

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР
МИНИСТЕРСТВО ВЫСШЕГО ОБРАЗОВАНИЯ СССР
МОСКОВСКИЙ ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНЫЙ ИНСТИТУТ ИМ. С. ОРДЖОНИКИДЗЕ

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА СССР

масштаба 1:200 000

Серия Северо-Тяньшаньская

Лист К-42-III

Объяснительная записка

Составитель *Беляков Л. В.*

Редактор *Николаев Н. И.*

Утверждено Научно-редакционным советом при МГ и ОН КазССР
27 декабря 1960 г., протокол № 60



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НЕДРА»
МОСКВА 1966

ВВЕДЕНИЕ

Географические координаты листа $68^{\circ}00'—60^{\circ}00'$ в. д. и $43^{\circ}20'—44^{\circ}00'$ с. ш. Большая часть территории листа расположена в пределах Сузакского и Туркестанского районов Южно-Казахстанской области и лишь небольшой участок на северо-западе относится к территории фрунзенского района Кзыл-Ординской области.

Более половины площади занимает центральная часть хребта Большого Каратау. По обе стороны от хребта расстилаются предгорные равнины. Рельеф Большого Каратау может быть назван среднегорным. Максимальную высоту имеет гора Мынжилги (2176,5 м). Основным элементом рельефа является ровное плато водораздельных участков, расчлененное глубокими горными долинами. На фоне ровных плато возвышаются острые скалистые гребни гор Бессаз, Мынжилги, Келинчек. Возвышенные участки главного водораздела прерываются перевальными понижениями. Глубина эрозионного расчленения хребта достигает 700—800 м. В поперечном сечении хребет имеет асимметричное строение — широкий и пологий юго-западный склон и крутой и узкий северо-восточный. Юго-западный склон в ширину достигает 25—30 км, уклон его выдерживается в пределах $2—4^{\circ}$ с местными отклонениями. На фоне плавно снижающегося к югу рельефа отчетливо выступают горные массивы (Бельмазарское, Акузское и др. плато). Плато обрамлены крутыми обрывами и слабо наклонены к югу. Южнее протягиваются области сниженного рельефа (депрессии), в свою очередь обрамляющиеся с юга передовыми асимметричными грядами с абсолютными отметками не более 800—900 м. Уклон поверхности Южной равнины варьирует в пределах 0,011—0,013 по сравнению 0,03—0,06 для горной части. Высота колеблется в пределах от 220 до 500 м. Вдоль фронта гор протягивается серия плосковерхих останцов вершин и гряд с абсолютными высотами 300—500 м, разделенных широкими плоскодонными долинами рек. К югу равнина снижается. Ее абсолютные отметки в районе Шорнака 220 м, а относительные превышения равны 4—6 м. Северо-восточный склон Большого Каратау при незначительной ширине, не превышающей 9 км, харак-

теризуется значительной крутизной. Общая покатость его местами достигает 30° . Склон состоит из системы высоких хребтов и вершин, участки холмистого рельефа наблюдаются редко. Характерной чертой является ступенчатость. Понижаясь к северо-востоку, ступени северного склона довольно отчетливо смыкаются с наклонной предгорной ступенью на уровне 900—1000 м. Последняя резким уступом на высотах от 600 до 700 м отделяется от северной предгорной равнины, уклон которой к северо-востоку равен 0,015—0,025. Общая расчлененность равнины незначительна.

Водораздел хребта Большой Каратау является границей бассейнов рек Сыр-Дарьи на юго-западе и Чу — на северо-востоке. Наиболее крупными реками северо-восточного склона являются (с запада на восток): Тегистык, Костобе, Акуюк, Карагуз, Кошкарата, Турлан. Все они обладают крутым невыработанным профилем, глубокими V-образными долинами; при выходе из гор реки теряются на предгорной равнине. Реки южного склона обладают большей протяженностью, менее крутым профилем и более выработанными долинами. Все они берут начало почти у самого водораздела и, стекая на юго-запад, теряются в предгорной равнине. Наиболее крупными реками юго-западного склона являются (с запада на восток): Актобе, Яныкурган, Юреката, Ормаксу, Кызылата, Баялдыр, Биресек, Курсай, Икансу, Хатын-Камал, Коккия-Сай, Шилбыр.

Все реки имеют непостоянный водоток. Наибольшие расходы воды наблюдаются в марте и апреле. В остальное время года в большинстве случаев непрерывный сток отсутствует.

Климат района резко континентальный, с сухим жарким летом и холодной малоснежной зимой*. На всей территории листа среднегодовые температуры положительны ($8-11^\circ\text{C}$). Самыми жаркими месяцами являются июнь, июль и август. Из них наибольшая среднемесячная температура приходится на июль (от $+25$ до $+28^\circ\text{C}$). Абсолютный максимум в г. Туркестане (близ южной рамки листа), зарегистрированный в 1955 г., в августе — $+44,2^\circ\text{C}$. В горах он меньше (в Ачисае $+37,4^\circ\text{C}$). Самыми холодными месяцами являются декабрь и январь со средней температурой от -2° до -7°C при абсолютном минимуме -28°C . Осадков выпадает сравнительно мало, больше — в горах и меньше — на равнинах. На равнинах среднее количество осадков колеблется в пределах 170—180 мм, в горах оно возрастает до 350—470 мм, а в наиболее приподнятых участках (в районе горы Мынжилги) превышает 700 мм в год. Наибольшее количество осадков выпадает в зимние и весенние месяцы (декабрь — май). Количество летних осадков незначительно.

* Описание климатических условий дается по наблюдениям метеорологических станций, расположенных в г. Туркестане и в поселках Кантаги, Ачисай, Чулак-Курган и в Сузаке.

В северо-восточной, равнинной части территории листа они не в состоянии смочить даже верхнего слоя почвы. В горной части и предгорьях, а также на равнине, в юго-западной части листа, летом бывают редкие дожди. Зимой осадки выпадают преимущественно в виде снега. Число дней со снежным покровом подножья гор — 25—50, в горах — до 130. Снежный покров имеет небольшую мощность и непостоянен. Средняя высота его в предгорьях от 2 до 5 см, в горах — до 20—30 см. Наиболее интенсивно процессы испарения действуют в летнее время (июль — август). Значение дефицита влажности в этот период достигает 20—30 мм. В зимнее время (декабрь — январь) значения дефицита влажности минимальные (от долей до 2,3 мм).

Наиболее крупные населенные пункты — г. Кентау и рудничный поселок Ачисай, являющиеся центрами горнорудной промышленности Каратау. Узкоколейными ветками они связаны со станцией Туркестан Ташкентской ж. д. Население в Кентау и Ачисае занято, главным образом, в горнорудной промышленности. По национальному составу это, в основном, казахи, русские, узбеки. На обеих предгорных равнинах вдоль крупных рек раскинулись обширные хозяйства колхозов, население которых (казахи и узбеки) выращивают хлопок, зерновые и бахчевые культуры и занимается отгонным скотоводством. Наиболее крупными населенными пунктами предгорий являются: Шорнак, Атабай, Урангай, Новый Икан (на юге) и колхоз Карабулак (на севере). Населенные пункты связаны между собой и с районными центрами густой сетью проселочных и шоссейных дорог. В горах много выючных троп.

Для всей территории листа имеются топографические карты масштаба 1 : 50 000, а для горной части и предгорий — масштаба 1 : 10 000. Для всей территории листа имеются аэрофотоснимки масштаба 1 : 33 000. Для горной части листа имеются аэрофотоснимки масштаба 1 : 10 000—1 : 20 000. Степень дешифрируемости горной части листа отличная, местами хорошая, в равнинной части — средняя.

История исследований территории листа делится на два периода: до и после Великой Октябрьской социалистической революции. В первый период геологические исследования носили отрывочный несистематический характер. Первые сведения о геологическом строении и полезных ископаемых относятся к периоду завоевания Россией Кокандского ханства (1865—1875 гг.), положившему начало проникновению в Казахстан и Среднюю Азию русских путешественников. В 1965 г. Каратау посетил Н. А. Северцев, который дал первую маршрутную геологическую карту масштаба 1 : 168 000. В его работе [42], а также в работах исследователей этого периода Р. Фрезе и А. С. Татарникова приводятся сведения о полезных ископаемых и, в частности, краткие описания Турланского (Ачисайского) месторождения.

В 1874 г. начали свои исследования Г. Д. Романовский [40] и И. В. Мушкетов [27], составившие геологическую карту Туркестана масштаба 1 : 1 260 000. В 1904 г. в связи с постройкой Ташкентской ж. д. на территории листа работает М. М. Бронников [2], который совместно с В. Н. Вебером составил геологическую карту масштаба 1 : 840 000. В нее вошла часть территории листа К-42-III, расположенная к югу от Турланского перевала.

В первые годы после революции геологические исследования почти не проводились. Они начинают широко проводиться с 1925 г. В 1925 г. Геолком приступил к разведке Ачисайского месторождения и поискам в его окрестностях. Первый год разведочными работами руководил В. Н. Наследов, а затем И. И. Князев. Уже в 1926 г. Ачисайское месторождение было признано объектом всесоюзного значения. В связи с хорошими результатами, полученными при разведке Ачисайского месторождения, интерес к Каратау резко возрос. В 1928 г. Геолком начал поисковые и разведочные работы в Биресекском, Боялдырском и Джилаганатинском районах. В этих работах участвовали: И. С. Комишан, И. И. Князев, Н. А. Брызгалов, И. И. Бездека, Е. А. Немов, Д. Н. Раша, А. Я. Яковлев, И. П. Новохатский и др. Было обнаружено большое количество точек оруденения. В 1930 г. рабочим одной из поисковых партий Миргалимом Фихрезетдиновым было открыто месторождение Миргалимсай. В 1931 г. все промышленные разведки месторождений переходят в ведение комбината Казполиметалл. В этот период возникали большие трудности для поисковых работ из-за слабой геологической изученности района. В марте 1932 г. состоялась IV Всесоюзная конференция по цветным металлам, которая наметила план мероприятий по организации геологических исследований в Каратау, разработанный местными геологами под руководством М. П. Русакова и В. Ф. Логачева [41]. Начиная с 1932 г. на рассматриваемой территории проводят исследования ряд организаций: Казгеолтрест, ЦНИГРИ, МГРИ, АН СССР и геологоразведочный отдел комбината Казсредазполиметалл.

В 1932 г. Каратауская экспедиция ЦНИГРИ и Казгеолтрест приступили к геологической съемке хребта Каратау масштаба 1 : 200 000. В восточной части листа эту работу проводят Н. М. Салов [87] и И. И. Машкара [25]. Одновременно с геологосъемочными работами Каратауская экспедиция ЦНИГРИ выполнила ряд тематических исследований. Изучением изверженных пород занимался В. С. Малявкин [78]; стратиграфию мезо-кайнозойских отложений разработала Т. А. Мордвилко [26, 79]; данные по литологии фаменских и каменноугольных пород в окрестностях Ачисайского месторождения приводятся в отчете Л. Н. Балавинского, О. Френкеля и П. Родионова [47]; обобщение данных по металлогении района приводят Г. С. Ла-

базин и И. И. Князев. В 1933 г. была составлена сводная геологическая карта хребта Каратау под редакцией Н. Л. Бубличенко. Геология смежных районов на ней была увязана плохо. В 1935 г. ЦНИГРИ и Казгеолуправление составили новую, более совершенную карту хребта Каратау масштаба 1 : 200 000 [54]. В нее вошла большая часть территории рассматриваемого листа.

Начиная с 1934 г. в юго-восточной части территории листа (в районе Ачисайского и Кантагинского месторождений) детальные геологосъемочные работы в масштабе 1 : 50 000 и крупные проводил В. В. Галицкий. Большая часть результатов этих исследований опубликована. Особое место в работах В. В. Галицкого занимают вопросы, связанные с тектоникой среднепалеозойского структурного этажа. Большое место в его работах уделяется также геоморфологии [7, 10, 14]. В 1940 г. Н. А. Ноздрев и А. С. Пирго от треста Ачполиметалл занимаются геологической съемкой масштаба 1 : 50 000 в северо-западной части листа К-42-III [82]. В этом же году геологическую съемку того же масштаба проводит в районе горы Мынжилги И. И. Бок [53]. В 1942—1943 гг. Е. А. Анкинович и М. А. Сенкевич проводят геологическую съемку в масштабе 1 : 50 000 в Кызылатинском районе [46]. В 1943—1944 гг. В. М. Синицин занимается детальным картированием Кантаги-Баялдырского района в масштабе 1 : 10 000 [47]. В 1940—1944 гг. изучение Ачисайского рудника и его окрестностей проводит Г. Д. Ажгирей [2], который составил геологическую карту рудного поля масштаба 1 : 10 000. В 1941—1942 гг., изучая Миргалимсайское месторождение, В. С. Булыго впервые подошел к нему, как имеющему большую протяженность и мощность [55]. Такая оценка Миргалимская сразу поставила его в число наиболее перспективных месторождений хребта Каратау. В 1940 г. Н. А. Козлов, проводивший геологическую съемку в масштабе 1 : 200 000 на северо-западе хребта Каратау, установил широкое распространение ванадиевого оруденения в породах среднего кембрия. В последующие годы изучением ванадиеносных отложений и их съемкой занимался Н. М. Салов, который в 1945 г. составил совместно с И. И. Машкарой геологическую карту этого района масштаба 1 : 100 000. В 1947 г. Н. М. Митряева проводит геологическую съемку масштаба 1 : 50 000 южнее перевала Жамантас. В результате исследований, сделанных в 30-х и 40-х годах, появилось много новых данных, вследствие чего выявилась необходимость составления новой обзорной геологической карты масштаба 1 : 200 000. Новая карта была составлена группой авторов под редакцией В. В. Галицкого и И. И. Машкара в 1947 г. и издана в 1949 г. [48]. До последнего времени эта карта была единственной обзорной геологической картой всего хребта Каратау. Она охватывает почти весь лист К-42-III. В рукописной объяснительной записке к карте приводится опи-

сание стратиграфии докембрийских, палеозойских и мезо-кайнозойских отложений. Четвертичные отложения освещены в записке слабо, устарели и некоторые другие сведения из приведенных в записке. В описании структуры района нашла отражение концепция В. В. Галицкого о покровном строении Каратау. С общими представлениями о покровной структуре увязываются и выводы о геологическом контроле оруденения.

С 1949 г. геологические исследования в Каратау проводились Южно-Казахстанской экспедицией МГРИ, которая с 1951 г. работала совместно с 18 экспедицией Казгеолуправления. Первоначально в задачи Южно-Казахстанской экспедиции входило изучение геолого-структурных позиций рудных месторождений. В последующие годы перед экспедицией была поставлена задача составления сводной геологической карты Большого Каратау масштаба 1 : 50 000 и на основании имеющихся данных — карты прогноза полиметаллического оруденения и карты полезных ископаемых. Это потребовало проведения комплексных геологических исследований. На территории листа К-42-III геологическое картирование и редакция в масштабе 1 : 50 000 под руководством Н. И. Николаева проводились: И. Т. Александровой, Л. В. Беляковым, В. В. Бронгулевым, Д. Е. Гафт, О. С. Грум-Гржимайло, Л. И. Клаповской, Г. И. Макарычевым, В. И. Пазиловой, М. М. Страчковым, В. В. Эзом. Геологическую съемку рудных районов в масштабе 1 : 10 000 провели: Д. Е. Гафт, Т. М. Дембо, А. М. Лурье, Ю. К. Озеров, В. Д. Перлин. Детальные геологические исследования всех главных рудных полей в масштабе 1 : 2000 под руководством Е. Е. Захарова осуществили: Л. И. Клаповская, В. М. Моралев, Г. В. Хетагуров. Южно-Казахстанская экспедиция провела также ряд тематических исследований. Г. И. Раскатов совместно с А. А. Рыжовой, Е. И. Олли, Е. В. Раевской изучили четвертичные отложения и геоморфологию, составив соответствующие карты масштаба 1 : 200 000 [86]. Карст изучала Е. И. Олли [83]. Изучением литологии среднепалеозойских отложений занималась С. Е. Колотухина [20]. Биостратиграфические исследования фаменских и нижнекаменноугольных отложений провели А. И. Золкина, Р. Е. Алексеева, А. И. Сидяченко, М. И. Щербакова, О. И. Богуш, О. В. Юфев. Изучение стратиграфии меловых и третичных отложений с редакцией отдельных участков обзорной геологической карты хребта Каратау провели В. Н. Разумова и А. Г. Черняховский [42]. Гидрогеологические исследования и составление сводной гидрогеологической карты хребта Каратау масштаба 1 : 500 000 выполнил Н. В. Ефремочкин [67]. Обобщение данных по вопросам истории развития рельефа Каратау и тектонического развития были даны Н. И. Николаевым [31, 32, 34]. Минералогия полиметаллических месторождений Центрального Каратау была изучена С. А. Юшко [63]. Тематические исследования стратиграфии древних толщ докембрия и нижнего

палеозоя провел Г. И. Макарычев [67]. Результаты исследований по нижнему протерозою обобщены в работах Н. И. Николаева, Л. В. Белякова, Г. И. Макарычева, В. И. Пазиловой [33, 35]. В это же время (с 1947 г.) на территории листа работала Турланская экспедиция Среднеазиатского геофизического треста. В горной части территории она осуществила полное металлометрическое обследование в масштабе 1 : 50 000 и крупнее. Для узкой полосы юго-западных предгорий ею были составлены карты изолиний погребенной поверхности палеозоя по данным ВЭЗ. На отдельных участках были проделаны гравиметрические исследования и магнитометрические наблюдения. В проведении этих работ участвовали: А. П. Соловов, С. А. Поярков (руководители), А. К. Артыкбаев, А. В. Жалнин, Н. Я. Кунин, А. А. Ковалева, С. С. Цингауз и др. В 1956 г. И. Н. Ерусалимский, работая от Казахского геофизического треста, провел аэромагнитную съемку в масштабе 1 : 500 000, захватив ею большую часть территории листа К-42-III [56]. Для всей территории листа имеются карты изоаномал в редукции Буге и редукции Фая масштаба 1 : 2 500 000, составленные по данным маятниковой съемки Д. Н. Казанли [75].

Металлометрическая съемка позволила выявить качественную и количественную характеристики поля рассеяния и установить целый ряд участков с повышенным содержанием свинца и цинка в ореолах рассеяния. Главнейшими минералами поля рассеяния являются свинец, цинк и серебро. Широко распространением пользуется ванадий, однако местные высокие концентрации ванадия встречены в небольшом количестве точек. Во многих пробах обнаружена медь, очень редко встречается молибден. Не были встречены олово, вольфрам, кобальт, никель. Изучение магнитных свойств пород и руд показало, что породы мезозойского и кайнозойского возраста характеризуются низкой магнитной восприимчивостью (от 0 до $20 \cdot 10^{-6}$ CGS_r), за исключением резко магнитных конгломератов и лессовидных суглинков. Толща мезозоя и кайнозоя, несмотря на свою слабую магнитность, в среднем более магнитна, чем подстилающие ее известняки, которые практически немагнитны. Наибольшей магнитностью обладают метаморфические сланцы и вулканогенные породы протерозоя, интрузивные породы основного состава, гематитовые руды и бокситы. В связи с резким рельефом Каратау наземная магнитометрия не дает полной картины магнитного поля хребта и его предгорий.

