1941, № 5.
- Реутовский. Полезные ископаемые Сибири, 1905.
- Розанов Л. Н. Колебательные движения и формирование платформенных структур. Сов. геол., 1949, № 39.

- Романовский Г. Д. Краткий очерк исследований Восточной части Киргизской степи Западной Сибири в геологическом и горно-промышленном отношении с 1816 по 1893 г. СПб, 1903.
- Русаков М. Н. Коктас-Джартасский меднорудный район. Фонды Казгеолуправления.
- Русаков М. П. Главнейшие медные месторождения Коктас-Джартасского района в Киргизской степи, как объекты купрометрической съемки и буровой разведки. 1925—1926 гг. Фонды Казгеолуправления.
- Русаков М. П. О рудной базе для проектируемой в Казахстане серно-кислотной промышленности. 1942. Фонды Казгеолуправления.
- Русаков М. П. Геологические исследования в Коктас-Джартасском районе Киргизской степи. Изв. Геолкома, 1926, т. 45, № 47.
- Русаков М. П. Итоги буровых разведок на Коктас-Джартасе в киргизской степи летом 1927 г. Фонды Казгеолуправления.
- Русаков М. П. Краткая объяснительная записка к сводке запасов пирита по КазССР на 1. I 1942 г. Фонды Казгеолуправления.
- Русаков М. П. Успенско-Спасский район Киргизской степи и его минеральные ресурсы (Отчет о поисково-разведочных работах 1927 г.). Фонды Казгеолуправления.
- Русаков М. П., Яговкин И. С. К вопросу о минеральных ресурсах Киргизской степи и об естественном горно-заводском районировании ее. Изв. Геол. ком., 1925 г., т. XI, VII, № 7, (приложение № 16).
- Рябинин В. Н. Хребет Акча-Тау в юго-восточной части Чингиза. Тр. Геол. ком., вып. 129, 1915.
- Сатпаев К. И. О развитии цветной и черной металлургии в районе Карагандинского бассейна. Нар. хоз. Казахстана, 1929, № 6—7.
- Сатпаев К. И. Основные черты геологии и металлогении Джезказганского меднорудного района. Тр. Каз. ФАН СССР, вып. 7, Большой Джезказган. Изд. АН СССР, 1938.
- Севрюгин Н. А., Столяров Ю. А. Геологическое строение с.-в. части Кувского района Карагандинской обл. и западной части Майского района Павлодарской обл. (окончательный отчет I Прииртышской ГСП по съемке в 1947 г.). 1948. Фонды Казгеолуправления.
- Севрюгин Н. А., Радченко И. И. Геологическое строение центральной части Баянаульского района Павлодарской обл. (Окончательный отчет Баянаульской ГСП по работам 1948 г.), т. I, 1949. Фонды Казгеолуправления.
- Севрюгин Н. А., Булак М. Н. Отчет о геолого-поисковых работах на стыке 3-х областей (Семипалатинской, Карагандинской и Павлодарской) в районе между Кузганским и Дегеленским редкометалльными месторождениями (по работам 1943 г.). 1944. Фонды КГУ.
- Севрюгин Н. А., Столяров Ю. А., Радченко И. И. Полезные ископаемые центр. части Баянаульского района Павлодарской обл. (Окончательный отчет по работам Баянаульской ГСП за 1949 г.). Фонды Казгеолуправления.
- Севрюгин Н. А. с авторами. Полезные ископаемые южной части Баянаульского района, 1952., Фонды КГУ.
- Севрюгин Н. А. с соавторами. Полезные ископаемые южной части Баянаульского района Павлодарской обл., ч. II, 1952. Фонды Казгеолуправления.
- Севрюгин Н. А., Столяров Ю. А., Радченко И. И. Полезные ископаемые центральной части Баянаульского района Павлодарской обл., ч. II, 1950. Фонды Казгеолуправления.
- Сенькин М. Д. Отчет Пскем-Угамской ПРП, 1932 г. Фонды Казцветметразведки.
- Сергиев Н. Г. О некоторых закономерностях развития вулканических явлений в Центральном Казахстане. Изв. АН СССР, 1939, № 4.

- Сергиев Н. Г. Эффузивы Центрального Казахстана. Изд. АН КазССР, 1948.
- Сивов А. Г. Кембрий и докембрий Западного Саяна. Тр. Горно-геол. ин-та Зап.-Сиб. фил. АН СССР, вып. 2. Изд. АН СССР, 1948
- Сивов А. Г. Верхний кембрий Саяно-Алтайской области. Тр. первой научн. конф. Томск. гос. Университета по освоению произв. сил Сибири, т. II, 1940.