Изучение плотности пород и руд показало, что наименьшей плотностью обладают рыхлые отложения. Среднее значение их плотности 2,35—2,40. Средняя плотность карбонатных пород среднего палеозоя 2,72. Наибольшей плотностью обладают эффузивные и метаморфические породы протерозоя и интрузивные породы основного состава. Территория листа находится в пределах южного крыла крупного гравиметрического макси-

мума регионального значения. Наибольшие относительные значения ускорения силы тяжести, достигающие 80—90 мгл, отмечаются в пределах широкого поля выходов нижнепротерозойских метаморфических сланцев, вдоль северо-восточного склона хребта, и в пределах примыкающей с севера равнины. Резкие изгибы второго порядка гравиметрических кривых на участках сочленения северной равнины с северо-восточным склоном хребта позволяют предполагать существование резких изгибов поверхности фундамента под покровом рыхлых отложений.

В конце 40-х годов широко развернулись работ по изучению гидрогеологии; ценный материал, содержащийся в отчетах Туркестанской гидрогеологической станции, Бургемской гидрогеологической экспедиции и других, учитывается в данной работе. На основании полученных новых данных и материалов предшествовавших исследователей была разработана палеонтологически обоснованная стратиграфическая схема, существенно изменились представления о тектоническом строении и интрузивном комплексе района. Некоторые вопросы, на которых мы подробнее остановимся ниже, остались не решенными до конца. В 1958 г. Южно-Казахстанской экспедицией НИС"а МГРИ в составе Л. В. Белякова, Г. И. Макарычева и Е. П. Успенского проведена геологическая съемка в масштабе 1 : 200 000 северо-восточного угла листа К-42-III. В пределах северной и южной предгорных равнин и в горной части территории листа были проделаны редакционные работы. Таким образом, за последние 30 лет и, особенно, за последнее десятилетие изученность территории листа резко возросла.

В данной работе использовались следующие главные геологические материалы:

1. В. В. Галицкий, Н. П. Васильковский. Объяснительная записка к листу К-42 (Ташкент). Госгеоллиздат, 1949.

2. Т. М. Дембо, Н. И. Николаев, Г. И. Раскатов, А. Г. Черняховский. Объяснительная записка к сводной геологической карте Казахстана м-ба 1 : 500 000 (лист L-42-B и северные части листов К-42-A и К-42-B), 1956.

3. П. Л. Безруков, В. В. Галицкий, И. И. Машкара. Обзорная геологическая карта хр. Каратау м-ба 1 : 200 000 и объяснительная записка к ней. Фонды Ю.К.Г.У., 1949.

4. Геологическая карта хр. Каратау м-ба 1 : 50 000, составленная группой авторов под редакцией Н. И. Николаева, листы: К-42-5-A, Б, В и Г; К-42-6-A, В и Г; К-42-17-A и Б; К-42-18-A, Б, В и Г и объяснительные записки к этим листам.

5. Г. И. Раскатов, А. А. Рыжова, Е. И. Олли. «Исследования карста и геоморфологические исследования», 1957. Контурные четвертичных отложений переносились с приложенной к этому отчету карты четвертичных отложений хр. Каратау м-ба 1 : 200 000, составленной Г. И. Раскатовым, А. А. Рыжовой, Е. В. Раевской.

6. В. Н. Разумова, А. Г. Черняховский. «Меловые и третичные отложения и возраст карста хр. Каратау», 1955 г. Контурные третичных и меловых отложений переносились с обзорной геологической карты хр. Каратау масштаба 1 : 200 000, составленной в 1947 г. под редакцией П. Л. Безрукова, В. В. Галицкого и И. И. Машкара и дополненной в 1955 г. В. Н. Разумовой и А. Г. Черняховским.

7. Тектоническая карта хр. Каратау масштаба 1 : 200 000, составленная под редакцией Н. И. Николаева группой авторов: М. И. Арсовски, Л. В. Беляковым, О. С. Грум — Гржимайло, Г. И. Макарычевым, М. М. Страчковым, Е. П. Успенским, А. Г. Черняховским.

8. Объяснительная записка к карте геофизической изученности листа К-42-III.

СТРАТИГРАФИЯ

На территории листа выходят породы протерозойской, палеозойской, мезозойской и кайнозойской групп.

Принятая схема стратиграфического расчленения имеет следующий вид:

Палеогеновая система		Неогеновая — четвертичная системы	
		Средний олигоцен (кызылкульская свита (Pg_3^{ks}))	
		Верхний эоцен нижний олигоцен (чеганская свита ($Pg_2^3 — Pg_3^1 cg$))	
		Эоцен (Pg_2)	
		Палеоцен (Pg_1)	
Меловая система		Верхний отдел (Cr_2)	
		Нижний отдел (Cr_1)	
Средний палеозой	Каменно-угольная система	Верхний палеозой. Средний карбон (C_2)	
		Визейский и намюрский ярусы	Средний и верхний подъярусы визейского яруса и намюрский ярус неразделенные ($C_1v_{2+3} + n$)
			Верхневизейский подъярус и намюрский ярус неразделенные ($C_1v_3 + n$)
		Нижний подъярус (C_1v_1)	Нижний и средний подъярусы визейского яруса неразделенные (C_1v_{1+2})

Средний палеозой	Каменно-угольная система	Турнейский ярус	Верхний подъярус (C_1t_2)		
			Нижний подъярус (C_1t_1)	Биресекская свита ($C_1t_1 br$)	Тегистыкская свита ($D_3 - C_1 tg$)
	Девонская система	Фаменский ярус		Тассарайская свита ($D_3fm ts$)	
			Аманская свита ($D_3fm am$)		
			Средний девон — франский ярус (Тюлькубашская свита — $D_{2-3} tl$)		
Нижний палеозой	Ордовикская система (джебаглинская серия)		Коштагайская свита ($O_3 ? ks^v$)		
			Бешарыкская свита ($O_3 bs^v$)		
			Суындыксайская свита ($O_2 sn$)		
			Камальская свита ($O_{1-2} km$)		
			Коскульская свита ($O_1 ks$)		
	Средний и верхний кембрий (саускандыкская серия)		Кулантауская свита ($Sm_{2-3} kl$)		
			Курумсакская свита ($Sm_2 kr$)		
			Байконурская свита ($Sm_2 bk$)		
	Верхний протерозой		Бакырлинская свита ($Pt_2 ? bh$)		
			Кайнарская свита ($Pt_2 ? kn$)		
Нижний протерозой		Бессазская свита ($Pt_1 ? bs$)			

Протерозойская группа представлена двумя подгруппами. К нижней подгруппе условно отнесена бессазская свита метаморфических пород ($Pt_1 ? bs$), а к верхней (снизу вверх) — кайнарская (вулканогенно-обломочная $Pt_2 ? kn$) и бакырлинская (известняково-доломитовая $Pt_2 ? bk$) свиты.

Палеозойская группа представлена всеми тремя подгруппами. Нижний палеозой суммарной мощностью до 6—7 км подразделяется на две серии: саускандыкскую (верхний и средний кембрий) и джебаглинскую, которая охватывает весь ордовик. В саускандыкской серии, мощность которой достигает 450—500 м, выделяются три свиты (снизу вверх): байконурская свита тиллитоподобных конгломератов и песчаников ($Sm_2 bk$), курумсакская свита углисто-глинистых, кремнистых и ванадиевопосных сланцев ($Sm_2 kr$) и кулантауская свита известняков и доломитов ($Sm_{2-3} kl$). Джебаглинская серия, представленная морскими терригенными осадками, глинистыми сланцами, алевролитами и песчаниками с прослоями конгломератов суммарной мощностью до 5,5 км, подразделяется на четыре свиты (снизу вверх): коскульскую ($O_1 ks$), камальскую ($O_{1-2} km$), сумндыксайскую ($O_2 sn$) и бешарыкскую ($O_3 bs^v$). Несколько обособленное положение занимает коштагайская свита ($O_3 ? ks^v$), условно отнесенная нами к самым верхам верхнего ордовика.

На границе нижнего и среднего палеозоя наблюдается резкое стратиграфическое несогласие. Средний палеозой представлен средним и верхним отделами девонской системы и нижним карбоном. Разрез среднего палеозоя начинается тюлькубашской свитой ($D_{2-3} tl$) песчаников, конгломератов и алевролитов преимущественно континентального происхождения, относящихся по возрасту к среднему девону — франскому ярусу. Выше залегают морские карбонатные отложения фаменского яруса и нижнего карбона. Фаменский ярус к востоку от р. Биресек делится на две свиты: аманскую ($D_3 fm am$) и тассарайскую ($D_3 fm ts$). Там же на толщу фамена ложится, местами согласно, местами с незначительным размывом, турнейский ярус, который делится на нижне- и верхнетурнейский подъярусы ($C_1 t_1$ и $C_1 t_2$). К северо-западу от р. Биресек разрез верхней части фаменского яруса и турне имеет, в силу фацальной изменчивости, иной вид. Граница между фаменом и нижним турне проходит в верхней части аккалпынской свиты ($D_3 C_1 ak$). На аккалпынской свите залегает биресекская свита ($C_1 t_1 br$), кровля которой соответствует подошве верхнего турне. Еще северо-западнее, в районе горы Тегистык, биресекская и аккалпынская свиты замещаются тегистыкской свитой, стратиграфический объем которой соответствует тассарайской свите и всему нижнему турне ($D_3 - C_1 tg$). Разрез среднего палеозоя заканчивается морскими карбонатно-терригенными осадками визейского и намюрского ярусов.

Визейский ярус представлен нижним, средним и верхним подъярусами. Однако проследить границу между ними из-за

фацциальной изменчивости, нечеткой смены биостратиграфических комплексов и местами недостаточной палеонтологической охарактеризованности разреза удается не везде. То же самое можно сказать и в отношении границы между визейским и намюрским ярусами. Последний обычно не отчленяется от визейских отложений. На большей части территории листа, в междуречье рек Яныкурган — Шилбыр, в бассейне р. Кошкараты и в верховьях р. Актобе, визейские и намюрские отложения подразделяются на две толщи, из которых нижняя по своему стратиграфическому объему соответствует нижневизейскому подъярису (C_{1v1}), а верхняя — нерасчлененным среднему и верхнему подъярусам визейского яруса и намюрскому ярусу ($C_{1v2+3}+n$). В северо-западной части территории листа характер разреза меняется. Здесь визейские и намюрские отложения подразделяются также на две толщи, но объем нижней толщи соответствует нижнему и среднему подъярусам визейского яруса (C_{1v1+2}), а верхней — верхнему визе и намюрскому ярусам ($C_{1v3}+n$). Разрез палеозоя заканчивается карбонатными и терригенными отложениями среднего карбона (C_2). Мощность среднепалеозойских осадков достигает 4—5 км.

Мезозойская группа на территории листа представлена нижним и верхним отделами меловой системы суммарной мощностью не более 230 м.

Кайнозойская группа представлена палеогеновой и четвертичной системами. В основании палеогена залегают доломиты и глины палеоцена (Pg_1); на них с размывом ложатся эоценовые отложения, представленные морскими песками и глинами (Pg_2). Далее вверх по разрезу следует чеганская свита ($Pg_3^2 - Pg_3^1cg$) морских глин, соответствующая по возрасту низам олигоцена и верхней части эоцена. Еще выше с размывом залегает кызылкульская свита (Pg_3^2ks) континентальных красноцветных и зеленоватых глин. Суммарная мощность палеогена не превышает 340 м. Кайнозойская группа заканчивается комплексом неоген — четвертичных отложений.

ПРОТЕРОЗОЙСКАЯ ГРУППА

НИЖНИЙ ПРОТЕРОЗОИ

Бессазская свита ($Pt_1?bs$). Метаморфические породы бессазской свиты выходят вдоль подножья северо-восточного склона хребта. Контакты метаморфической толщи с окружающими верхнепротерозойскими отложениями тектонические. Метаморфическая толща перекрывается с угловым несогласием красноцветными отложениями туюкубашской свиты (D_2-3tl).

Ранее метаморфическая толща ошибочно принималась за интрузивный массив полосчатого габбро. Такая точка зрения имеется в работах И. И. Бока [53] и И. И. Машкара [25]. Новые

данные, полученные сотрудниками Южно-Казахстанской экспедиции в 1955—1956 гг., показали ошибочность этих представлений [24, 33, 35]*. Было установлено, что в состав метаморфической толщи входят разнообразные породы: амфиболитовые гнейсы, амфиболиты, слюдяные сланцы (кварц-биотитовые, мусковит-гранатовые, амфибол-биотитовые), актинолитовые и актинолит-цоизитовые сланцы, роговики (амфибол-пироксеновые, кварц-полевошпатовые), метаморфизованные интрузивные породы, скарнированные известняки, ороговикованные туфы, туфопесчаники. Все перечисленные породы находятся в частом переслаивании, но соотношение их меняется. Метаморфическая толща прорвана многочисленными интрузиями гранитов, габбро и серпентинитов. Граниты образуют разветвленные дайки и прожилки, пропитывающие вмещающие породы на большом расстоянии. Инъекции развиты неравномерно. Они отсутствуют в центральной части выходов и местами вдоль юго-западного края. Инъекции происходили неоднократно, в результате чего и образовались характерные полосчатые породы. Кроме того, в метаморфической толще присутствуют гранитные дайки, секущие полосчатые породы. Породы метаморфической толщи и пропитывающие их инъекции сильно смяты; в них везде развиты мелкие складки и плейчатость. Контакт габбро с метаморфической толщей также характеризуется нечеткими извилистыми очертаниями, свидетельствующими о процессах пропитки и ассимиляции.

Простирание пород метаморфической толщи меняется на коротком расстоянии с широтного на северо-восточное, что резко отличает ее от верхнепротерозойской толщи пород с выдержанным северо-западным простиранием. Кроме того в составе метаморфической толщи преобладают высокометаморфизованные породы, которые в составе верхнепротерозойских свит занимают незначительное место. На этом основании возраст метаморфической толщи условно считается нижнепротерозойским.

Мощность толщи более 1000 м.

ВЕРХНИЙ ПРОТЕРОЗОИ

Кайнарская свита ($Pt_2?kn$). Нижняя граница кайнарской свиты в пределах территории листа неизвестна; верхняя — наблюдается в ряде пунктов. Кайнарску свиту согласно перекрывает бакырлинская свита. Обнажения последней так же, как и выходы кайнарской свиты, широко развиты в пределах северо-восточного склона хребта. В состав кайнарской свиты входят эффузивы кислого состава (кварцевые порфиры, альби-

* Впервые предположение о том, что породы Бессазского массива являются метаморфическими сланцами, высказал Н. М. Салов (1940).

тофиры, кератофиры), среднего и основного состава (диабазы, спиллиты, порфириды), их туфы, туфобрекчии, пепловые туфы, туфогенные песчаники, конгломераты, различные метаморфические сланцы. Стратиграфическая последовательность внутри свиты, вследствие сильной нарушенности и фацальной изменчивости, не установлена. Мощность свиты более 2000 м.

Бакырлинская свита ($Pt_2?bk$) залегает согласно на кайнарской свите. Верхняя граница ее в пределах хребта Каратау неизвестна, поскольку верхняя часть свиты размыта. По литологическим признакам бакырлинская свита делится на две толщи: нижнюю — известняково-сланцевую и верхнюю — массивных доломитов и известняков. Мощность бакырлинской свиты изменяется от 450 до 500 м. Возраст кайнарской и бакырлинской свит устанавливается на основании сходства их с верхнепротерозойскими отложениями Северного Каратау, где они с угловым несогласием перекрываются базальными конгломератами нижнекембрийского возраста. От метаморфической толщи предположительно нижнепротерозойского возраста вышеописанные отложения отличаются выдержанным северо-западным простиранием, а также незначительным количеством метаморфических пород, развитых преимущественно вдоль разломов.

ПАЛЕОЗОЙСКАЯ ГРУППА

НИЖНИЙ ПАЛЕОЗОИ

Кембрийская система

Средний и верхний кембрий (саускандыкская серия)

Байконурская свита (Sm_2bk) имеет незначительное распространение. Выходы ее встречены в междуречье Алматы — Балдысу, в зоне Главного Каратауского разлома, и в верховьях Талдыбулак, где она с разрывом ложится на кайнарскую свиту ($Pt_2?kn$). Сверху байконурская свита согласно перекрывается кремнистыми сланцами курумсакской свиты (Sm_2kr). В состав байконурской свиты входят конгломераты, тиллитоподобные конгломераты из обломков протерозойских пород, гравелиты, песчаники и алевролиты. Конгломераты залегают преимущественно в основании свиты. Мощность ее колеблется от 0 до 300 м.

Курумсакская свита (Sm_2kr) развита вдоль северо-восточного склона хребта, в междуречье Суындык — Балдысу. В состав ее входят углито-кремнистые сланцы, черные яшмовидные кремни, прослойки доломитов. Для свиты в целом характерно повышенное содержание ванадия и фосфора. Ванадиевое оруденение приурочено к нижней части свиты, сложенной черными яшмовидными кремнями. В подошве свиты местами про-

слеживается слой доломита мощностью до 10 м. Нижний контакт курумсакской свиты с отложениями байконурской свиты нормальный стратиграфический, местами осложненный межформационными подвижками; с вышележащей — кулантауской — свитой кремнистые сланцы связаны зоной постепенного перехода. В Малом Каратау курумсакской свите соответствует беркутинская свита фосфоритоносных кремнистых сланцев. Мощность курумсакской свиты от 25 до 200 м.

Кулантауская свита (Sm_{2-3kl}) распространена вдоль северо-восточного склона хребта. Она согласно залегает на кремнистых сланцах курумсакской свиты и перекрывается филлитовидными сланцами тремадокского яруса, связанными с ней постепенными переходами. Кулантауская свита сложена водорослевыми известняками и доломитами. В нижней части присутствуют прослойки и линзы кремнистых пород, в верхней — филлитовидных сланцев, алевролитов, песчаников. Мощность свиты колеблется от 60 до 250 м. Возраст кулантауской свиты определяется ее положением в разрезе и находкой в верховьях р. Арпаозень в 1956 г. В. В. Эзом трилобитов среднекембрийского возраста, определенных Н. В. Покровской как *Leiorpyge laevigata* (Dalm), *Goniagnostus nathorsti* (Brögger), *Pelopopsis* sp. Однако верхняя часть свиты не может не соответствовать верхнему кембрию, так как согласно перекрывается фаунистически охарактеризованными тремадокскими породами. Основываясь на трилобитах, а также принимая во внимание, что байконурская свита в Северном Каратау залегает на подстилающих породах нижнего кембрия с угловым несогласием, можно байконурскую и курумсакскую свиты отнести по возрасту к среднему кембрию, что согласуется с соседними районами Малого Каратау и Улутау.

Ордовикская система (джебаглинская серия)

Коскульская свита (O_1ks) образует выходы в верховьях Суындыкская, Баялдыра и в районе гор Карадыр. С кулантауской свитой связана зоной постепенного перехода. В строении коскульской свиты принимают участие сланцеватые алевролиты, кремнисто-хлоритовые и кварцево-хлоритовые сланцы. Найденный Н. М. Саловым в горах Джебаглы в породах свиты граптолит, определенный В. Н. Павлиновым как *Triograptus osloensis* Mohs., указывает на тремадокский возраст. Мощность свиты не превышает 60 м.

Камальская свита (O_{1-2km}) кремнистых сланцев и алевролитов залегает согласно на породах коскульской свиты. Она отличается выдержанностью состава. В обнажениях по р. Карасаю на коскульской свите лежат *:

* По данным Г. И. Макарычева [77].

1. Кремнистые полосчатые сланцы с пустотами от вкрапленников пирита. Отсюда В. Н. Павлиновым определены граптолиты: *Didymograptis simulans* E. a W., *D. ex gr. hirundo* Salt., *D. nicholsoni* Larw. var. nov., *D. extensus* Hall., *Tetragraptus amii* Larw. и др. Этот комплекс, по заключению Павлинова, характерен для аренинского яруса 8 м
2. Яшмовидные кремнистые сланцы 12 м
3. Яшмовидные кремнистые сланцы сильно ожелезненные 20—30 м
4. Сиреневые и вишнево-красные алевролиты. Фауна в них встречена за пределами описываемого района, по р. Канай, и представлена граптолитом *Phyllograptus anna* Hall., найденным также в Чу-Илийских горах и на Сары-Су—Тенизском водоразделе, где этот род характеризует лланвирский ярус 0—20 м

Мощность камальской свиты 60—70 м.

Суындыксайская свита (O_2sn) образует выходы в верховьях Суындыксай и Баялдыра, залегающая согласно на камальской. Она представлена зеленовато-серыми филлитовидными сланцами с прослоями песчаников и алевролитов в верхней части разреза. В бассейне р. Суындыксай в ней были обнаружены граптолиты, среди которых В. Н. Павлинов определил комплекс характерных для лландейльского яруса граптолитов: *Glyptograptus teretiusculus* var. *conuricus* Pavlin., *Acanthograptus ex gr. priscus* Ruld., *Ptilograptus geinitzianus* Hall., *Mastigograptus cf. circinalis* Ruld., *Inocaulis multiramus*. Мощность свиты 200—400 м.

Бешарыкская свита ($O_3b\delta$)* широко развита в северо-западной части описываемой территории. Она представлена мощной толщей терригенных пород, которая расчленена на три подсвиты.

Нижняя подсвита ($O_3b\delta_1$) представлена флишеподобной толщей переслаивающихся конгломератов, песчаников и сланцев. Цвет пород преимущественно зеленый. В разрезе по р. Суындыксай снизу вверх обнажаются:

1. Конгломераты средне- и мелкогалечные 6—7 м
2. Ритмично чередующиеся мелкозернистые полимиктовые песчаники, алевролиты и кремнисто-серицитовые сланцы около 900 м
3. Конгломераты 20 м
4. Переслаивающиеся крупнозернистые песчаники, гравелиты, алевролиты, сланцы с мощностью слоев 10—25 м. Вверх по разрезу алевролиты замещаются песчаниками 400 м
5. Конгломераты до 10 м
6. Песчаники средне- и мелкозернистые грубослоистые с прослоями алевролитов, количество которых увеличивается вверх по разрезу. В этой пачке И. Т. Александровой и Е. П. Успенским в 1956 г. собраны брахиоподы: *Mimella* sp., *Rhynchotrema* sp., *Dinortis cf. kassini* Ruk. (определения О. И. Никифоровой). Из этой же коллекции З. Г. Балашовым были определены ортоцератиды: *Armenoceras cf. asiaticum* Endo. (известный в среднем ордовике Маньчжурии) и *Piloceras* sp. 800—1000 м

Мощность подсвиты 2000—23 000 м.

* Детальная стратиграфия свиты разработана Е. П. Успенским.

Средняя подсвита ($O_3b\delta_2$) обнажена в долине р. Жамантас. В строении ее принимают участие песчаники и алевролиты. В нижней части залегают темно-серые слоистые алевролиты, отличающиеся интенсивным кливажем. Выше по разрезу алевролиты переслаиваются с темно-серыми песчаниками. В более западных участках верхняя часть разреза сложена песчаниками. В песчаниках встречены брахиоподы: *Zygospira* (?) sp., *Dinortis* sp. (определения О. И. Никифоровой); *Zygospira* sp., *Anastarphia* sp., *Linuites* sp., *Tropidodiscus* sp. Мощность подсвиты 1200 м.

Верхняя подсвита ($O_3b\delta_3$) выходит в долине р. Жамантас. Она сложена массивными серыми косослоистыми крупно- и среднезернистыми полимиктовыми песчаниками, лишенными прослоев алевролитов. Верхняя часть подсвиты, сложенная переслаивающимися песчаниками и алевролитами, обнажается на территории смежного к западу листа (К-42-II), где в долине р. Акуюк в ней были встречены многочисленные брахиоподы, из которых О. И. Никифоровой был определен лишь *Dinorthis* sp., характерный для отарских и дуланкаринских слоев верхнего ордовика Чу-Илийских гор. Мощность подсвиты на территории листа составляет 1600 м.

Общая мощность бешарыкской свиты около 5000 м.

Нерасчлененная бешарыкская свита ($O_3b\delta$) закартирована в ядрах Бессазской, Кызылатинской и Карабулакской антиклиналей. В разных участках выходят то более низкие, то более высокие ее слои. В ядре Кызылатинской антиклинали обнажается нижняя часть свиты, сложенная переслаивающимися зелеными песчаниками и алевролитами. В ядре Бессазской антиклинали свита представлена темными песчаниками и алевролитами, которые выше по разрезу становятся зелеными. По-видимому здесь обнажается средняя подсвита ($O_3b\delta_2$). В районе правобережья р. Шилбыр обнажаются верхи разреза.

Фауна, содержащаяся в средней и верхней подсвитах бешарыкской свиты, говорит однозначно о их верхнеордовикском возрасте. Фауна из нижней подсвиты встречается как в верхнем (*Dinorthis cf. kassini* Ruk.), так и в среднем ордовике (*Mimella* sp., *Armenoceras cf. asiaticum* Endo, *Rhynchotrema* sp.). Расчленение ордовика по брахиоподам разработано слабо. Поэтому факт согласного стратиграфического налегания бешарыкской свиты на суындыксайскую свиту, в верхах которой Н. П. Суворовой в Северном Каратау в 1944 г. был найден *Dicranograptus ramosus* var. *longicaulus* Larw., характеризующий кровлю лландейльского яруса, должен иметь преобладающее значение. Нижнюю подсвиту бешарыкской свиты мы условно относим к верхнему ордовiku.

Коштагайская свита ($O_3?k\delta$), которой заканчивается разрез ордовикских отложений, обнажается в верховьях рек Коштагай и Акшешек на площади около 18 км². Впервые она

была выделена В. В. Эзом в 1950 г. На подстилающих ордовикских отложениях коштагайская свита залегает со слабым угловым несогласием. Вышележащая среднепалеозойская толща ложится на нее с угловым несогласием или параллельно. В состав свиты входят красноцветные полимиктовые песчаники и конгломерато-брекчии. Разрез ее в верховьях р. Коштагай выглядит следующим образом:

- | | |
|--|-------|
| 1. В основании залегают яркокрасные мелкозернистые полимиктовые песчаники с редкими крупными зернами и обильным глинистым цементом | 50 м |
| 2. Красные средне- и крупнозернистые разнозернистые полимиктовые песчаники с редкими пудинговыми включениями | 200 м |
| 3. Красные средне-крупнозернистые полимиктовые песчаники с большим количеством пудинговых включений | 400 м |
| 4. Красные конгломерато-брекчии с грубообломочным материалом, состоящие из песчаников, кварца и силицитов | 100 м |

Общая мощность свиты от 25—30 до 700—800 м.

Органических остатков в коштагайской свите не найдено. Поэтому возраст ее (верхний ордовик) предположителен на основании положения в разрезе и сопоставления с красноцветной арамсинской свитой Северного Тянь-Шаня, в которой собраны ордовикские окаменелости [57].*

СРЕДНИЙ ПАЛЕОЗОЙ

Девонская система

Средний девон — франкий ярус

Тюлькубашская свита (D_{2-3tl}). Тюлькубашская свита с разрывом ложится на нижний палеозой и протерозой и согласно стратиграфически перекрывается фаменскими отложениями. Выходы ее приурочены к наиболее приподнятым участкам герцинской структуры. По литологическим признакам она подразделена на две подсвиты: нижнюю и верхнюю.

Нижняя подсвита (D_{2-3tl_1}). Наиболее полный разрез ее наблюдается в верховьях р. Балаузен, в северном крыле Бес-сазской антиклинали. Разрез ее следующий:

- | | |
|---|-------|
| 1. Основание подсвиты здесь составляет конгломерато-песчаниковая толща, представленная чередованием зеленых полимиктовых песчаников и конгломератов. Встречаются линзовидные прослои андезитовых порфиритов мощностью до 15—20 м и протяженностью до 2—3 км | 750 м |
| 2. Выше по разрезу следует толща переслаивающихся кварц-полевошпатовых косослонистых песчаников и алевролитов, окрашенных чаще в красные и значительно реже в зеленые и серые тона**. На поверхностях наложения встречаются трещины усыхания и следы ряби. | |

* Коштагайская свита, возможно, относится к красноцветному среднему девону, свиты которого выделены Н. А. Козловым (1940 г.) в Северо-Западном Каратау.

** Подошва толщи песчаников показана на геологической карте в виде маркирующего горизонта.

Верхняя подсвита (D_{2-3tl_2}). Наиболее полный разрез ее наблюдается у истоков р. Кошкараты. В основании подсвиты здесь залегает:

- | | |
|--|-----------|
| 1. Пачка малиновых алевролитов, связанная с подстилающими песчаниками зоной постепенного перехода | 200 м |
| 2. Выше следует пестроцветная толща, состоящая из переслаивающихся алевролитов, аргиллитов, песчаников, мергелей, туффитов, которые окрашены в зеленые, бурые и малиновые тона. В большом количестве встречаются конгломераты и тектонические брекчии. Они состоят из обломков вышеуказанных пород. В верхней части появляются прослои известняков и доломитов | 200—300 м |

Суммарная мощность подсвиты 450 м.

Северо-западнее гор Карадыр верхняя подсвита резко сокращается в мощности, замещаясь песчаниками с линзовидными прослоями конгломератов. В этом месте она не отчленяется от нижней подсвиты и обе они объединены на карте в нерасчлененную тюлькубашскую свиту (D_{2-3tl}). Мощность тюлькубашской свиты колеблется от 0 в верховьях Коштагай-сая, где она стратиграфически выклинивается, до 2500 м в верховьях р. Карабулак.

Тюлькубашская свита бедна органическими остатками. В верховьях р. Биресек в 1955 г. О. С. Грум-Гржимайло обнаружил в кровле верхней подсвиты остатки брахиопод, среди которых А. И. Золкиной определены: *Cyrtospirifer* sp., *Cyrtospirifer* ex gr. *verneuili* M u g s h. По очертаниям и по характеру кое-где сохранившихся ребер *Cyrtospirifer* sp. напоминают *Cyrtospirifer subanossofi* из «нижних» слоев Кузнецкого бассейна. Отмечается также сходство обломков этих раковин с *C. disjunctus* var. *supadiunctades* (N a l.) из верхней части семилукских слоев Саратовской области. По некоторым признакам *Cyrtospirifer* ex gr. *verneuili* M u g s h. сближаются с *C. ex gr. verneuili* M u g s h. из верхнешигровских слоев. Эти данные и стратиграфическое положение верхней подсвиты (D_{2-3tl_2}) — ниже слоев с нижнефаменской фауной — позволяют условно отнести ее по возрасту к франскому ярусу. В 1953 г. Г. И. Макарычев обнаружил в верхней части нижней подсвиты (D_{2-3tl_1}) в междуречье Бакай — Тегистык слепок внутренней полости ка-ламита (определение В. А. Вахромеева), позволяющий предположить франкий возраст пород.* Другая находка была сделана М. С. Потаповой в разрезе р. Тюетас, в нижней части разреза нижней подсвиты (D_{2-3tl_1}). Здесь были обнаружены отпечатки псилофитов плохой сохранности. По мнению М. Ф. Нейбург, они имеют древний облик, возможно древнее, но не моложе среднего девона. Поскольку фациальные особенности осадков допускают относительно быстрое их накопление, можно предпо-

* По мнению М. А. Сенкевич (устное сообщение) определение В. А. Вахромеева является ошибочным.

ложить, что едва ли нижняя граница свиты снижается ниже среднего девона. Таким образом, по положению в разрезе и по редким органическим остаткам тюлькубашская свита скорее всего относится к среднему девону — франскому ярусу.

Фаменский ярус

Аманская свита (D_3fmat) согласно ложится на тюлькубашскую свиту. На территории листа она представлена четырьмя фациями: турланской, биресекской, кызылатинской и келинчекской, которые сменяют друг друга преимущественно вдоль каратауского простирания (с юго-востока на северо-запад).

Турланская фация распространена приблизительно к востоку от меридиана р. Хантаги. Она представлена ритмическим чередованием известняков и мергелей. Выделяются три крупных ритма, нижняя часть которых сложена различными типами известняков, а верхняя состоит из пачек мергелей с тонкими прослоями известняков. Разрез аманской свиты турланской фации имеет следующий вид:

1. Основание разреза составляет шушаковская пачка известняков*; мощность около 300 м.
2. Выше залегает пачка листоватых и тонкоплитчатых мергелей — курсайская пачка; мощность колеблется около 100 м, достигая в районе левого берега р. Шилбыр 200—250 м.
3. Далее вверх по разрезу следует пачка акжарских известняков; мощность меняется от 25 до 100—120 м.
4. Выше вновь залегает пачка мергелей, аналогичных курсайским, но значительно большей мощности. Мергели получили название уртандинских. Мощность колеблется от 100 до 200 м, достигая 400 м в юго-восточной части территории листа.
5. Самой верхней известняковой пачкой является ачсайская; мощность ее колеблется около 50—70 м, возрастая местами до 100—150 м.
6. Разрез заканчивается пачкой мергелей и ленточных известняков (акбулакской); мощность меняется от первых метров до 50 м.

Суммарная мощность меняется от 450 м до 1100—1200 м. Уменьшение мощности сопровождается возрастанием роли более мелководных известняков.

Биресекская фация развита вдоль р. Биресек. Переход от турланской к биресекской фации осуществляется постепенно, путем замещения мергельных пачек известняковыми и возрастания доломитности пород. Строение разреза аманской свиты в пос. Хантаги и г. Кентау имеет следующий вид:

1. Основание разреза составляет «переходная» пачка, сложенная известняками и мергелями, окрашенными в светлые тона . . . 65—80 м
2. «Нижняя» пачка, состоящая из темных доломитов и доломитизированных известняков . . . 60—80 м

* На геологической карте кровля шушаковской пачки показана в виде маркирующего горизонта.

3. Пачка «нижних комковатых» известняков	70—90 м
4. Пачка «первых ленточных» известняков	13—20 м
5. Пачка «ячеистых» известняков и доломитов	6—20 м
6. Пачка «вторых ленточных» известняков	15—35 м
7. Пачка «средних комковатых» известняков	38—30 м
8. Пачка «плитчатых» известняков и доломитов	34—50 м
9. Зоной постепенного перехода восьмая пачка связана с залегающей выше пачкой «верхних комковатых» известняков и доломитов	80—63 м
10. Заканчивается разрез биресекской фации пачкой «верхних ленточных» известняков и доломитов, соответствующих в турланской фации акбулакской пачке	16—20 м

Суммарная мощность свиты от 350 до 450 м.

Кызылатинская фация амансайской свиты распространена к северо-западу от р. Биресек, охватывая более половины горной территории листа К-42-III. Переход от биресекской к кызылатинской фации осуществляется путем замещения известняков доломитами. Строение разреза имеет следующий вид:

1. Основание разреза составляет джизаганатинская пачка песчаных и алевролитовых доломитов и известняков. В биресекской фации ей соответствуют переходная и нижняя пачки . . . 70—80 м
2. Выше залегает жанкурганская толща черных слонистых известняков и доломитов 300 м

Мощность амансайской свиты в кызылатинской фации меняется от 0 м в верховьях Коштагайса, где амансайская свита выклинивается, до 350—400 м.

Келинчекская фация. Область распространения келинчекской фации охватывает небольшой по площади участок в районе г. Келинчек. Аманская свита здесь представлена пересланяющимися песчанистыми известняками, известковистыми песчаниками и алевролитами. При движении на северо-восток мощность меняется от 350 до 150—200 м.

Таким образом в пределах всего листа мощность аманской свиты меняется от 0 до 1200 м.

Из органических остатков в аманской свите, кроме мшанок, кораллов, криноидей и наутилоидей, были встречены многочисленные брахиоподы: *Chonetes turlanicus* Nal., *Plicochonetes nanus* (Vern.), *Plicatifera meisteri* (Peetz.), *Camarotoechia turanica* (Rom.), *C. boloniensis* (Orb.), *C. pleurodon* (Phill.), *Cyrtospirifer verneuili* (Murch.), *C. brodyi* (Wen.), *C. aquilinus* (Rom.), *C. sulcifer* (H. C.), и др. Комплекс свидетельствует о принадлежности вмещающих пород к фаменскому ярусу. Условно их можно параллелизовать с мейстеровскими и частью сульциферовыми слоями Центрального Казахстана.

Тассарайская свита* (D_3fmts) согласно ложится на аманскую свиту и повсюду начинается пачкой карбонатных брекчий, состоящих из обломков известняков и доломитов. Мощность брекчий меняется от первых метров до 50 м и более.

* По мнению В. В. Галицкого, тассарайская свита не имеет самостоятельного стратиграфического значения.

Выше по разрезу следует толща темных известняков и доломитов, среди которых продолжают встречаться линзовидные прослои карбонатных брекчий. Известняки часто сгофрированы. Мощность тассарайской свиты около 80—100 м. В разных местах были встречены брахиоподы (определения Р. Е. Алексее-

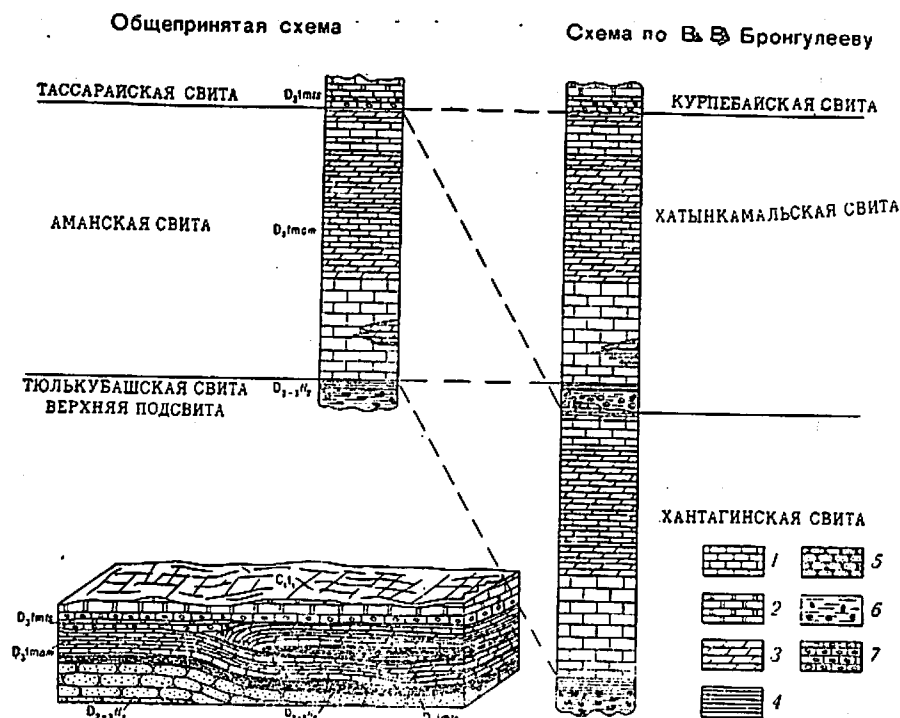


Рис. 1. Схема сопоставления общепринятой схемы расчленения фаменского яруса в Центральном Каратау со схемой расчленения фамена по В. В. Бронгулееву.