- Сивов А. Г. Верхнекембрийская арбатская формация Западного Саяна. Изв. Том. политехн. ин-та, вып. 2, том 65, 1950.
- Скворцов Н. П., Кузнецов А. А. Отчет Баянаульской ГПП о работах летом 1936 г. в Центральном Казахстане. Фонды Казцветметразведки.
- Смирняков Н. В. Промышленный отчет Коджан-Чадской ГРП ЦНИГРИ Ин-та металлов ГГРУ по летним работам в 1930 г. в Северном Казахстане, Баянаульском районе. Группа Коджан-Чадских месторождений. Фонды Казгеолуправления.
- Смирняков Н. В., Миллер Е. Е., Борукаев Р. А. и др. Молибденово-медное месторождение Бошекуль, часть III. Полезные ископаемые Сары-Адыр-Бошекульского района, 1938 г. Фонды Казгеолуправления.
- Смирняков Н. В. Полиметаллическое месторождение Торт-Кудук, разраб. молибденово-медное месторождение Бошекуль, 1938. Фонды Казгеолуправления.
- Смирняков Н. В. Предварительный отчет Чидертинской ГРП за 1932 г. Операционный год. Фонды Казгеолуправления.
- Соболев В. С. Материалы по петрографии метаморфических и изверженных пород Карсакапайского района Центрального Казахстана. Зап. всер. мин. общ., ч. 67, 1938.
- Соболева Е. А. Паспорт месторождения «Е» на 16. IX 1944 г.
- Соболева Е. А. Паспорт месторождения на 1. I 1944 г. Фонды Казгеолуправления.
- Соболева Е. А. Паспорт месторождения «Новая жила» на 6. XII 1944 г. Фонды Казгеолуправления.
- Соболева Е. А. Краткая объяснительная записка по работам Майкаинской ГРП. 1946. Фонды Казгеолуправления.
- Солдатова. Паспорт месторождения Торт-Кудук на 1. I 1945 г. Фонды Казгеолуправления.
- Сперанский Б. Ф. Стратиграфическая легенда докембрия. Тр. Горно-геол. ин-та Зап.-Сиб. филиал. АН СССР, вып. 2. Изд. АН СССР, 1948.
- Сперанский Б. Ф. Геология Салаирского кряжа. Тр. XVII Межд. геол. конгр., 1939.
- Старик И. Е. Отчет о поисково-ревизионных работах Кызыл-Тау Баянаульской партии на радиакт. элементы в Центральном Казахстане, 1945. Фонды Казгеолуправления.
- Старостина З. М. и Красильников Б. Н. О стратиграфии нижнего палеозоя правобережья р. Уленты и северной окраины г. Еремантау. Изв. АН СССР, 1938, № 1. Изд. АН СССР.
- Старостина З. М., Красильников Б. Н., Сергиев Н. Г., Трусова И. Ф. Геологическое строение северо-восточной окраины г. Еремантау и прилегающей части долины р. Уленты. Тр. ИГН АН СССР, вып. 63. Изд. АН СССР, 1941.
- Стикнуей. Геология, таблица химических анализов и переписка о разведке Баянаульской, Каркаралинской и Спасско-Успенской групп месторождений. Фонды Казгеолуправления.
- Столяров Ю. А., Румянцева Т. А. Геологическое строение восточной части Баянаульского района Павлодарской обл. (Окончательный

- отчет по работам Чокарсорской ГСП за 1948 г.). 1949. Фонды Казгеолуправления.
- Страхов Н. М. Историко-геологические закономерности формирования гипергенных железных руд. Изв. АН СССР, сер. геол., 1940, № 3.
- Страхов Н. М. Тектоническое размещение гипергенных железных руд и их аналогов. Сов. геол., 1940, № 5—6.
- Страхов Н. М. О фациальном профиле гипергенных железных руд и его изменении в истории Земли. Сов. геол., 1941, № 5.
- Страхов Н. М. Историко-геологические типы осадконакопления. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2, 1946.
- Страхов Н. М. О карбонатном режиме рек. Сов. геолог., 1947, № 18.
- Страхов Н. М. Железородные фации и их аналоги в истории земли. Тр. Ин-та геол. наук, вып. 73, геол. серия, 1947, № 23.
- Страхов Н. М. Об истинной роли бактерий в образовании карбонатных пород. Изв. АН СССР, сер. геол., 1948, № 3.
- Страхов Н. М. Основы историч. геологии. Том I и II. Госполитиздат, 1948.
- Страхов Н. М. О периодичности и необратимой эволюции осадкообразования в истории земли. Изв. АН СССР, сер. геол., 1949, № 6.
- Страхов Н. М. Процессы карбонатонакопления в современных древних водоемах. Труды ИГН, вып. 124, 1951. Изд. АН СССР.
- Субботина А. Н. Отчет тематической минералогической партии сектора твердых металлов за 1948 г. и минералогии гипербазитов С.-В. Казахстана. Фонды Казгеолуправления.
- Судовиков Н. Г. Стратиграфическая схема докембрия Карельской АССР. Стратиграфия СССР, том I. Докембрий. Изд. АН СССР, 1937.
- Сухарев М. А., Щеперин Г. М. Геологическое строение листа М-43-XXXI. Отчет за 1948 г., ч. I, 1949. Фонды Казгеолуправления.
- Сушенцов Н. и др. Полевой отчет ПР отряда № 2 Бестюбинского района 1932. Фонды Каззолото.
- Татаринов П. М., Кузнецов В. А. и Филатов К. С. Геологические исследования в районе Актыврацкого месторождения асбеста в верховьях р. Енисея (1932). Глав. геол. инж.-геодез. упр. Тр. ЦНИГРИ, вып. 13, 1934.
- Ташинина М. В. Геологическое строение северной части Кувского района Карагандинской обл. (Окончательный отчет по работам 1939 г.). 1940. Фонды Казгеолуправления.
- Ташинина М. В. Предварительный отчет о работах Дегеленской ГСП за 1940 г. Фонды Казгеолуправления.
- Ташинина М. В., Тимофеева А. Г. Геологическое строение Майского района Павлодарской обл. (Окончательный отчет Дегеленской ГСП за 1940 г.). Фонды Казгеолуправления.
- Ташинина М. В. Изверженные породы Баролдаятау. Изд. АН КазССР, 1951.
- Тид Э. О. и Вед Ф. Б. Геология докембрия территории Танганьика в восточной Африке. Тр. XVII Межд. геол. конгр. II, 1937.
- Тимофеев В. Д., Зиновьев Г. Д. и Зубков Т. М. Геологическое строение юго-восточной части Катунских Альп. Сов. геол., 1946, № 10.
- Тимофеев А. Г. Отчет по работам Тургайской ГПП за 1941 г. Фонды Казгеолуправления.
- Тимофеев А. Г. Геологическое строение гор Жель-Тау и их окрестностей (листы: М-43-68 и частично М-43-67 и 69). Фонды Казгеолуправления.
- Тимофеевский Д. А. Отчет о работах по минералого-петрографическому исследованию и геологической характеристике Майкаинского золоторудного месторождения. 1938—1939 гг. Фонды ГРО треста Майкаинзолото.

- Тимченко Г. Полезные ископаемые Казахстана (по архивным данным). 1937. Фонды Казгеолуправления.
- Тимченко И. П. Протерозойские кварциты и кварцито-песчаники Центр. и Южн. Карелии. Тр. ИГН, вып. 122, ист. сер., № 37, 1950.
- Тинкельман К. И. и Овчинников А. А. Отчет Карасуйской партии Северо-Казахстанской экспедиции за 1949 г., 1951. Фонды Каззолото.
- Тинкельман К. И., Овчинников Л. А. Отчет о поисково-разведочных работах на участках: Дружба, Косколь и Джусалы в 1948 г., 1949. МВД СССР, Главспеццветметзолоторазведка, Северо-Казахстанская экспедиция. Фонды Каззолото.
- Тихонович Н. Н. Отчет о результатах осмотра каменноугольных и медных месторождений, принадлежащих обществу степных каменноугольных копей и Кубринскому обществу медных руд, 1919. Фонды Казгеолуправления.
- Тихонович Н. Н. О некоторых каменноугольных и медных месторождениях Киргизской степи.
- Трусова И. Ф. Нижнепалеозойские ультраосновные и основные породы Центрального Казахстана. Тр. ИГН АН СССР, вып. 92, Изд. АН СССР, 1948.
- Тыжнов А. В. Геологический очерк Бархасского района Кузнецкого бассейна. Матер. по геологии Зап. Сибири № 3 (45), 1938.