1 — известняк; 2 — доломит; 3 — мергель; 4 — алевролит, аргиллит; 5 — песчаник; 6 — аргиллитовые и алевролитовые брекчии и конгломераты; 7 — карбонатные брекчии и конгломераты

вой и А. И. Сидяченко): *Plicatifera menneri* (sp. n.), *Cyrtospirifer tenticulum quadrangularis* (Gr a b.), *C. elenae* sp. n., *C. sergunkova* sp. n., *C. (Dmitria) romanovskii* N a l., *Adolfia* (?) *talassica* (V a s.).

Приведенный список свидетельствует о фаменском возрасте свиты. Вместе с тем по комплексу фауны тассарайская свита существенно отличается от аманской. Условно ее можно сопоставлять с каракингирскими слоями Центрального Казахстана.

При описании стратиграфии фаменского яруса нами была принята за основу схема расчленения фаменских отложений,

разработанная в 30-х годах И. И. Машкара, Л. Н. Балавинским, В. В. Галицким и др., которая в настоящее время является общепринятой в Центральном Каратау. В. В. Бронгулеев, занимавшийся структурными исследованиями в районе Ачисайского месторождения в 1949 г., пришел к выводу о неправильности этой схемы [51]. Согласно его представлениям [3], предшествующие исследователи пропустили половину фаменского яруса, приняв ее за висячие крылья пластовых надвигов. В фаменском ярусе он выделяет три свиты, из которых верхняя вполне соответствует тассарайской свите, а две нижние, каждая в отдельности, приблизительно отвечают аманской свите. (рис. 1).

В 1957 г. его поддержали Р. Е. Алексеева и А. И. Сидяченко [88], пытавшиеся решить этот вопрос на основании палеонтологического метода. Работа этих авторов содержит целый ряд методических дефектов. Приводимые в ней данные недостаточны для окончательного решения вопроса. Авторы объяснительной записки, пересмотрев большой материал ранних исследований Каратау и учтя новые данные, пришли к выводу о большей обоснованности старой стратиграфической схемы (Н. Л. Балавинского, В. В. Галицкого и др.). К аналогичному выводу пришло совещание по унификации стратиграфических схем допалеозоя Восточного Казахстана, состоявшееся 12—17 мая 1958 г. в г. Алма-Ата [39]. Новые данные по биостратиграфии должны рассматриваться в качестве постановки вопроса, требующего дальнейшего всестороннего изучения.

Девонская — каменноугольная система

Фаменский ярус — нижнетурнейский подъярус

Аккалпынская свита (D_3-C_1ak) согласно залегает на аманской свите и постепенными переходами связана с вышележащей биресекской свитой (C_1t^{1br}). Распространена она приблизительно к северо-западу от р. Биресек. При прослеживании аккалпынской свиты на восток, в область распространения турланской фации аманской свиты, наблюдается переход ее нижней и средней частей в тассарайскую свиту, а верхней — в нижние слои турне. В бассейне р. Биресек, по данным Д. Е. Гафт, в аккалпынской свите выделяются три пачки.

1. Нижняя пачка сложена известняково-доломитовыми брекчиями и массивными известняками с прослоями темных доломитов, мощностью 15—60 м.

2. Выше залегает пачка черных и темно-серых доломитов. В ее кровле и подошве часто присутствуют карбонатные брекчии, мощностью от 20 до 40 м, иногда до 1,5—2 м.

3. Заканчивается разрез пачкой переслаивающихся черных доломитов и светлых карбонатных пород, переходящих в карбонатные брекчии в направлении напластования и по простиранию. В большом количестве встречаются кремнистые линзовидные прослои, достигая в кровле 7 м мощности 100—190 м.

На большей части территории листа аккалпынская свита не расчленяется на указанные выше пачки и представлена чередованием светлых известняков, темных доломитов и карбонатных брекчий, в которые известняки и доломиты часто переходят по простирацию. Мощность аккалпынской свиты меняется в пределах от 150 до 450 м. В нижней и средней пачках

Верховья р. Икансу

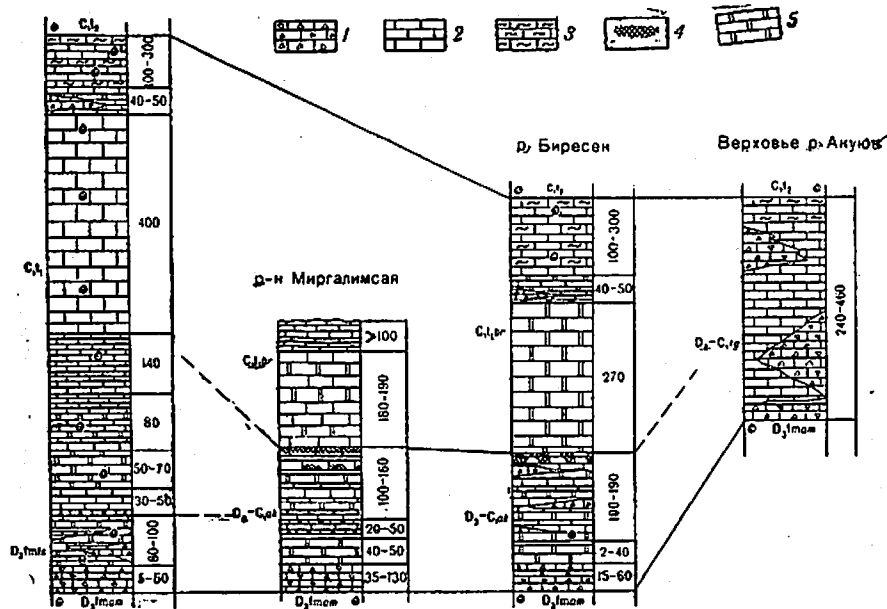


Рис. 2. Схема сопоставления стратиграфических разрезов верхней части фаменского яруса верхнего девона и нижней части турнейского яруса нижнего карбона

1 — карбонатные брекчии; 2 — известняки; 3 — глинистые известняки; 4 — кремни; 5 — доломиты

и в нижней части верхней пачки были обнаружены брахиоподы (определенные А. И. Сидяченко): *Cyrtospirifer (Dmitria) romanovskii* Na l. (с длиной зубных пластин более $\frac{1}{2}$ длины спинной створки), по которым слои, заключающие их, могут быть сопоставлены с тассарайской свитой. Верхние слои аккалпынской свиты соответствуют базальной, искристой и, возможно, турланской пачкам разреза нижнего турне в районе Ачисая. Таким образом, стратиграфический объем аккалпынской свиты соответствует всей тассарайской свите и части нижнего турне.

Тегистыкская свита (D_3-C_{1tg}). Тегистыкская свита образует выходы в верховьях рек Кайнар, Акуюк, Бакай, Тегистык и Суындыксай, в крыльях и северо-западном окончании

Тегистыкской синклинали. В верховьях Кайнара и Акуюка она согласно стратиграфически ложится на аманскую свиту фамена и зоной постепенного перехода связана с верхнетурнейскими отложениями. Таким образом, стратиграфический объем ее, примерно, соответствует тассарайской свите и всему нижнему турне. В верховьях Суындыксай тегистыкская свита трансгрессивно залегает на ордовике. В состав свиты входят известняки и доломиты, замещающиеся по простирацию и в направлении напластования карбонатными брекчиями. Кровлю свиты составляет аксайская пачка тонкоплитчатых известняков, окрашенных в светлые тона, мощностью около 60 м. Мощность тегистыкской свиты меняется в пределах от 240 до 460 м (рис. 2).

Каменноугольная система

Нижний отдел

Турнейский ярус

Нижний подъярус (C_{1t1}). Нижнетурнейский подъярус согласно или с незначительным размывом ложится на толщу верхнего девона. Нижняя граница его прослеживается только в восточной части территории листа, на западе она переходит внутрь аккалпынской свиты. Нижний турне представлен толщей известняков и доломитов, разрез которой в районе пос. Ачисай выглядит следующим образом.

1. Основание разреза составляет базальная пачка, состоящая из светло-серых и серых слоистых известняков с прослоями темных доломитов и полосчатых сгофрированных известняков. В основании пачки повсюду залегают карбонатные брекчии мощностью от 2 до 8 м 30—50 м
2. Пачка черных «искристых» доломитов 50—70 м
3. Турланская пачка светло-серых полосчатых известняков 80 м
4. Пачка тонкослоистых темно-серых известняков (рудничная пачка) 140 м
5. Далее вверх по разрезу следует бельмазарская пачка массивных и толстослоистых известняков*; мощность в верховьях р. Икансу 400 м
6. Балатурланская пачка серых и темных полосчатых доломитов и известняков. Породы часто сгофрированы и переходят по простирацию и в направлении напластования в карбонатные брекчии 40—50 м
7. Заканчивается разрез аксайской пачкой известняков и глинистых известняков, окрашенных в светло-желтые, оранжевые, зеленоватые и розовые тона** 100—200 м

В остальных местах нижнетурнейские отложения имеют сходный разрез. Однако далеко не везде удастся выделить перечисленные выше пачки. Мощность нижнего турне 800—1000 м.

* Подошва бельмазарской пачки показана на геологической карте в виде маркирующего горизонта.

** Подошва аксайской пачки показана на геологической карте в виде маркирующего горизонта.

Нижнетурнейский возраст толщи определяется на основании ее стратиграфического положения (залегает на тассарайской свите, слагающей кровлю фаменского яруса, перекрывается верхнетурнейскими отложениями) и по органическим остаткам.

В искристой пачке, в районе пос. Ачисай, рудника Смена и в других местах О. И. Богуш и О. В. Юферевым были встречены: фораминиферы — *Brunsiina uralica* Lip., *Hiperammina minima* Bir., *Ammobaculites* (?) *pugmaeus* Malakh., *Paracoligella antropovi* Lip., *Endothyra communis* Raus; коралл *Canninia cornucopiae* Mikch.; брахиоподы — *Chonetes* aff. *armata* Buch., *Pugnax accuminata* Mart., *Cyrtospirifer kurban* Nal. и др. Таким образом, наряду с фауной, имеющей переходный характер, в искристой пачке присутствуют формы, неизвестные в отложениях древнее турнейского яруса.

В. В. Галицким в верхней части бельмазарской толщи в районе пос. Хантаги найдены окаменелости, среди которых были определены: *Productus* (*Spinulicosta*) *temirensis* var. *floxima* Serg., *Schuchertella* cf. *chemungensis* Caur., *Pugnax accuminata* Mart., *Spirifer* cf. *sastubensis* nov. sp. (Serg.), *Spirifer* (*Gurichella*) *deflexus* Roem., *Brachythyris peculiaris* Sheim. По мнению О. И. Богуш и О. В. Юферева [52], в целом комплекс фораминифер бельмазарской толщи и аксайской пачки является турнейским, а учитывая обилие в нем однокамерных фораминифер и редкость многокамерных верхнетурнейских форм его следует вероятнее всего рассматривать как нижнетурнейский. Совокупность приведенных фактов свидетельствует о нижнетурнейском возрасте всей толщи в целом.

Биресекская свита (C₁t₁br). Биресекская свита образует выходы приблизительно там же, где и аккалпынская свита. На аккалпынской свите залегает согласно. Граница между ними проводится условно, по смене чередующихся тонкоплитчатых и грубоплитчатых пачек аккалпынской свиты, слагающих пологие участки склонов, массивными и толстоплитчатыми доломитами, образующими крутые обрывы. Маркирующую роль играет также окремнение, наблюдающееся местами в верхних слоях аккалпынской свиты.*

В верховьях Баялдыра разрез следующий:

1. В основании залегает толща темно-серых и светло-серых доломитов с массивной и грубоплитчатой текстурой. К востоку от р. Биресек толща доломитов быстро замещается известняками бельмазарской толщи, являющейся частью нижнего турне. 270 м
2. Выше залегает балатурланская пачка серых полосчатых доломитов и доломитовых брекчий. 40—50 м
3. Заканчивается разрез аксайской пачкой тонкоплитчатых известняков светло-серого, желтоватого, реже серого цвета. По микрофауне она относится к нижнему турне [52]. Выше залегают верхнетурнейские отложения. Мощность пачки. 100—300 м

* Подошва биресекской свиты, прослеженная в процессе геологической съемки в масштабе 1:50 000, показана на геологической карте в виде маркирующего горизонта.

Мощность свиты колеблется в широких пределах: от 450 до 1100 м (у западной рамки листа). Возраст свиты определяется по положению в разрезе как нижнетурнейский.

Карбонатные брекчии

На большей части территории листа карбонатные брекчии приурочены, главным образом, к двум комплексам осадков: 1) к верхней части фаменского яруса и основанию нижнего турне (аккалпынская свита, тассарайская свита и базальная пачка) и 2) к верхней части нижнего турне (к балатурланской пачке). За последние 30 лет внимание геологов, работавших в Каратау, было обращено, в основном, на брекчии нижнего комплекса, относительно происхождения которых высказывались различные мнения. В геологической литературе они получили даже особое название — «каратауские брекчии». Относительное количество брекчий в нижнем комплексе различно; в одних местах они составляют незначительную часть разреза, в других — резко преобладают над небрекчированными породами. Залегают брекчии в форме линз и слоев, прослеживающихся на большие расстояния и повторяющих все тектонические формы. Брекчии образуют также неправильные тела. Между брекчиями и слоистыми породами часто наблюдаются переходные зоны. В них хорошо видно, как по направлению напластования слои, ломаясь на отдельные куски размерами до 1—2 м, вминаются и перемешиваются со смежными пластичными слоями, которые окрашены обычно в иной цвет, нежели обломки. Цемент брекчий часто представлен тонкозернистой, среднезернистой или неравномернозернистой карбонатной породой, которая по цвету, структуре и составу почти ничем не отличается от небрекчированных слоистых пород, залегающих выше и непосредственно подстилающих брекчии. Обломки чаще представлены темными доломитами, цемент — светлой известняковой породой. Но нередко наблюдаются и обратные соотношения. Размеры обломков меняются в широких пределах: от долей сантиметров до нескольких метров. Иногда наблюдаются глыбы и линзы слоистых пород размерами в десятки метров, заключенные в карбонатные брекчии. Форма обломков угловатая, встречаются обломки со сглаженными углами. Обломочный материал брекчий представлен обычно вмещающими породами.

Иногда слоистое чередование темного и светлого известняка сменяется по простиранию их пятнистым распределением. Характер распределения производит впечатление перемешивания материала в пластичном состоянии. Нередко такие породы переходят в брекчии, обломки в которых сильно изогнуты, иногда подковообразные, реже округлые, границы с цементом нечеткие. На некоторых участках брекчии сменяются прослоями, смятыми в мелкие складки. Среди брекчий встречаются разности, в ко-

торых цементом служит жильный материал (кальцит, доломит), но относительная роль их невелика. Некоторые исследователи обращают внимание на присутствие в обломках разновидностей брекчий прожилков кальцита, не переходящих в цемент.

Большинство исследователей (В. В. Галицкий, Н. Л. Бубличенко, В. В. Эз, Т. М. Дембо) приписывают каратауским брекчиям тектоническое происхождение. Кроме тектонических, Т. М. Дембо выделяет в толще карбона сингенетические (аутигенные) брекции [65]. В. М. Синицин и В. В. Бронгулеев рассматривают брекции как результат размыва и переотложения. Авторы данной работы, не отрицая существования в рассматриваемом комплексе осадков тектонических брекчий и брекчий, переработанных тектоническими процессами, связывают так же, как и И. И. Машкара, В. В. Бессмертный и З. Е. Колотухина, происхождение значительной части брекчий с оползевыми процессами. Некоторая часть брекчий могла образоваться в результате размыва и переотложения. Сходное строение и, по-видимому, происхождение имеют брекции балатурланской пачки (верхний комплекс).

Верхний подъярус (C_{12}). Верхнетурнейский подъярус залегает на толще нижнего турне согласно, местами с незначительным размывом, и маломощной зоной постепенного перехода связан с вышележащими визейскими осадками. В строении верхнего турне принимают участие темно-серые и черные известняки. В известняках, особенно в верхах разреза, много конкреций черных кремней. К северо-востоку от Турланского перевала, в горах Караадыр, на горе Сырнай и в ряде других мест, где верхнетурнейские отложения с размывом ложатся на толщу нижнего турне, в основании их залегает пачка базальных конгломератов, переслаивающихся с песчаниками и гравелитами. В этих местах в низах разреза верхнего турне большую роль играют светлые известняки. Органические остатки распространены по всему разрезу. Они представлены многочисленными верхнетурнейскими фораминиферами, брахиоподами, одиночными и колониальными кораллами, гастроподами. Из органических остатков в верховьях рек Турлан, Биресек и в других местах были встречены: фораминиферы — *Endothira inflata* Lip. forma minima, *E. spinosa* N. Tchern. forma magna, *E. tuberculata* Lip. и др. (определения О. И. Богущ и О. В. Юферева); кораллы — *Caninia cylindrica* Scouler, *C. cf. djeskasganica* Volk., *Syringopora reticulata* Goldf., *S. parallelata* Fischer и др. (определения Т. А. Добролюбовой); брахиоподы — *Chonetes cf. papilionacea* Phill., *Productus viminalis* Whit., *Pr. burlingtonensis* Hall., *Spirifer tornacensis* Kon., *Sp. grimesi* Hall., *Sp. cinctus* Key., *Sp. bisulcatus* Sow., *Sp. gregeri* Well., *Leptena analoga* Phill. и др. (определения М. И. Щербаковой). Мощность меняется от 140 до 680 м.

Нижний подъярус (C_{11}). Нижневизейские отложения образуют выходы в северной и восточной части территории листа, в центральных участках крупных синклинальных структур. На известняках верхнего турне залегают согласно. В разрезе нижнего визе выделяются две пачки. Нижняя (казанбузарская) представлена чередованием песчаников, известняков, алевролитов, мергелей и аргиллитов, мощностью 100—350 м. Верхняя пачка сложена мшанковыми известняками, мощностью 50 м. По всему разрезу встречена фауна. Определены: кораллы — *Caninia djeskasganica* Volk., *C. (Caninophyllum) patula* Mich. var. *ulcundjesdensis* Volk. (определения Т. А. Добролюбовой); брахиоподы — *Schizophoria resupinata* Mart., *Leptaena* ex gr. *analoga* (Phill.), *Orthotetes cf. keokuk* Hall., *Rhipidomella michelini* L'Ev., *Athyris lamellosa* (L'Ev.), *Chonetes ischimica* Nal., *Ch. kinghirica* Nal., *Productus* ex gr. *derupatus* (Grab.), *Pr. aff. pinquis* M. Wood., *Spirifer grimesi* Hall. и др. (определения М. И. Щербаковой). Совокупность форм позволяет датировать возраст толщи как нижневизейский. Мощность толщи 150—400 м.

Нижний и средний подъярус визейского яруса неразделенные (C_{11+2}). Толща морских карбонатных осадков нижнего и среднего подъярусов визейского яруса образует выходы в районе среднего течения рек Актобе и Ушозень, у западной рамки листа. Повсюду она залегает согласно стратиграфически на турнейском ярусе и зоной постепенного перехода связана с вышележащими верхневизейскими отложениями. По данным О. С. Грум-Гржимайло, в основании ее залегает пачка органогенно-обломочных известняков со значительным содержанием глинистого и кремнистого материала. В средней части пачки встречаются прослои светло-бурых и зеленых мергелей. Из органических остатков встречены брахиоподы (определения М. И. Щербаковой): *Leptaenella analoga* (Phill.), *Rhipidomella michelini* Eveille., *Schizophoria resupinata* (Mart.), *Dictioclostus* sp., *Spirifer attenuatus* Sow., *Spirifer aff. tornacensis* Kon., *Athyris lamellosa* Eveille. *Athyris roysii* Eveille, которые позволяют датировать возраст содержащих их отложений как нижневизейский. Мощность пачки меняется от 130 до 260 м.

Заканчивается разрез нижнего и среднего визе толщей известняков с прослоями мергелей. При движении на северо-запад, в районе правобережья р. Ушозень, в ней появляются прослои серых доломитов и доломитовых известняков мощностью от 3 до 20 м. На юго-востоке мощность толщи превышает 800 м, в бассейне р. Ушозень сокращается до 250 м. Из органических остатков в ней были встречены в правобережье Джертансай: фораминиферы — *Eostafella mediocris* Viss., *Eost. parastruvei*

Raus., *Endothyra globulus* (Eichw.), *End. prisca* Raus. et Reitt., *End. ex gr. similis* Raus. et Reitt., *End. ex gr. crassa* Brody, *Archaediscus ex gr. krestovnikovi* Raus., *Tuberitina maljavkini* Mikh., *Forschia mikhailovi* Dain., *Hyperammina* sp., *Archaesphaera* sp., *Parastafella* sp., *Cribrostomum* sp. и др. (определения О. В. Юферева); брахиоподы — *Schizophoria resupinata* Mart., *Chonetes papilionacea* Phill., *Gigantoproductus* sp. По комплексу фауны и по положению в разрезе возраст верхней толщи может быть датирован как ниже-средневизейский. Суммарная мощность нижевизейского и средневизейского подъярусов меняется при движении с юго-востока на северо-запад от 100 до 500 м.

Визейский и намюрский ярусы (неразделенные)

Средний и верхний подъярусы визейского яруса и намюрский ярус неразделенные ($C_{1v2+3+n}$). Толща, стратиграфический объем которой соответствует среднему и верхнему визе и намюрскому ярусу, представлена чередованием известняков и доломитов с многочисленными кремнистыми стяжениями. В верхней половине разреза появляются прослои песчаников, конгломератов, туффитов и мергелей. Толща содержит многочисленные фораминиферы криноидеи, мшанки, кораллы и брахиоподы, среди которых определены: фораминиферы — *Archaediscus ex gr. baschkiricus* Krest. et Theod., *Eostaffella mediocris* Viss., *Eost. cf. protvae* Raus., *Eost. parastruvei* Raus., *Eost. ex gr. pseudostruvei* Raus. et Bel., *Eost. prisca* var. *ovoidea* Raus. и др. (определения О. В. Юферева); кораллы — *Caninia* aff. *spumosa* Gorsky., *Palaeosmia murchisoni* Edw. et Haime. и др. (определения Т. А. Добролюбовой); брахиоподы — *Striatifera striata* (Fisch.), *Gigantoproductus cf. rectestrius* Grab., *G. cf. superbus* (Sar.), *G. cf. edelburgensis* (Fisch.), *G. latissimus* (Sow.), *Productus ex gr. concinus* (Sow.) и др. (определения М. И. Щербаковой). Возраст толщи, на основании положения в разрезе (толща зоной постепенного перехода связана с подстилающими нижевизейскими известняками и перекрывается средним карбоном) и по фауне должен считаться средневизейским, верхневизейским и намюрским. Мощность 680—700 м.

Верхний подъярус визейского яруса и намюрский ярус неразделенные (C_{1v3+n}). Толща, стратиграфический объем которой соответствует верхнему визе и намюрскому ярусу, обнажается в юго-западном крыле небольшой антиклинали, в бассейне р. Ушозень, где она согласно залегает на средневизейских отложениях и по крутопадающему продольному взбросу граничит с верхней подсвитой тюлькубаш-

ской свиты. На территории данного листа толща представлена не в полном стратиграфическом объеме.

В основании разреза залегает пачка глинистых известняков, мощностью 80 м. Выше по разрезу следует пачка серых и темно-серых органогенно-обломочных известняков с массивной и трубчатой текстурой, опорадически встречающимися прослоями с линзами и «желваками» кремней. Неполная мощность (верхняя граница разрывная) около 70 м. В районе правобережья р. Ушозень в пачке были найдены (определения М. И. Щербаковой) брахиоподы: *Striatifera* sp., *Productus ex gr. concinus* Sow., *Gigantoproductus rectestrius* (Grab.), *Echinoconchus ex gr. elegans* (M'CoY). В бассейне р. Бешарык, на территории смежного листа (К-42-II), мощность толщи достигает 300—400 м. В ней были обнаружены фораминиферы: *Eostaffella ex gr. mosquensis* Viss., *Eost. postmosquensis* var. *acutiformis* Vir., *Eost. ex gr. pseudostruvei* (Raus. et Bel.), *E. pseudostruvei* (Raus. et Bel.) var. *angusta* Vir. и др. (определения О. В. Юферева) и брахиоподы: *Striatifera striata* (Fisch.), *Striatifera striata* (Fisch.) var. *angusta* Jan., *Lino-productus kokscharensis* (Grab.), *Gigantoproductus rectestrius* (Grab.), *G. latissimus* (Sow.), *G. superbus* (Sar.), *G. edelburgensis* (Phill.) и др. (определения М. И. Щербаковой). Определения макро- и микрофауны позволяют датировать возраст этих отложений как верхневизейский и намюрский. На территории листа неполная мощность толщи верхнего визе и намюра не превышает 150 м.

ВЕРХНИЙ ПАЛЕОЗОИ

СРЕДНИЙ ОТДЕЛ (C_2)

Средний карбон на рассматриваемой территории встречен только в одном месте, в верховьях р. Турлан. Среднекаменноугольные отложения образуют выходы в осевой части Турланской синклинали, залегая, по-видимому, со скрытым стратиграфическим несогласием на отложениях намюрского яруса. Разрез начинается пачкой переслаивающихся известняков, туфогенных песчаников и туффитов. Известняки толстослоистые, светло-серые, образуют прослои мощностью от 5 до 11 м. Туфогенные песчаники и туффиты окрашены в красноватые и зеленоватые тона. В них встречаются маломощные прослои серых и темно-серых среднезернистых доломитов. О. В. Юферевым отсюда были определены фораминиферы: *Archaediscus rugosus* (Raus.), *A. postrugosus* Reitt., *Endothyra egressa* Schlyk., *E. prisca* Raus. et Reitt., *E. kirgisana* Raus., *E. ex gr. omphalota* Reitt., *Eostaffella cf. parastruvei* Raus., *Pseudostaffella cf. antiqua* (Dutk.), *Ps. aff. irinovkensis* Leon. Мощность 65 м. Выше залегает пачка известняковых конгломератов,

переслаивающихся с полимиктовыми песчаниками и гравелистами. Мощность ее 20 м. Среднекаменноугольный возраст комплекса определяется присутствием в нем *Archaeodiscus postrugosus* Reith. и многочисленных представителей рода *Pseudostaffella*. Суммарная мощность среднекаменноугольных отложений, к которым мы условно относим и пачку конгломератов, измеряется 85 м. Средним карбоном заканчивается разрез палеозоя.

МЕЗОЗОЙСКАЯ ГРУППА

Меловая система

Нижний отдел (C_{г1})

Нижнемеловые глины и алевролиты образуют выходы в краевой части южной предгорной равнины, где они с резким угловым несогласием ложатся на средний палеозой. В горах они сохранились кое-где в западинах карстового рельефа на поверхностях плоских водоразделов. Нижнемеловые отложения, вскрытые скважинами 1, 2 и др. распадаются на три толщи, отделенные друг от друга несогласиями. Разрез их снизу вверх следующий:

1. Основание разреза составляет толща серовато-бурых глин с красными пятнами и обломками выветрелых известняков, вскрытая скважинами 1, 2 и др. в районе пос. Атабай и ст. Котурбулак 0—20 м
2. На нижней толще и на среднем палеозое залегают красные и красновато-зеленые загипсованные глины средней толщи. Глины содержат линзовидные прослои мергелей, мергелистых глин и конгломератов 15—30 м
3. Выше залегает толща тонкослоистых глин и слюдяных алевролитов зеленовато-серого и розовато-белого цвета с прослоями песков, мергелей и бурых известняков. В основании толщи иногда встречаются конгломераты, состоящие из гальки известняков и темных кремнистых пород 3—35 м

Пыльцевой спектр верхней толщи*, согласно определений О. Н. Грачевой, характеризуется резким преобладанием папоротникообразных (70,2%), пыльца голосеменных составляет 12,8%, покрытосеменных 17%. По заключению Н. А. Болховитиной, пыльцевой комплекс является среднеальбским. С другой стороны, в районе пос. Атабай, в низах верхней толщи обнаружены остатки фауны устриц и гастропод, которая характерна для сеноман-туронских отложений Ферганы: *Mathildia ivanovi* Reith., *Ostrea glabra* Melh., *Coniobasis robustus* Martins., *Ostrea* sp. и др. (определения Г. Р. Мартинсона). На основании этих данных В. Н. Разумова считает возраст верхней толщи

* Проба на спорово-пыльцевой анализ была взята из скв. I.

среднеальбским или альб-сеноманским; возраст средней толщи условно определяется как неокон на том основании, что она литологически идентична глинам неокон Северного Приаралья. Возраст нижней толщи также условно определен как неокон, поскольку она залегает под средней толщиной неоконского возраста и литологически резко отлична от юрских отложений. Суммарная мощность нижнемеловых отложений меняется от 15 до 80 м.

Верхний отдел (C_{г2})

Верхнемеловые отложения широко развиты на юго-западном склоне хребта Каратау, где они с резким размывом залегают на отложениях нижнего мела или на палеозое. В их состав входят пески и песчаники с прослоями глин и мелкогалечных конгломератов. Для толщи характерна косая слоистость аллювиально-дельтового типа. В 1952 г. И. П. Златогурской в песчаном карьере у ст. Котурбулак были найдены крестцовые позвонки динозавра семейства *Handrosauridae* (по А. К. Рождественскому); известны также находки А. Г. Черняховским у Котурбулака флоры платанов (определения В. А. Вахромеева). Возраст песчано-конгломератовой толщи на основании этих находок и положения в разрезе (залегает с размывом на нижнемеловых и перекрывается палеоценовыми отложениями) определяется как турон-сенонский. Мощность колеблется от 20 до 100 м.

КАЙНОЗОЙСКАЯ ГРУППА

Палеогеновая система

Палеоцен (Pg₁)

Выходы палеоцена развиты в узкой полосе предгорий юго-западного склона хребта. На меловых отложениях они залегают несогласно, а в бассейне р. Коккия и к востоку от нее выпадают из стратиграфического разреза. Литологический состав палеоценовых отложений характеризуется большой выдержанностью. Они представлены песчанистыми доломитами и известняками с прослоями гипсоносных глин. Доломиты окрашены в светлые желтовато-бурые и желтовато-белые тона, плитчатые с косослоистой текстурой. Глины серые и зеленовато-серые, содержат сростки кристаллов гипса. В карбонатных породах встречаются прослои ракушечников, состоящих из ядер и отпечатков пелеципод: *Modiola jeremjewi* Rom., *Corbula* (*Coneocorbula*) *angulata* Lam., *C. buharensis* Vial., *Meretex* sp. и др. (определения Е. В. Лавровского). Палеоценовый возраст определяется этими формами, типичными для бухарского яруса Ферганы. Мощность палеоцена меняется от 0 до 15—20 м.

Эоцен (Pg₂)

Эоценовые отложения с размывом ложатся на разновозрастные подстилающие породы вплоть до протерозоя. Выходы их встречаются в пределах северной и южной предгорных равнин и кое-где на поверхностях плоских водоразделов в горной части хребта. Отложения эоцена представлены аркозовыми песками с прослоями песчаников, опоковидных пород, темно-серых и красных глин и доломитов. В разрезах рек Бокай — Тегистык песчаники почти полностью замещаются зелено-серыми, иногда мергелистыми глинами. Верхняя половина разреза содержит устрицы, характерные для алайского яруса (средний эоцен): *Ostrea (Turcostrea) turcestanensis* Rom., *Ostrea (Turcostrea) turcestanensis* Rom. var. *borgalensis* Vialov, *Ostrea (Turcostrea) turcestanensis* Rom. var. *baissunensis* Böhm, *Ostrea (Turcostrea) afganica* Vialov и др. (определения А. Л. Яншина). В. Н. Разумова указывает на присутствие в нижней части разреза пыльцы эоценовых форм. Мощность меняется от 30 до 70 м.

Верхний эоцен — нижний олигоцен

Чеганская свита (Pg₂³—Pg₃^{1cg}) образует выходы в южной части территории листа, где она с размывом ложится на пески и песчаники морского эоцена. В разрезе третичных отложений северной предгорной равнины отсутствует. Чеганская свита представлена однообразной толщей зелено-серых монтмориллонитовых глин, часто гипсоносных, иногда с налетами ярозита. Юго-восточнее пос. Атабай в основании свиты встречаются прослой белых опоковидных глин мощностью до 1,5 м и гравелита с зубами акул (*Odontaspis macrola* Ag., *Otodus* sp. и др.). Отложения чеганской свиты широко развиты в Северном Приаралье и Тургайской впадине, где они содержат многочисленные моллюсков и фораминифер. По определениям В. Г. Балахматовой, А. Л. Яншина, О. С. Вялова и А. К. Алексеева фауна дает как нижнеолигоценный, так и верхнеэоценовый возраст. К аналогичному выводу о возрасте чеганской свиты пришла М. Ф. Викулова на основании минералогического анализа пород чеганской свиты. Совокупность всех данных позволяет Н. К. Овечкину [36] относить чеганскую свиту к верхнему эоцену — нижнему олигоцену. Мощность ее не превышает 50 м.

Средний олигоцен

Кызылкульская свита (Pg₃^{2ks}) обнажена в пределах северной предгорной равнины, где она с размывом залегает на толще морского эоцена. Свита сложена красно-бурыми глинами монтмориллонитового состава, часто мергелистыми, иногда

обогащенными гипсом. Среди глин встречаются прослой песков и алевролитов. Органические остатки не обнаружены, поэтому возраст кызылкульской свиты устанавливается на основании ее положения в разрезе и сопоставления с другими районами. В юго-западных предгорьях Центрального Каратау свита с размывом залегает на зеленых глинах чеганской свиты. На правом берегу р. Чу, по К. В. Никифоровой [81], аналог кызылкульской свиты — кендерлыкская свита — перекрывается фаунистически охарактеризованной асказансорской свитой верхнего олигоцена. Указанные соображения определяют возраст кызылкульской свиты как среднеолигоценный. Мощность свиты не превышает 200 м.

Неогеновая — четвертичная системы

Возрастное подразделение четвертичных отложений дается в четырехчленной системе (N₂—Q₁, Q₂, Q₃, Q₄). На геологической карте выделяются: плиоцен-нижнечетвертичные (N₂—Q₁), среднечетвертичные (Q₂), средне-верхнечетвертичные (Q₂₋₃), верхнечетвертичные (Q₃), верхнечетвертичные — современные (Q₃₋₄) и современные (Q₄) отложения. Такая датировка является в значительной мере условной вследствие бедности четвертичных отложений органическими остатками и основана, главным образом, на геоморфологических признаках (рис. 3).

Плиоцен — нижнечетвертичный отдел (N₂ — Q₁)

Плиоцен — нижнечетвертичные отложения являются древнейшими в аллювиальной серии. Они слагают плоские эрозийные останцы сухих дельт с превышениями у края гор 30—40 м (южная предгорная равнина) и 30—50 м (северная предгорная равнина). В состав плиоцен — нижнечетвертичных отложений входят галечники, конгломераты, супеси, суглинки. Местами в конгломератах наблюдаются линзы палево-розового известняка мощностью до 2 м при протяженности 1—3 м. При удалении от гор высоты плиоцен — древнечетвертичных сухих дельт снижаются до 8—10 м и менее и еще дальше от гор — они либо размыты, либо находятся в погребенном состоянии. Мощность отложений не превышает 30 м.

У пос. Кошкурган рассматриваемый комплекс осадков отчетливо делится на два яруса. Нижний ярус, представленный конгломератами с прослоями палево-розовых известняков, слагает вершины водоразделов, перекрывая меловые и эоценовые отложения. Отложения верхнего яруса вложены в структурно-тектонический комплекс мела и палеогена. Они представлены суглинками и песчанистыми глинами, которые в долинах, уходящих в глубь хребта, замещаются конгломератами. У пос. Кошкурган в песчано-глинистых отложениях верхнего яруса Н. Н. Костенко

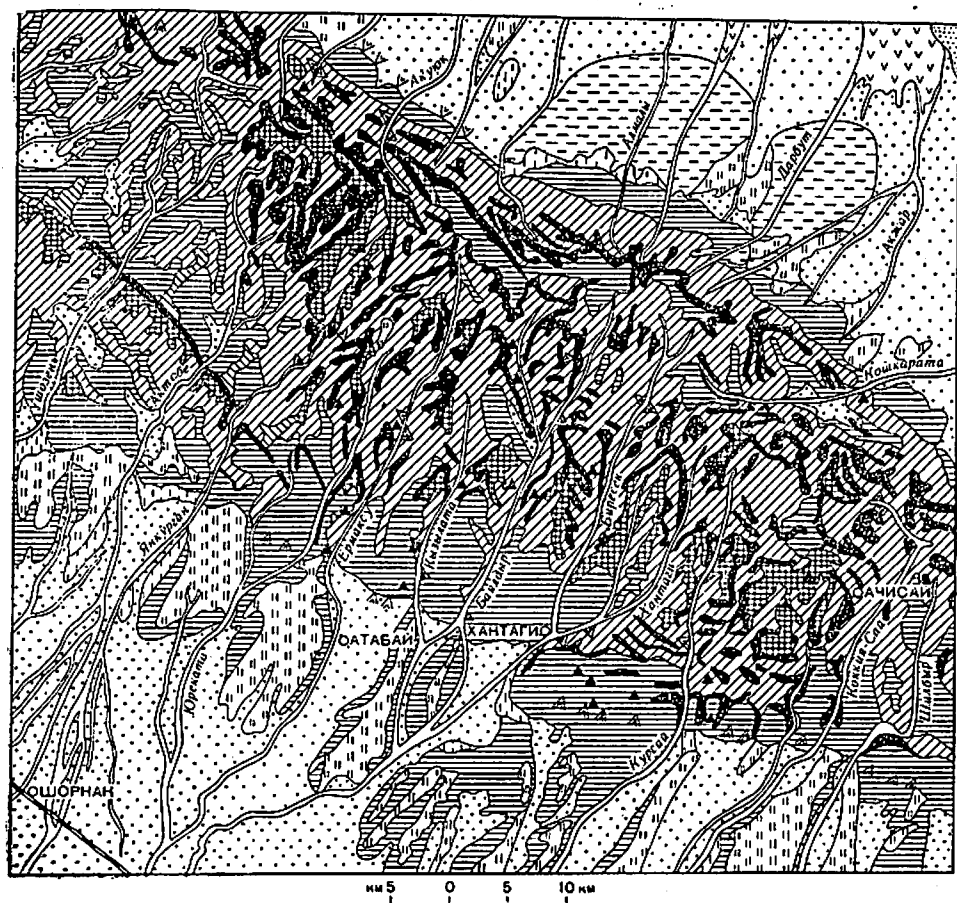


Рис. 3. Схематическая карта четвертичных отложений листа К-42-III

1 — современные русловые и аллювиальные отложения пойменных террас; 2 — нерасчлененные современные и верхнечетвертичные аллювиальные отложения нижнего и пойменного комплексов террас; 3 — нерасчлененные верхние и среднечетвертичные аллювиальные отложения нижнего и среднего комплексов террас; 4 — верхнечетвертичные аллювиальные отложения нижнего комплекса террас; 5 — среднечетвертичные аллювиальные отложения среднего комплекса террас; 6 — плиоцен — нижнечетвертичные аллювиальные отложения верхнего комплекса террас; 7 — элювиально-делювиальные плиоцен-нижнечетвертичные отложения; 8 — элювиальные плиоцен-четвертичные отложения; 9 — делювиально-гравитационные четвертичные отложения; 10 — элювиально-делювиальные и пролювиальные плиоцен-четвертичные отложения; 11 — пещерно-карстовые плиоцен-четвертичные отложения; 12 — выходы коренных пород; 13 — четвертичные отложения конусов выноса; 14 — золотые четвертичные отложения; 15 — границы четвертичных комплексов

были произведены сборы остатков млекопитающих, среди которых В. С. Божановым определены: *Paracamelus gigas*, *Equus* sp., *Dicerorhinus etruscus* (Falc.), *Rhinoceros mercki* Jaeg., *Bison priscus* subsp. и др.