- Умеркин Х. М. Краткий предварительный отчет о полевой работе Койтасской полевой партии, 1933. Фонды Каззолото.
- Усачева З. Отчет Чидертинской ГРП за 1944 г. Фонды Казгеолуправления.
- Усов М. А. Проблема рудного Салаира. Вестник Зап.-Сиб. геол. разв. треста, 1933, № 4.
- Усов М. А. Итоги исследований геологии Зап.-Сиб. края за первую пятилетку. Вестник Зап.-Сиб. геол. разв. треста, 1933, № 2—3.
- Усов М. А. Докембрий Западно-Сибирского края. Проб. сов. геол., 1935, № 5.
- Усов М. А. Фазы и циклы тектогенеза Западно-Сибирского края. Изд. Зап.-Сиб. геол. треста, 1936.
- Усов М. А. Основные формы тектонических движений. Вопросы геол. Сибири. Сб., посв. памяти академика М. А. Усова. Том I. Изд. АН СССР, 1945.
- Усов М. А. Вертикальные зоны складчатости. Вопросы геол. Сибири. Сб., посвящ. памяти академика М. А. Усова, том I. Изд. АН СССР, 1945.
- Усов М. А. Циклы, фазы и этапы эндогенных геологических процессов. Вопросы геол. Сибири. Сб., посвящ. памяти академика М. А. Усова. Том I. Изд. АН СССР, 1945.
- Файзулин С. Г. Золотоносные районы и месторождения С.-В. Казахстана. 1938. Фонды Казгеолуправления.
- Файзулин С. Г. Карта золотоносности. 1939. Фонды Казгеолуправления.
- Филиппов А. Р. Заключение Нуринской ГРП № 9, ГРУ треста Каззолото по Нуринскому району. 1934. Фонды Каззолото.
- Филин А. Описание буровых скважин месторождения Майузек. 1937. Фонды Каззолото.
- Фогельман Н. А. Описание месторождений Сев. Казахстанского золоторудного района. 1945. Фонды Золоторазведки.
- Фогельман Н. А. Сталинское золоторудное месторождение. 1949. Фонды НИГРИ Золото.
- Фогельман Н. А. Геология и металлогения Северо-Казахстанского золоторудного района. 1947. Фонды Казгеолуправления.

- Фогельман Н. А. Отчет Аркалыкской ГП партии треста Каззолото за 1947 г. Фонды Казгеолуправления.
- Хабаров А. В. Симметричные волноприбойные знаки ряби, как показатель положения стороны берега бассейна. Сов. геол., 1945, № 5.
- Хайн В. Е. Взаимоотношения орогенеза и эпейрогенеза в свете данных седиментации. Тр. XVII Межд. геол. конгр. II, 1937.
- Хайн В. Е. К вопросу о законах развития мобильных (геосинклинальных) поясов земной коры. Сов. геол., 1946, № 11.
- Хайн В. Е. Основные закономерности развития геосинклиналей. Изв. АН СССР, сер. геол., № 6, 1948.
- Хайн В. Е. О некоторых основных понятиях в учении о фациях и формациях. Бюлл. Моск. об-ва исп. природы, отд. геол., т. XXV, вып. 6, 1950.
- Хайн В. Е. О непрерывно-прерывистом течении геологических процессов. Изв. АН СССР, сер. геол., 1950, № 6.
- Хателишвили В. Д. Окончательный отчет о результатах геологоразведочных работ Джильбауской партии за 1948 г. 1949. Фонды конторы Каззолото.
- Херасков Н. П. Южный Урал. Тр. лаб. геол. АН СССР, вып. I, Изд. АН СССР, 1952.
- Хесс Г. Г. Островные дуги, аномалии силы тяжести и интрузии серпентина (к проблеме афиолитов). Тр. XVII Межд. геол. конгр. II, 1937.
- Худяков Н. А. Геология и полезные ископаемые Западно-Чингизских краев. Матер. по геол. и полезн. ископ. Казахстана, 1941, вып. 20.
- Чайковский Ф. Н., Марков А. К. (просмотрено Русаковым М. П.). Регистр месторождений цветных и черных металлов Карасорского (Коктас-Джартагского) района 1929 г. Фонды Казгеолуправления.
- Чехурский, Знамеровская. Предварительный отчет Нуринаского отряда Казкрайконторы треста «Золоторазведка» 1936. Фонды Золоторазведки.
- Чураков М. Н. (дополнено Н. Г. Кассиным). Регистр месторождений цветных и черных металлов Прибаянаульского района, 1929. Фонды Казгеолуправления.
- Чураков А. Н. Кузнецкий Алатау. Очерки по геологии Сибири, 1932.
- Чураков А. Н. Кузнецкий Алатау. История его геологического развития и его геохимических эпох. Изв. АН СССР, 1932.
- Чураков А. Н. О соотношении между кембрием и протерозом в Кузнецком Алатау. Изв. АН СССР, сер. геол., 1932, № 1.
- Чураков А. Н. История геологич. развития южной части Средней Сибири от середины протерозойской эры до наших дней. Очерки по геол. Сибири. Изд. АН СССР, геологич. ин-т, 1935.
- Чураков А. Н. Протерозой северо-западной части Восточного Саяна. Тр. ИГН АН СССР, вып. 52 (№ 16), 1941.
- Чураков А. Н. Владимир Афанасьевич Обручев (к 85-летию со дня рожд.). Сов. геол., сборник 37, 1949.
- Чухров Ф. В. Зона окисления сульфидных месторождений степной части Казахстана, 1946. Фонды Казгеолуправления.
- Шаверин Т. Р. Отчет по геологоразведочным работам треста Майкаинзолото за 1940 г. Фонды золоторазведки.
- Шавкин Г. Н. и др. Месторождения Бестюбе треста «Каззолото» 1949. Фонды Каззолото.
- Шадлун Г. И. Предварительный отчет о работе Бестюбинской ПРП. 1933. Фонды Каззолото.
- Шатров И. Е. Геологическое строение саларского кряжа в верховьях рек Аламбай, Тогул, Бачаты. Матер. по геол. Зап.-Сиб. края № 39, 1937.
- Шатский Н. С. Орогенические фазы и складчатость. Тр. XVII Межд. геол. конгр., 1937.

- Шатский Н. С. О тектонике Центрального Казахстана. Изв. АН СССР, сер. геол., 1938, № 5—6.
- Шатский Н. С. Некоторые соображения о тектонике Центрального Казахстана. Изд. АН СССР, 1940.
- Шатский Н. С. О глубоких дислокациях, охватывающих и платформы и складчатые области (Поволжье и Кавказ). Сравнительная тектоника древних платформ. Статья 4. Изв. АН СССР, сер. геол., 1948, № 5.
- Шатский Н. С. О длительности складкообразования и о фазах складчатости. Изв. АН СССР, сер. геол., 1951, № 1.
- Шатский Н. С. О структурных связях платформы со складчатыми по-синклинальными областями. Изв. АН СССР, сер. геол., 1947, № 5.
- Шатский Н. С. О древнейших слоях осадочного чехла Русской платформы и о ее структуре в древнем палеозое. Изв. АН СССР, сер. геол., 1952, № 1.
- Шатский Н. С. О границе между палеозоем и протерозом и о рифейских отложениях Русской платформы. Изв. АН СССР, сер. геол., 1952, № 5.
- Шейман Ю. М. Сравнение позднего докембрия Прибайкалья и северного Китая. Пробл. сов. геол. 1937, № 5—6.
- Шеперин Г. М., Белякова Е. Д. Отчет Баянаульской поисково-разведочной партии по работам 1950 г. Фонды Казгеолуправления.
- Шеперин Г. Н. Отчет Селетинской ГПС по работам 1949 г. в Акмолинской, Павлодарской и Кокчетавской областях КазССР. Геол. строение листа N-43-XXXII (восточная половина), ч. II, Фонды Казгеолуправления.
- Шлыгин Е. Д. Докембрий Кокчетавского района. Геология Союза, т. 20, Восточный Казахстан, 1941.
- Шлыгин Е. Д. Тектоническое строение сев. части С.-В. Казахстана. Пробл. сов. геол., 1935, № 2.
- Шлыгин Е. Д. Допалеозой Казахстана. Изв. АН КазССР, серия геол., 1945, № 6—7 (20).
- Штрейс Н. А. Новые данные по стратиграфии нижнего палеозоя Центрального Казахстана. Материалы по геологии Центрального Казахстана (Итоги работ Центр. каз. ком. эксп. 1936—1937 гг.) Изд. АН СССР, 1940.
- Штрейс Н. А. О некоторых основных понятиях в учении о геосинклиналях. Бюлл. Моск. об-ва исп. природы, т. XXII, вып. 5, 1947.
- Штрейс Н. А. и Колотухина С. Е. Геологическое строение гор Ортау и Кос-Мурун. Тр. ИГН АН СССР, № 32, 1948.