По мнению В. С. Божанова и Н. Н. Костенко данный комплекс фауны свидетельствует о принадлежности вмещающих осадков к верхнему ярусу нижнего антропогена, т. е. к нижнему отделу четвертичной системы. Более древние конгломераты, слагающие у пос. Кошкуртан вершины водоразделов по всей вероятности соответствуют нижнему ярусу нижнего антропогена (верхи плиоцена). Таким образом возраст отложений верхнего комплекса террас в целом верхнеплиоценовый — нижнечетвертичный. Отложения верхнего комплекса террас описываемой территории хорошо увязываются с верхними частями верхнего комплекса аллювиальной серии Южного Каратау, который по сопоставлению с Приташкентским районом датируется нижнечетвертичной эпохой или переходной к плиоцену.

К плиоцен — нижнечетвертичному комплексу осадков отнесены также элювиально-делювиальные палево-желтые и палево-бурые лессовидные суглинки, слагающие поверхности поперечных перемычек котловин во внутригорной депрессии Северного Каратау.

Суглинки подвешены над тальвегами современных рек на 150—180 м.

Средний отдел (Q_2)

К среднему отделу четвертичной системы условно отнесены галечники, суглинки и конгломераты среднего комплекса цокольных террас высотой 16—22 м у края гор и 30—50 м — в глубине гор (см. рис. 3). В удаленных от гор участках входят в состав наложенных террас. Мощность не более 10 м. На 25—20 м на террасе р. Арыстанды (лист К-42-X) известны находки палеолитических кремневых орудий. Такие же находки имеются и на более высоких уровнях (35—40 м, род. Досан). По мнению В. И. Громова, часть кремней относится к палеолиту (средний палеолит?), а часть, возможно, даже к неолиту. По мнению Г. И. Раскатова [86], эпоха изготовления кремневого инвентаря приближается к возрасту аллювия 20—25 м уровня.

Средний — верхний отделы неразделенные (Q_{2-3})

Под этим индексом на геологической карте объединены отложения среднего — нижнего комплексов террас, широко развитые у подножья северо-восточного склона хребта. При сближении высот террас картографическое разграничение среднего и верхнего отделов становится невозможным. Средне-верхнечет-

вертикальные отложения представлены галечниками, галечно-валунными отложениями, конгломератами и суглинками сухих дельт высотой от 10 до 18 м (у края гор).

Верхний отдел (Q₃)

К верхнему отделу четвертичной системы условно отнесены аллювиальные отложения нижнего комплекса террас, широко распространенные в предгорных равнинах и внутри гор (см. рис. 3). Внутри комплекса выделяются три яруса надпойменных террас. К верхнему ярусу относятся террасы высотой 12—15 м (южный склон), 10—12 м (северный склон), 10—12 м (южная равнина). Они сложены суглинками с линзами галечника и гравия в основании. На севере чаще представлены конгломератами и галечниками. Мощность от первых метров до 10—15 м.

К среднему ярусу относятся аккумулятивные террасы высотой 6—8 м (южный склон), 5—7 м (северный склон), 6 м (южная равнина), 5—6 м (северная равнина). Они сложены лессовидными суглинками с прослоями галечников и палевых алевроитовых известняков. Суглинки второго уровня образуют на территории листа молодой лессовый комплекс, слагающий обширные пространства в предгорных равнинах. Мощность от 3 до 14—18 м.

К нижнему ярусу относятся аккумулятивные террасы высотой 2—5 м (южный склон), 3—4 м (северный склон), 2—4 м (южная равнина), 1,5—2,5 м (северная равнина). Они сложены чередующимися супесями, суглинками, галечниками, известковыми алевролитами и конгломератами. В долинах северного склона развиты преимущественно пески и галечники. Мощность до 3—5 м.

Верхний — современный отделы неразделенные (Q₃₋₄)

При сближении высот террас нижнего комплекса и пойменных террас вдали от гор картографическое разграничение их становится невозможным. Литологически они представлены галечниками, гравием, песками, суглинками.

Современный отдел (Q₄)

Отдел представлен галечниками, валунниками, песками и супесями пойменных террас и руслового аллювия. Узкими лентами они протягиваются вдоль водотоков рек, заканчиваясь иногда в поле развития верхнечетвертичных сухих дельт. Пойменные террасы бывают двух уровней: низкая 0,3—0,5 м и высокая 1—1,5 м. Террасы сложены песками и галечниками с прослоями суглинков. Мощность до 30 м (в среднем течении р. Баялдыр).

Четвертичные отложения нерасчлененные (Q)

В ряде горных долин и предгорьях четвертичные отложения бывают представлены несколькими генетическими типами и возрастными подразделениями. В тех случаях, когда масштаб карты не позволяет произвести возрастное и генетическое расчленение рыхлых толщ, они показываются знаками нерасчлененных по возрасту четвертичных отложений (Q). Сюда входят аллювиальные, пролювиальные, делювиальные, эоловые, а частично и гравитационные отложения, относящиеся, преимущественно, ко второй половине четвертичного периода.

ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Интрузивные породы развиты в северо-восточной части территории листа и представлены разнообразными гипабиссальными телами и дайками; среди них присутствуют ультраосновные, основные, средние и кислые породы. Интрузии приурочены к зоне Главного Каратауского разлома.

ИНТРУЗИИ ПРОТЕРОЗОЙСКОГО (?) ВОЗРАСТА

Интрузии габбро и габбро-норитов (γ Pt?) расположены в междуречье р. Итмурун — Арпаозень. Контакты их со вмещающими породами бессазской свиты прослеживаются в виде неровной линии и сопровождаются постепенным переходом. Вдоль юго-западного контакта на габбро надвинуты отложения среднего — верхнего кембрия. Габбро представлены пироксеновыми и роговообманковыми разностями, в которых интенсивно протекали процессы аутометаморфизма. Возраст интрузий не может быть ограничен узкими рамками: они прорывают бессазскую свиту (Pt₁?bs) и перекрываются с размывом лежащими на них конгломератами тюлькубашской свиты. Тесная связь габбро с породами бессазской свиты свидетельствует скорее об их протерозойском возрасте.

Лейкократовые граниты и плагиограниты (γ Pt?), прорывающие бессазскую свиту, образуют небольшие тела с извилистыми контурами, от которых отходят апофизы мощностью 1—2 м, постепенно переходящие в тонкие прослойные инъекции, пропитывающие вмещающие породы.

Породы соответствуют лейкократовым плагиогранитам и плагиогранит-порфирам. В их состав входят микроклин, кислый плагиоклаз, кварц, иногда мусковит и акцессории. Контакты гранитов с вмещающими породами обычно четкие, хотя в участках наиболее интенсивной пропитки наблюдаются постепенные переходы. Плагиограниты секут одновременно и габбро с образованием на контакте слюды и роговиковых структур. Верхняя граница плагиогранитов определяется находкой их гальки

в конгломератах тюлькубашской свиты среднего — верхнего девона. Ввиду отсутствия явления инъекций среди нижнепалеозойских отложений время внедрения плагиогранитов следует отнести к протерозою.

ИНТРУЗИИ НИЖНЕПРОТЕРОЗОЙСКОГО (?) ВОЗРАСТА

Интрузии серпентинитов ($\sigma Pz_1?$) расположены в предгорье северо-восточного склона хребта Каратау, на правобережье р. Карагуз и представлены мелкими линзовидными телами, связанными генетически с разрывами. Вмещающими породами для них являются отложения бессазской и бакырлинской свит.

Ультраосновные интрузии представлены типичными разностями голубовато-зеленых серпентинитов, иногда порфиroidных за счет реликтов вкрапленников пироксена и оливина. Контактные ореолы их невелики; в породах бессазской свиты наблюдается ороговикование, в известково-хлоритовых сланцах бакырлинской свиты вдоль контакта с серпентинитами встречены небольшие участки лиственитов. Возраст ультраосновных интрузий по аналогии с Центральным Казахстаном условно принимается нижнепалеозойским.

ИНТРУЗИИ ВЕРХНЕПРОТЕРОЗОЙСКОГО (?) ВОЗРАСТА

Верхнепалеозойские интрузии наиболее разнообразны по составу; среди них были встречены габбро-диабазы, диорит-порфиры и граниты.

Габбро-диабазы представлены пластовыми и секущими телами. Пластовые тела расположены в пределах выходов кайнарской и барыклинской свит. Это темно-зеленые мелкозернистые массивные сланцеватые породы. В состав их входят основной плагиоклаз и обыкновенная роговая обманка, значительно замещенные вторичными минералами. Структура породы отличается идиоморфизмом плагиоклаза, иногда порфиroidная. Пластовые интрузии (силлы) местами очень густо пронизывают осадочную толщу. Секущие дайки габбро-диабазов прорывают условно верхнепротерозойские отложения, но приурочены, главным образом, к разрывам. Размеры даек не превышают 10—15 м. Наиболее крупная дайка габбро-диабазов, достигающая 3 км в длину, сечет песчаники тюлькубашской свиты в междуречье Арпаозень — Кошкарата. На этом основании возраст даек габбро-диабазов предположительно верхнепалеозойский. Аналогичные по составу дайки габбро-диабазов в районе руд Байджансай и горах Боролдайтау секут фаменские отложения.

Интрузии диорит-порфиров ($\delta Pz_3?$) встречены на северо-восточном склоне хребта в междуречье Тегестык —

Алмалы и представлены мелкими телами и дайками. Простирание тел северо-западное, они являются слабо секущими по отношению к вмещающим породам кайнарской свиты. Интрузии представлены зеленовато-серыми порфиroidными породами, в состав которых входит средний плагиоклаз, обыкновенная роговая обманка, единичные зерна кварца. Возраст диорит-порфиров в рассматриваемом районе неясен. В районе рудника Байджансай близкие по составу кварцевые диорит-порфиры прорывают отложения фамена. Таким образом, возраст диорит-порфиров можно предположительно считать верхнепалеозойским.

Лейкократовые граниты и гранит-порфиры ($\gamma Pz_3?$) отличаются четкой приуроченностью к разрывным нарушениям. Контуры тел четкие и ровные, контактовые ореолы незначительные, контакты по-видимому крутые. Вмещающими породами являются эффузивно-осадочный комплекс кайнарской свиты. Выходы гранитов наблюдаются в долинах рек Алмалы, Карагуз, Кураша, в междуречье Тегистык — Акуюк; на продолжении нарушений, к которым приурочены граниты, наблюдаются явления альбитизации и окварцевания. Граниты представлены лейкократовыми микроклиновыми разностями со среднезернистой гранитовой и гранофировой структурой.

Породы отличаются свежестью и отсутствием следов катаклаза. Возраст гранитов, ввиду отсутствия достоверной верхней границы, неясен. Они залсчивают разломы, секущие не только протерозойские, но и среднепалеозойские отложения (тюлькубашская свита); аналогичные по составу и положению интрузии в районе рудника Байджансай секут фаменские отложения. Таким образом возраст описываемых интрузий можно условно считать верхнепалеозойским.

ТЕКТНИКА

Территория листа расположена на юго-западе Урало-Тянь-шаньской эпигерцинской платформы.

В альпийской структуре, рассматриваемой территории выделяются два крупных прогиба — Чуйская и Сырдарьинская синеклизы — и разделяющее их поднятие — Каратауская антеклиза (рис. 4). В пределах последней фундамент платформы выходит на поверхность. Судя по положению в пространстве поверхности верхнемеловой — палеогеновой абразии, останцы которой сохранились на водоразделах горных рек, Каратауская антеклиза представляет собой асимметрично построенное поднятие, ось которого вытянута на северо-запад (Азимут 310°). Полное юго-западное крыло наклонено под углом $2-4^\circ$. Оно осложнено плавными продольными изгибами и малоамплитудными сбросами. Узкое и крутое северо-восточное крыло наклонено круче (до 30°) и опущено по системе крутопадающих

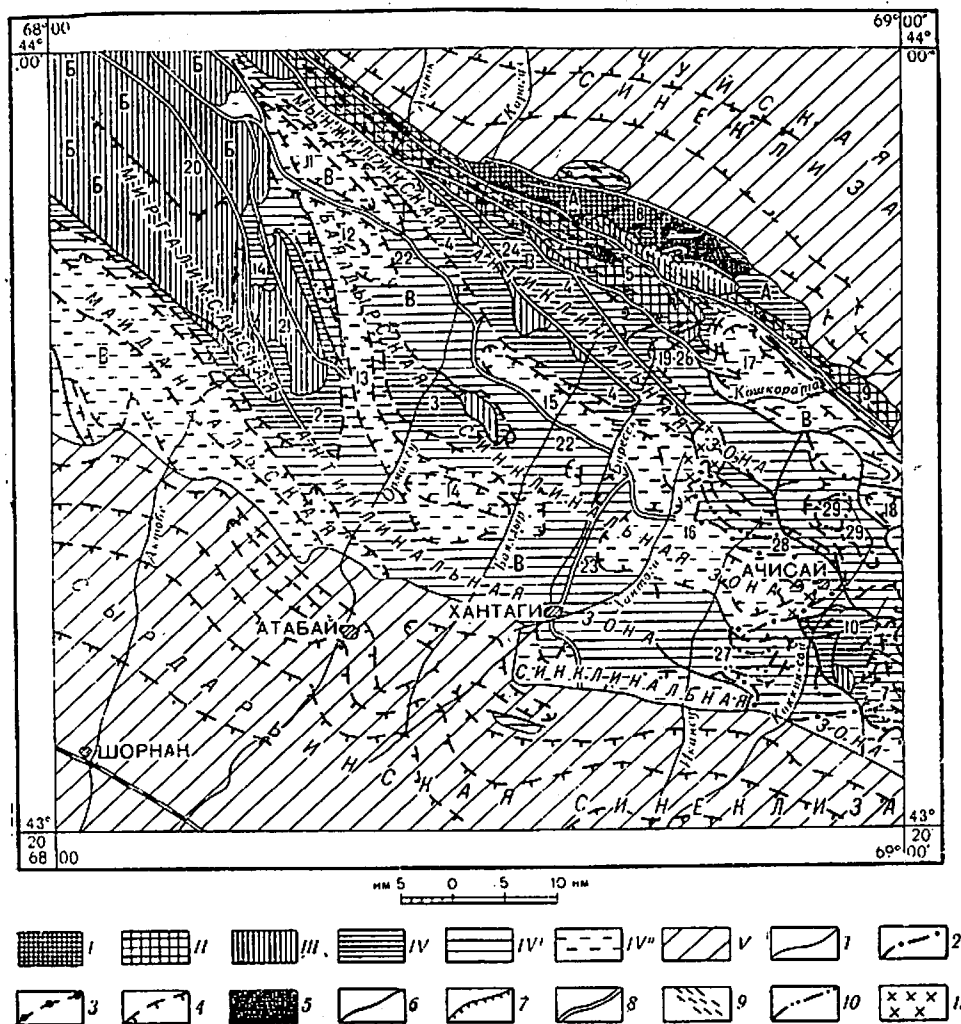


Рис. 4. Тектоническая схема территории листа К-42-III

Структурные этажи: I — нижнепротерозойский; II — верхнепротерозойский; III — каледонский; герцинский: IV — нижний складчатый комплекс — песчанниковая толща среднего девона — франского яруса, образующая крупные брахискладки и глыбовые структуры, IV' — средний складчатый комплекс — глинистая и карбонатная толща франского — фаменского ярусов, смятая в брахиформные и линейные складки и образующая пластовые надвиги, IV'' — верхний складчатый комплекс — карбонатная толща нижнего карбона, образующая крупные брахискладки и глыбовые структуры; V — альпийский этаж (платформенный чехол).

1 — границы структурных этажей; 2 — разрывные контакты между дисгармонично смятыми толщами девона и карбона; 3 — направление простиранения слоев в нижнепротерозойском и верхнепротерозойском структурном этажах; 4 — условные структурные линии, параллельные простиранению пород; 5 — интрузии; 6 — крутопадающие разломы, секущие несколько структурных этажей; 7 — пологий надвиг в зоне Главного Каратауского разлома; 8 — длительно живущие разломы; 9 — зона Главного Каратауского разлома; 10 — крупные пластовые надвиги в среднем складчатом комплексе герцинского структурного этажа; 11 — участки интенсивного раздвигания и выжимания слоев. А — антиклинорий Малого Каратау, Б — антиклинорий Северного Каратау, В — синклинорий Центрального Каратау.

сбросов, амплитуды которых измеряются сотнями метров. Шарнир антеклизы при движении с юго-востока на северо-запад поднимается в горах Манжилги — Карагуз и затем вновь погружается. В месте наибольшего воздымания шарнира антеклизы достигает наибольшей ширины — 50 км. Максимальная амплитуда ее около 1,5 км.

Юго-западное крыло антеклизы переходит в северо-восточное крыло Сырдарьинской синеклизы. В месте их сочленения наблюдаются флексуры и узкие прогибы, морфология которых свидетельствует о том, что они возникли скорее всего за счет глыбовых перемещений фундамента. Далее на юго-запад кровля фундамента эпигерцинской платформы продолжает полого (2—4°) погружаться. В соответствии с этим и платформенный чехол на значительных по площади участках характеризуется спокойным пологим залеганием пород. В пределах юго-западного крыла Чуйской синеклизы, с которой Каратауская антеклиза граничит на северо-востоке, докембрийские образования перекрыты третичными отложениями*, которые в целом характеризуются пологим (2—5°) моноклиальным падением на север и северо-восток.