- Штрейс Н. А. Стратиграфия и тектоника зелено-каменной полосы Среднего Урала. Тектоника СССР, т. III, 1951. Изд. АН СССР.
- Шувальский И. А., Волчек И. И. Крык-Кудукской ГСП за 1947. Фонды Золоторазведки.
- Шумилин П. И. Отчет о работе Бестюбинской поисковой партии треста «Каззолото», 1951. Фонды Каззолото.
- Энгельгардт с дополн. Кассина Н. Г. Регистр месторождений цветных и черных металлов Чидертинско-Улентинского района. Фонды Казгеолуправления.
- Энгельгардт Н. Медное дело, медные рудники. Медеплавильный завод. Фонды Казгеолуправления.
- Юдичев М. М. Герцинские платформы и прогибы и их значение в размещении рудных районов Восточного Казахстана. Сов. геол., 1948, № 31.
- Юдичев М. М. Стратиграфия и тектоника допалеозойских и палеозойских формаций Северного и Западного склонов Джунгарского Алатау. Проб. сов. геол. 1936, № 10.

- Ю дичев М. М. Тектоника Джунгарского Алатау. Тр. XVII Межд. геол. конгр. 1937.
- Яворский В. И. Вестник ЗСГУ за 1947, № 1—6. Сов. геол., 1949. Сб. 37.
- Яворский В. И. Геология района горы Орлиной на юго-зап. окраине Кузбасса. Сов. геол., 1940, № 12.
- Яговкин И. С. Геологические наблюдения по р. Ишиму и в Кокчетавском районе Акмолинской области в 1923 г. Матер. по общ. и прикл. геол., вып. 94, Л., 1929.
- Яговкин И. С. Геологический очерк Джезказган-Улутауского района. Большой Джезказган. Тр. Каз. ФАН СССР, вып. 7, 1935.
- Яговкин И. С. Докембрий Джезказган-Улутауского района. Геология Союза, т. 20, Восточный Казахстан, 1941.
- Яговкин И. С. Рудные месторождения Павлодарского и Каркаралинского уездов. Фонды Казгеолуправления.
- Яговкин И. С. Описание рудных месторождений Павлодарского уезда, 1925. Фонды Казгеолуправления.
- Яковлев С. М. и Пук П. С. Отчет о работах Центрально-Казахстанской аэромагнитной экспедиции, 1947. Фонды Казгеолуправления.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	3
Краткая история изучения	5
Стратиграфия	7
Допалеозой	7
Структурно-тектонические особенности допалеозойских формаций	7
Стратиграфическое расчленение допалеозоя	9
Археозой	10
Протерозой	10
Нижний протерозой	11
Верхний протерозой	12
Нижний палеозой	16
Кембрий	16
Нижний кембрий	17
Средний кембрий	19
Верхний кембрий — тремадок	24
Ордовик	26
Средний палеозой	29
Готландий	29
Девон	31
Верхний палеозой (Pz ₃)	35
Мезозой	36
Третичные отложения	36
История развития тектонических структур	38
Археозойский и нижнепротерозойский этапы	38
Верхнепротерозойский этап	39
Салаирский этап	43
Каледонский этап	48
Условия осадконакопления и палеогеографические особенности северо- востока Центрального Казахстана	55
Археозой и нижний протерозой	55
Верхний протерозой	56
Кембрий	68
Ордовик	86
Некоторые закономерности распределения рудных месторождений	98

Верхнепротерозойская эпоха	99
Комплекс формаций ранней стадии развития геосинклинали	99
Комплекс формаций поздней стадии развития верхнепротерозойской геосинклинали системы	103
Салаирская (раннекаледонская) эпоха	104
Комплекс рудных формаций ранней стадии развития геосинклинали	104
Комплексы рудных формаций поздней стадии развития салаирской геосинклинали системы	136
Каледонская эпоха	153
Поздняя стадия развития каледонской геосинклинали	155
Варисская эпоха	175
Ранневарисские формации	176
Месторождения осадочного генезиса	176
Месторождения, связанные с ранневарисскими гранитоидами	182
Поздневарисский этап	188
Формации, связанные с варисскими гранитоидами, (нерасчлененными)	192
Заключение	209
Литература	217

Подписано к печати 12/IV 1956 г.
Формат бум. $60 \times 92^{1/16}$. Бум. л. 7,5. Печ. л. 15.
Уч.-изд. л. 14,5. Зак. 051.

5502