В строении альпийского структурного этажа отчетливо вырисовывается широкое поперечное поднятие, которое в пределах Каратауской антеклизы выражено ундуляцией шарнира. Судя по данным гравиметрии [75], поверхность древнего фундамента под толщей третичных и четвертичных осадков, погружаясь на северо-восток, образует крутые уступы. Крупный излом гравиметрической кривой наблюдается севернее Сузакского тракта. На поверхности ему соответствует молодой четвертичный разлом северо-западного простиранения. В верхнечетвертичных осадках амплитуда его измеряется первыми метрами. Опушенным является северо-восточное крыло. Другой крупный разлом прослеживается в междуречье рек Карагуз — Дарбут, в месте сочленения Каратауской антеклизы с Чуйской синеклизой. Вдоль него протерозойские породы взброшены на третичные отложения. Таким образом, юго-западное крыло Чуйской синеклизы, наряду с поперечным поднятием, осложнено продольными разрывами, северо-восточные крылья которых опущены.

Крупнейшие антиклинали и горст-антиклинали: 1 — Жамантауская, 2 — Аксеркинская, 3 — Кызылатинская, 4 — Бессазская, 5 — Мынжилгинская, 6 — Учайрынская, 7 — Карабулакская. Горсты: 8 — Карагузский, 9 — Алтабский, 10 — Карабулакский. Крупные синклинали: 11 — Тегистынская, 12 — Джилга-натинская, 13 — Оргайлысайская, 14 — Акчечикская, 15 — Возбутауская, 16 — Биресек-Баялдырская, 17 — Бельмазарская, 18 — Келинчекская, 19 — Турланская, 20 — Кошкаратинская. Длительно живущие разломы: 20 — Возбутауский, 21 — Аксеркинский, 22 — Баялдырский, 23 — Биресекский, 24 — Бессазский, 25 — Кошкаратинский, 26 — Мынжилгинский. Пластовые надвиги: 27 — Хатынкамалынский, 28 — Учайрынский, 29 — Акчечикский.

* Меловые отложения выпадают из разреза.

Фундамент эпигерцинской платформы имеет сложное строение. Весь комплекс метаморфических, вулканогенных и осадочных пород, принимающих участие в его строении, разделяется на четыре структурные этажа. Самый нижний структурный этаж сложен метаморфическими и сильно метаморфизованными породами бессазской свиты ($Pt_1?bs$), прорванными интрузиями гранитов и габбро. В отличие от других структурных этажей нижнепротерозойский этаж характеризуется широтным и северо-восточным простиранием складчатости. Формирование его тесно связано с нижнепротерозойским тектоническим этапом. Следующий структурный этаж (верхнепротерозойский) сложен менее сильно метаморфизованными осадочными и вулканогенными породами кайнарской и бакырлинской свит ($Pt_2?kn$ и $Pt_2?bk$). Ему свойственно северо-западное простирание складчатости. В Северном Каратау он прорван докембрийскими грано-сиенитами. Формирование верхнепротерозойского структурного этажа тесно связано с верхнепротерозойским тектоническим этапом. Далее следует нижнепалеозойский (каледонский) структурный этаж, который сложен слабо метаморфизованным комплексом преимущественно осадочных пород кембрия и ордовика. По времени формирования он отвечает каледонскому тектоническому циклу с последующим усложнением в герцинский этап складкообразования. Самый верхний структурный этаж сложен почти неметаморфизованными осадочными породами девонской и каменноугольной систем и отвечает герцинскому этапу складчатости.

Центральный Каратау является частью сложно построенного Каратауского мегаантиклинория, в пределах которого выделяется несколько антиклинориев и синклинориев. Важным структурным элементом является Главный Каратауский разлом. Этот разлом, будучи разломом глубокого заложения и длительного развития (глубинный), оказывал большое влияние на развитие Каратау во все периоды геологической истории. Он играл роль большого подводящего канала для интрузий и гидротермальных растворов, оказывал влияние на характер размещения фаций, с ним же связано изменение мощности палеозойских отложений в Большом и Малом Каратау. Заложение глубинного разлома произошло еще в докембрии. Главный Каратауский разлом представляет собой сложную сеть разрывных нарушений разного генезиса и возраста. Часть разрывов образовалась в каледонское время, движения по ним происходили в герцинскую складчатость, что привело к образованию новых разрывов, усложняющих древние разрывы, входящие в зону Главного Каратауского разлома (см. рис. 4).

Каратау подразделяется глубинным разломом на две резко различные области. К северо-востоку от разлома располагается область докембрийско-каледонской складчатости. Герцинские движения здесь проявились очень слабо. В ее пределах распо-

ложен крупный каледонский антиклинорий Малого Каратау. На территории данного листа большая часть его скрыта под платформенным чехлом. Наиболее поднятые участки антиклинория с выходами протерозойских пород прослеживаются вдоль Главного Каратауского разлома. Как верхнепротерозойские, так и нижнепалеозойские породы смяты здесь в сильно сжатые линейные складки северо-западного простирания, крылья и сводовые части которых усложнены складками более высоких порядков. В районе горы Мынжилги шарнир антиклинория резко ундулирует вверх. В этом месте на поверхность выходит нижнепротерозойский этаж в виде горста, ограниченного с севера и юга разломами (Карагузский горст). Отложения тюлькубашской свиты залегают на нем резко несогласно и дислоцированы слабо (углы падения $5-30^\circ$). К северу от Карагузского горста наблюдается область положительных аномалий ускорения силы тяжести*. Возможно они связаны с близостью к поверхности кристаллического фундамента и отражают общее воздымание на этом участке антиклинория Малого Каратау.

Не менее сложно построена область, расположенная к юго-западу от Главного Каратауского разлома. Она охватывает большую часть Центрального Каратау. Это — область каледонско-герцинской складчатости. В палеозойской структуре описываемой территории она распадается на две крупные структуры первого порядка: антиклинорий Северного Каратау и синклинорий Центрального Каратау.

В строении антиклинория Северного Каратау принимают участие, главным образом, ордовикские и кембрийские отложения. Ось антиклинория прослеживается вдоль северо-восточного склона хребта; она вытянута в северо-западном направлении под небольшим углом к Главному Каратаускому разлому. Наиболее поднятая часть антиклинория с выходами верхнего протерозоя и нижнего кембрия прослеживается от р. Карагуд до р. Аксумбе (за пределами описываемой территории), где расположена и наиболее крупная интрузия Северного Каратау — докембрийский Кумыстинский массив. Наиболее сложно построенной является осевая часть антиклинория, что, по-видимому, связано с близостью ее к глубинному разлому. Кембрийские и ордовикские отложения собраны здесь в узкие линейно-вытянутые складки северо-западного простирания. Юго-западное крыло антиклинория построено значительно проще. В целом оно представляет собой моноклираль, усложненную разрывами и складками брахиморфного типа. Шарнир антиклинория полого погружается на юго-востоке под синклинорий Центральный Каратау. На основании фациального анализа С. Е. Колотухина пришла к выводу, что на протяжении всего среднепа-

* По данным маятниковой съемки.

леозойского этапа развития антиклинорий Северного Каратау представлял собой устойчивое поднятие [20].

Синклинорий Центрального Каратау располагается на погружении широкого свода антиклинория Северного Каратау и окаймляет его с юго-запада. В его пределах накопилась громадная по мощности толща среднепалеозойских (более 4 км) и нижнепалеозойских (до 7 км) осадков. Синклинорий распадается на ряд антиклинальных и синклинальных зон, которые в свою очередь, — на отдельные синклинали и антиклинали (см. рис. 4). В пределах синклинальных зон обнажаются, преимущественно, породы нижнего карбона, в антиклинальных зонах — девонские отложения. Относительное превышение подошвы герцинского структурного этажа в антиклинальных зонах по сравнению с синклинальными достигает 5—6 км, чаще же оно колеблется в пределах 1—3 км.

Исключительной является роль блоковой тектоники в формировании современной структуры синклинория*. Расположение и ориентировка синклинальных и антиклинальных зон и отдельных складок внутри них тесно связаны с разрывами глубокого заложения и длительного развития. И разрывы, и антиклинальные и синклинальные зоны ориентированы преимущественно в северо-западном направлении несколько косо по отношению к Главному Каратаускому разлому, который «срезает их» (см. рис. 4). На фоне продольного чередования антиклинальных и синклинальных зон намечается общее воздымание синклинория при движении с юго-востока на северо-запад, что отчетливо видно, благодаря упорядоченному расположению выходов нижней части герцинского этажа — тюлькубашской свиты. Приподнятая часть синклинория располагается на погружении антиклинория Северного Каратау и очерчивается дугообразной линией, проходящей через периклинальные окончания Мынжилгинской, Бессазской, Кызылатинской, Аксеркинской и Жамантасской антиклиналей. Далее эта линия поворачивает на северо-запад и на территории листа К-42-П проходит вдоль Джертансайского надвига, в юго-западном крыле которого резко возрастает мощность герцинского этажа. С воздыманием синклинория Центрального Каратау в северо-западном направлении связано наблюдающееся уменьшение мощностей и изменение фаций вдоль каратауского простираия; с ним же, по-видимому, генетически связаны поперечные (северо-восточные и субмеридиональные) разломы, которые являются продольными по отношению к приподнятой части синклинория.

Наблюдающееся изменение мощностей и фаций в крыльях разломов глубокого заложения свидетельствует о том, что направление перемещений вдоль них менялось, крылья разло-

мов испытывали и восходящие и нисходящие движения. При этом в узкой зоне вдоль разломов происходила, по-видимому, смена растяжения сжатием, сопровождавшаяся образованием приразломных складок, возникавших из флексур при перемене знака движения. Блоковым перемещениям песчаников тюлькубашской свиты обязана своим происхождением значительная часть складчатых форм в сильно нарушенной толще фаменского яруса.

Крайнее юго-западное положение занимает Майдантальская синклинальная зона, которая распадается на несколько неглубоких брахисинклиналей с широкими пологими днищами и более крутыми крыльями. Наиболее опущенная ее часть находится у западной рамки листа, где в ядре Майдантальской синклинали обнажаются отложения визейского и намюрского ярусов.

К северу Майдантальская зона сменяется Миргалимсайской антиклинальной зоной. Наиболее приподнятые участки последней расположены в районе правобережья р. Юрекаты, где из-под фаменских отложений выходят песчаники тюлькубашской свиты, образующие две крупные антиклинали — Жамантасскую и Аксеркинскую, с породами верхнего ордовика в ядрах. В поперечном сечении Жамантасская антиклиналь и менее крупная Аксеркинская представляют плосковерхие коробчатые складки с довольно крутыми (до 45°) крыльями, усложненными продольными сбросами. Между антиклиналями находится узкая Бозбутацкая грабен-синклиналь, которая является типичной глыбовой складкой, ограниченной с двух сторон крутопадающими разломами. Один из них, получивший название Бозбутацкого, обладает большой протяженностью. В каледонском структурном этаже опущенным является юго-западное крыло этого разлома. Судя по резкому изменению мощности нижних слоев тюлькубашской свиты, опускание юго-западного крыла продолжалось и в начале герцинского этапа развития. Однако позднее направление движения изменилось, поскольку в настоящее время юго-западное крыло на несколько сот метров приподнято относительно северо-восточного (в герцинском этаже). Изменения в направлении перемещения крыльев происходили и вдоль Аксеркинского разлома, который объединяет в себе целую систему разрывов, вдоль которой наблюдается интенсивное дробление и альбитизация. Бозбутацкий, Аксеркинский и более мелкие разрывные нарушения образуют в совокупности широкую зону, которая, по-видимому, протягивается на юго-восток под покровом фаменских отложений. К юго-востоку от Жамантасской и Аксеркинской антиклиналей расположена Миргалимсайская зона, которая представляет собой полосу сильно сжатых линейных и брахиморфных складок; сложенных фаменскими отложениями. Складки осложнены продольными надвигами и взбросами с амплитудами до 1,5 км.

* Вопросы, связанные с ролью блоковой тектоники в палеозойской структуре хребта Каратау, разработаны Н. И. Николаевым [32, 34].

В районе пос. Хантаги Миргалимсайская зона пересекается почти вкрест простираения Биресекским разломом, который представлен в современном эрозионном срезе целой зоной сложно переплетающихся взбросов и сбросов, отражающих субмеридиональный раскол в фундаменте. Вдоль Биресекского разлома происходит изменение фаций и мощностей фаменских отложений, причем относительно более мелководные фаменские осадки с малыми мощностями развиты в западном крыле Биресекского разлома, которое в настоящее время является в целом опущенным. Поблизости от Биресекского разлома у антиклинальных складок, вытянутых в северо-западном направлении, появляются короткие узкие боковые ответвления, ориентированные в направлении, близком к меридиональному. Некоторые складки, изгибаясь, меняют простираение с северо-западного на субмеридиональное.

К юго-востоку от р. Икансу серия линейных складок замещается по простираению всего лишь одной складкой — Хатынкамальной антиклиналью, обладающей широким пологом сводом и крутыми крыльями. В ней наблюдается своеобразный пластовый надвиг с минимальной амплитудой до 5—6 км, получивший название Хатынкамальского*. Далее на юго-восток располагается Карабулакский горст. К юго-востоку от него фаменские отложения образуют антиклинальную складку, носящую название Карабулакской антиклинали.

К северо-востоку Миргалимсайская зона сменяется Баялдырской синклинальной зоной. Кызылатинская антиклиналь делит ее на две ветви: северную и южную. Вдоль северной ветви прослеживается Баялдырский разлом, объединяющий в себе целую систему взбросов и сбросов, которая на глубине, по-видимому, переходит в раскол фундамента. Судя по соотношению фаций и мощностей среднепалеозойских осадков в крыльях разлома, среднем девоне, франском и фаменском веках опускание испытывало его северо-восточное крыло. В турнейском веке оно движется в обратном направлении и в более поздние этапы герцинского тектогенеза северо-восточное крыло вновь опускается. В самой узкой и наиболее прогнутой северо-западной части северной ветви Баялдырской зоны располагается Тегистыкская синклиналь с визейскими и намюрскими отложениями в ядре. Синклиналь имеет крутое, почти плоское северо-восточное крыло, округлый по кровле верхнего турне замок и запрокинутое юго-западное крыло, вдоль которого проходит Баялдырский разлом. Биресек-Баялдырская синклиналь, расположенная юго-восточнее, по своему строению весьма сходна с Тегистыкской синклиналью. Обе они являются типичными приразломными складками.

* Пластовым надвигам будет дана общая характеристика.

На юго-востоке Биресек-Баялдырская синклиналь граничит вдоль Баялдырского разлома с Бельмазарской синклиналью. В этом месте Баялдырский разлом постепенно затухает на современном уровне эрозионного среза и проходит, по-видимому, на глубине вдоль северо-восточного крыла Бельмазарской синклинали. Протяженность последней 21 км, ширина 5—7 км. Она представляет собой овальную в плане сравнительно неглубокую (в осевой части выходят нижнетурнейские породы) брахискладку с широким пологим днищем и более крутыми крыльями. В ее юго-восточном окончании наблюдаются многочисленные трещины и малоамплитудные сбросы преимущественно широтного, меридионального и северо-западного простираения. К некоторым из них приурочены амагматические инъекции зеленых аргиллитовых брекчий тюлькубашской свиты и брекчий, состоящих как из обломков вмещающих, так и более древних пород (Бельмазарский разлом). От северо-западного продолжения южной ветви Баялдырской зоны Бельмазарская синклиналь отделяется Биресекским разломом, по обе стороны от которого располагаются мелкие куполовидные и неправильной формы складки, сложенные фаменскими отложениями. В своей совокупности они образуют Биресекское поднятие. Далее на северо-запад располагаются Акчечикская брахисинклиналь и более узкая Оргайлысайская синклиналь. В верховьях р. Джиллаганата юго-западное крыло Баялдырской синклинальной зоны осложнено продольным Джиллаганатинским надвигом с горизонтальной амплитудой не менее 2—3 км.

В северо-западной, наиболее приподнятой части Мынжилгинской антиклинальной зоны, с которой граничит на севере Баялдырская зона, особенно четко проявляется связь складчатых нарушений с разрывными дислокациями. В верховьях р. Акуюк от Главного Каратауского разлома ответвляется Мынжилгинский разлом с максимальной вертикальной амплитудой не менее 1 км, прослеживающийся далеко на юго-восток (см. рис. 4). Движения вдоль него начались еще в нижнем палеозое (из разреза северо-восточного крыла выпадает нижний кембрий) и возобновились в среднем палеозое. В герцинской структуре он ограничивает с юго-запада Мынжилгинскую горст-антиклиналь, в которой нижнепалеозойские и среднепалеозойские отложения облекают с трех сторон выдвинутую вверх по разрывам глыбу верхнепротерозойских пород, образуя, таким образом, проткнутую антиклинальную складку. В осевой части Мынжилгинской горст-антиклинали возрастает амплитуда стратиграфического несогласия в подошве среднего палеозоя, уменьшается мощность фаменских отложений; в тюлькубашской свите встречаются линзы конгломератов и валунников, почти нацело состоящих из пород, слагающих упомянутую выше глыбу верхнего протерозоя. Несколько западнее гор Карагуз от Мынжилгинского разлома ответвляется Кошкаратинский разлом, северо-

восточное крыло которого опущено. Между этими двумя разломами располагается Кошкаратинская грабен-синклиналь, обладающая широким, местами почти плоским днищем и крутыми крыльями. В Кошкаратинской грабен-синклинали наблюдается резкое увеличение мощности верхних слоев франского и нижних слоев фаменского ярусов.

В верховьях р. Кайнар от Мынжилгинского разлома ответвляется еще один разлом — Бессазский. Максимальная вертикальная амплитуда его в верховьях р. Карагуз 1,0—1,5 км. Он проходит в осевой части Бессазской антиклинали. Бессазская антиклиналь имеет широкий уплощенный свод и крутые крылья. Она сложена тюлькубашскими песчаниками, из-под которых в юго-западном поднятом крыле разлома обнажаются верхнеордовикские породы. В опущенном крыле Бессазского разлома происходит резкое увеличение мощности нижних слоев тюлькубашской свиты, среди которых появляются покровы эффузивов. Вдоль разлома наблюдается альбитизация и окварцевание.

При движении на юго-восток тюлькубашские песчаники скрываются под фаменскими отложениями и затем вновь выходят на поверхность в верховьях р. Икансу. Здесь они слагают ядро Учайрыкской антиклинали, осложненное продольным крутопадающим разломом, который, по-видимому, является продолжением Кошкаратинского разлома. Известняки фаменского яруса, облекающие ядро, образуют сундучную складку. В юго-западном крыле Учайрыкской антиклинали наблюдается одноименный пластовый надвиг. К юго-востоку и к северо-востоку от антиклинали фаменские отложения образуют линейные и брахиморфные складки, простирающиеся весьма изменчиво. Часть из них возникла, по-видимому, в результате глыбовых перемещений фундамента, т. е. относится к категории приразломных складок. В районе Турланского перевала, в крупном синклинальном прогибе, наблюдается пластовый надвиг в фамене, получивший название Акчечикского. Амплитуда его не менее 7—8 км*.

Караадырская синклинальная зона, расположенная северо-восточнее Мынжилгинской зоны, граничит с ней по системе крутопадающих разломов (преимущественно сбросов и взбросов), от которой в широтном направлении отходят дочерние разломы. Таким образом, вся Караадырская зона разбита на тектонические блоки. Наиболее крупными из них являются Келинчекская и Турланская грабен-синклинали.

По характеру дислокаций герцинский структурный этаж распадается на три складчатых комплекса, показанных на тек-

тонической схеме (см. рис. 4). Средний складчатый комплекс дислоцирован в большинстве случаев значительно сильнее, чем два другие, образующие крупные глыбовые и брахиморфные складки. Важной особенностью среднего складчатого комплекса является то, что он неоднороден и, в свою очередь, распадается на три толщи, внутреннее строение которых отражает их различное поведение при складкообразовании (рис. 5). Морфология среднего складчатого комплекса в целом определяется аманской свитой, которая образует в сильно нарушенных зонах концентрические линейные и небольшие брахиморфные складки, на продолжающиеся в нижней складчатый комплекс (нижнюю подсвиту тюлькубашской свиты) в результате перераспределения материала в более пластичной верхней подсвите тюлькубашской свиты, породы которой часто брекчированы, сплюснуты и рассланцованы*. Складки аманской свиты не распространяются также и в верхний складчатый комплекс, сходя на нет в толще карбонатных брекчий, сгофрированных и образующих микроскладки известняков тассарайской и аккалпынской свит, которые захороняют складки, образуемые аманской свитой таким образом, что вышележащие нижнетурнейские отложения не реагируют на них, повторяя лишь наиболее крупные изгибы аманской свиты. Наиболее отчетливо разница в характере дислоцированности трех складчатых комплексов проявляется на участках развития пластовых надвигов (ур. Аккуз, Акчечик, Хатынкамал, Джиллаганата). В западной части синклинория Центрального Каратау они имеют преимущественно небольшие размеры и обнаруживают тесную связь со складчатыми деформациями [93]. Уникальные по своим размерам пластовые надвиги с горизонтальной амплитудой до 7—8 км наблюдаются в восточной части синклинория. Впервые их подробно описал В. В. Галицкий [8, 11]. Площади, занимаемые некоторыми пластовыми надвигами, в современном эрозионном срезе достигают 35—40 км². Поверхности надвигов на значительном протяжении параллельны слоистости или секут ее под очень небольшим углом. В строении висячих и лежащих крыльев участвуют все три толщи среднего складчатого комплекса. Чаше аманская свита бывает сдвояна. Местами наблюдается трехкратное и даже пятикратное ее повторение. В строении подошвы висячих и кровли лежащих крыльев не участвуют ни нижний, ни верхний складчатые комплексы; вместе с тем песчаники тюлькубашской свиты подстилают, а нижнекаменноугольные породы перекрывают сдвоенный по надвигам средний складчатый комплекс. Породы среднего складчатого комплекса в висячих крыльях пластовых надвигов находятся в нормальном (не перевернутом) залегании, за исключением юго-восточной части

* По В. В. Галицкому, висячее крыло Акчечикского надвига представляет собой шарьированную складку, испытавшую перемещение с северо-запада на юго-восток. Амплитуда шарьяжа 15—20 км.

* В. В. Галицкий связывает эти явления с покровными перемещениями вышележащих толщ [8, 11].

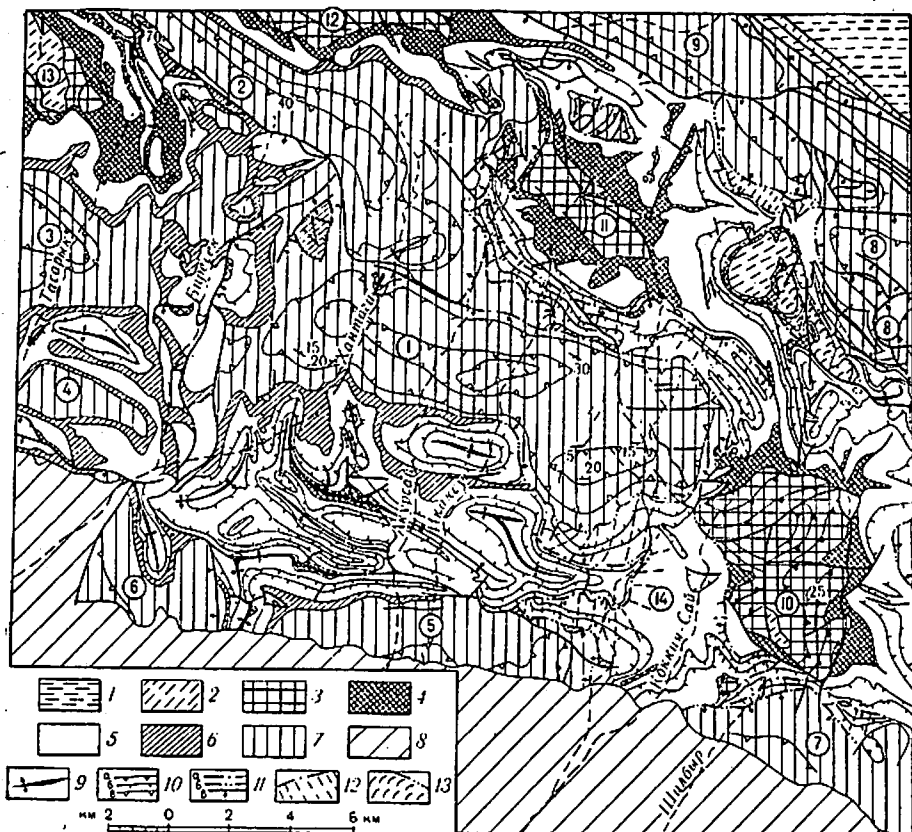


Рис. 5. Структурно-геологическая схема района междуречья Тассарык-Шилбыр

1 — верхнепротерозойский структурный этаж; 2 — каледонский структурный этаж; герцинский этаж; 3 — нижний складчатый комплекс (песчанниковая толща среднего девона — франского яруса, образующая крупные брахискладки и глыбовые структуры; 4 — средний складчатый комплекс — аргиллитовые брекчин и расщепленные породы (нижняя зона межформационных срывов); 5 — известняки, доломиты и мергели аманской свиты, смятые в брахиформы и линейные концентрические складки и участвующие в строении пластовых надвигов; 6 — карбонатные брекчин, сгфрированные известняки и доломиты тассарайской и аккалпынской свит. Верхняя зона межформационных срывов; 7 — верхний складчатый комплекс, толща нижнего карбона, образующая крупные брахискладки и глыбовые структуры карбонатная; 8 — альпийский структурный этаж (платформенный чехол); 9 — ось антиклинальной складки; 10 — условные структурные линии, параллельные простиранию пород; а) в нижнем складчатом комплексе герцинского структурного этажа, б) в среднем складчатом комплексе герцинского структурного этажа, в) в верхнем складчатом комплексе герцинского этажа; 11 — разрывные нарушения (стрелками показаны направления падения сместителей); а) пластовые надвиги и взбросы, б) разрывные контакты между дисгармонично смятыми толщами девона и карбона, в) крутонаклонные секущие разрывы; 12 — висячие

Акчечикского надвига. Вдоль надвиговых поверхностей наблюдается дробление, расщепление, разлинзование пород. Весьма характерной особенностью крупных пластовых надвигов является то, что они не обнаруживают прямой генетической связи со складчатыми структурами, участвуя в строении крыльев и замыканий крупных антиклиналей и синклиналей.

Большинство исследователей, работавших в Центральном Каратау, рассматривают крупные пластовые надвиги как наиболее яркое проявление двухсторонней дисгармонии, обусловленной неодинаковой компетентностью пород, участвующих в строении среднего и двух других складчатых комплексов герцинского структурного этажа*. Но представление о масштабах этого явления у разных исследователей разное. В. В. Галицкий, например, считает пластовые надвиги в фамене в Центральном Каратау надвигами сдирания, возникшими в результате еще более крупных перемещений толщи карбона по подстилающим породам преимущественно вдоль каратауского простирания — с северо-запада на юго-восток [8, 11, 12]. В соответствии с этим, нижняя граница карбона в Большом Каратау рисуется им почти повсюду в виде разрывов с многокилометровыми амплитудами смещения. Многие исследователи (И. И. Машкара, Н. Л. Бубличенко, Е. А. Анкинович и М. А. Сенкевич, В. В. Эз, О. С. Грум-Гржимайло и др.) не разделяют этих представлений, считая, что на большей части территории листа К-42-III каменноугольная толща не испытала значительных перемещений относительно подстилающих пород. На геологических картах контакт между фаменом и карбоном в большинстве случаев изображается ими как нормальный стратиграфический. В. В. Эз и О. С. Грум-Гржимайло [17, 18, 19], проводившие в 1955 г. редакционные работы в масштабе 1:50 000 в районе Ачисая, пришли к заключению, что значительные

крылья крупных пластовых надвигов; 13 — висячее крыло пластового надвига, в котором породы находятся в опрокинутом залегании.

Цифрами в кружках на схеме обозначены: 1 — Бельмазарская синклиналь; 2 — Бирсек-Баландырская синклиналь; 3 — Акчечикская синклиналь; 4 — Аксайская синклиналь; 5 — Карасай-Иканская синклиналь; 6 — Кантаганская синклиналь; 7 — Шилбырская синклиналь; 8 — Турланская синклиналь; 9 — Келинчекская синклиналь; 10 — Карабулакская горст-антиклиналь; 11 — Учайрыкская горст-антиклиналь; 12 — Бессазская антиклиналь; 13 — Кызылатинская антиклиналь; 14 — Хатын-Камальская антиклиналь.

* По мнению автора на формирование пластовых надвигов большое влияние оказало также существование увлажненных зон вдоль двух поверхностей: кровли аргиллитов верхней подсвиты тюлькубашской свиты и кровли известняково-мергельной аманской свиты. По данным гидрогеологов, работавших в этом районе [67, 69], эти поверхности играют роль относительных водоупоров. Повышенная обводненность пород наряду с высоким гидростатическим давлением поровых вод в зонах контакта аманской свиты с подстилающими и перекрывающими породами обусловили значительное уменьшение коэффициентов трения прочности пород вдоль этих поверхностей. Увлажненные зоны контакта аманской свиты с подстилающими и перекрывающими породами являлись поэтому и наиболее ослабленными зонами, по которым происходила реализация тектонических усилий в виде пластовых надвигов и межформационных срывов между средним и двумя другими складчатыми комплексами герцинского структурного этажа.

межформационные срывы между толщами девона и карбона с амплитудами смещения, измеряющимися первыми километрами, и крупные пластовые надвиги в фамене можно объяснить как чисто местное явление, которое не имеет широкого распространения в более западных участках территории листа. В настоящее время этот вывод является наиболее вероятным и вполне согласуется с представлениями подавляющего большинства исследователей Каратау*.

В связи с вопросом о природе пластовых надвигов следует иметь в виду, что многие геологи указывают на возможность образования надвигов в результате оползневых явлений [1, 30, 43, 89]. В связи с этим вывод И. И. Машкара об оползневом происхождении брекчий на границе фамена и карбона и, следовательно, об очень беспокойном режиме осадконакопления в это время приобретает особый интерес. В случае справедливости предположения о возможности оползневого происхождения некоторых пластовых надвигов на территории листа К-42-III, их можно было бы рассматривать как наиболее яркое проявление оползневого процесса в конце фамена (во время накопления тассарайской свиты). Предположение о гравитационном происхождении пластовых надвигов наталкивается однако, на ряд серьезных трудностей, из которых наиболее существенными являются следующие: 1) необходимость признания резкого углубления морского бассейна в конце фаменского века, что противоречит данным фациального анализа и 2) отсутствие в современном эрозионном срезе участков, с которых могло бы произойти сползание висячих крыльев некоторых пластовых надвигов. Поэтому представления об оползневой природе пластовых надвигов в фамене являются маловероятными и должны рассматриваться в качестве постановки вопроса, требующего дальнейшего всестороннего изучения.

ГЕОМОРФОЛОГИЯ

Рельеф территории описываемого листа обнаруживает тесную связь с геологическим строением и новейшей тектоникой. Трех основным альпийским структурам: Сырдарьинской синеклизе, Каратауской антеклизе и Чуйской синеклизе соответствуют три наиболее крупные морфоструктуры — хр. Большой Каратау и расположенные по обе стороны от него предгорные равнины.

* По мнению авторов записки, наиболее вероятной причиной пластовых надвигов в фамене является значительная горизонтальная в том числе сдвиговая составляющая глыбовых движений блоков фундамента в ослабленных зонах глубоких разрывов. Примером пологих разрывов герцинского возраста, уходящих в древние толщи может служить надвиг в зоне Главного Каратауского разлома, севернее горы Мынжилги. Амплитуда надвига не менее 5 км.

Перед началом неотектонического этапа развития территории листа представляла собой выровненную местность, в пределах которой палеозойские и докембрийские породы были скрыты под маломощным платформенным чехлом рыхлых третичных и меловых осадков. Выходы на поверхность складчатого фундамента имелись, по-видимому, лишь в районе гор Карагуз-Мынжилги, где сохранился увалисто-холмистый рельеф поверхности доверхнемелового выравнивания (1)*. О существовании последнего в то время, кроме данных по палеогеографии района, говорят такие факты, как выровненный увалисто-денудационный рельеф горного массива, отсутствие в его пределах плоских останцов поверхности верхнемелового выравнивания и палеогеновой абразии и, наконец, характер взаимоотношения поверхности верхнемелового выравнивания и палеогеновой абразии с увалистой поверхностью массива Карагуз-Мынжилги. Последняя приподнята относительно первой, примерно, на 150 м.

Начавшееся в конце неогена — начале четвертичного периода формирование Каратауской антеклизы и прилегающих к ней прогибов обусловило закономерное обособление областей сноса и осадконакопления. В неогене в центральных частях Каратауской антеклизы денудацией была вскрыта и отпрепарирована поверхность верхнемелового выравнивания палеогеновой абразии. В это время в наиболее приподнятых участках хребта в основном закончилось формирование абразионно-денудационного рельефа плоскогорий и столовых гор, на которых лишь местами сохранились остатки меловых и палеогеновых отложений**. Более молодым, по-видимому, является рельеф сильно расчлененных холмистых плоскогорий, который тесно связан с песчаниками тюлькубашской свиты (3). Поверхности, объединяющие наиболее высокие вершины этого рельефа, обычно несколько снижены по отношению к поверхности всрхнемелового выравнивания и палеогеновой абразии, которая располагается обычно на более устойчивых известняках и доломитах нижнего карбона. Разница в морфологии и гипсометрии между этими двумя типами рельефа связана с процессами избирательной денудации, протекавшими в неогене и в начале четвертичного периода.

По мере роста Каратауской антеклизы в сферу интенсивной деятельности денудационных процессов постепенно вовлекались периферические участки хребта, в которых отпрепарировка

* Здесь и ниже в тексте главы цифра в скобках означает номер условного обозначения соответствующего типа рельефа на геоморфологической схеме (рис. 4).

** Это предположение вполне правомочно, поскольку 60—70-метровые эрозионные террасы горно-долинных склонов, соответствующие останцам сухих дельт плиоцен — нижнечетвертичного возраста в предгорных равнинах, глубоко врезаны и расположены на 100—150 м ниже отпрепарированной поверхности верхнемелового выравнивания и палеогеновой абразии в центральных участках хребта.

нейского яруса долины приобретают облик глубоких ущелий и каньонов. Выходя в область развития менее устойчивых песчаников, мергелей и аргиллитов, долины расширяются, склоны их становятся пологими. Одновременно с этим меняется характер рыхлых отложений. В результате избирательной эрозии этот тип рельефа нередко переходит в структурно-грядовый. Разновидностью его является рельеф параллельно ориентированных гребневидных водоразделов (6), возникший в результате избирательной эрозии литологически разнородных и смятых в складки мергелей и известняков фаменского яруса.

Характерной особенностью рельефа горно-долинных склонов, в том числе и рельефа параллельно ориентированных гребневидных водоразделов, является их многоступенчатое строение. В верхнем течении р. Баялдыр, например, развиты аккумулятивные и цокольные террасы 0,8, 1,5—2, 4—5 и 8—10 м, а также эрозионные террасы 12—15, 20—25, 35—40, 60—65, 80 и 140—150 м. В пределах северного склона хребта, по р. Косбулак, наблюдаются аккумулятивные террасы 1—1,5, 3—4 и 5—6 м и эрозионные террасы 20, 30—40, 75 и 150 м. Сходные или близкие уровни наблюдаются и в других реках северного и южного склонов. Вниз по течению количество террас и их высота уменьшаются, некоторые уровни сливаются.

Кроме перечисленных, существуют еще два типа рельефа, встречающихся в продольных внутригорных котловинах и депрессиях. Наиболее полно они выражены в самой крупной из них — внутригорной депрессии Северного Каратау, сформировавшейся в песчаниках и сланцах ордовика в конце неогена и в четвертичном периоде. Верхнеплиоценовый и нижнечетвертичный рельеф плоских водораздельных гряд (7) образует верхний ярус депрессии. Абсолютные отметки гряд 700—800 м. Они слабо покаты к югу. На грядах развит либо маломощный щебнистый элювий, либо остатки мощных (до 10—15 м) делювиальных, аллювиально-делювиальных и пролювиальных суглинков, подвешенных над тальвегами современных рек на 150—180 м. Долины главных рек, пересекая депрессию, расширяются и вместе со своими многочисленными притоками образуют внутригорные котловины. Последние характеризуются широким развитием на пологих склонах мощных делювиально-пролювиальных суглинистых шлейфов (8). Сходное строение имеют и другие внутригорные котловины. Часть из них своим происхождением обязана избирательной эрозии (Кошкаратинская котловина), другие имеют тектонический характер (Курушканская депрессия).

В пределах горной части описываемой территории широко развиты карстовые формы. Будучи связаны с карбонатными породами протерозоя, кембрия, девона и карбона, они приурочены обычно к зонам разрывных нарушений и трещиноватости, а также к участкам, где поблизости имеются залежи сульфид-

ных руд. Поверхностные формы выражены каррами, нишами и воронками, подземные — закарстованными трещинами и пещерами.

В пределах Северной и Южной предгорных равнин господствуют аккумулятивные и аккумулятивно-денудационные типы рельефа. Равнины имеют ступенчатое строение. Внутренние части их сильно приподняты; внешние образуют низменную оторочку. Наиболее высокими являются останцы плоских покатых в сторону от гор цокольных равнин плиоцен — древнечетвертичного возраста на меловых и третичных отложениях (9). Останцы увенчаны отложениями плиоцен — нижнечетвертичных сухих дельт — конгломератами и галечниками мощностью до 15 м. У края гор высота ступеней составляет 30—50 м, при удалении от гор уменьшается до 8—10 м. Ниже располагаются более молодые четвертичные равнины, заполненные отложениями сухих дельт и собственно аллювием (супеси, суглинки, пески и галечники). В удаленных от гор участках равнины образованы первыми двумя или тремя террасами с высотами 2,5; 3—4 и 6—8 м. Террасы имеют наложенный характер. Ближе к горам наложенные террасы исчезают, возрастает количество и высота террас (пойменные, 2—3, 4—6 и 8—12 м аккумулятивные, 15—18 и 20—22 м цокольные и эрозионные террасы). Суммарная мощность аллювия в Северной предгорной равнине севернее пос. Жунусата — 80 м, в пределах Южной равнины достигает 40—50 м. Склоны останцовых равнин сложены делювиально-пролювиальными отложениями (15). В северо-восточном углу планшета наблюдается небольшой участок развития песков с характерным бугристо-ячеистым рельефом (16). Пески образовались в четвертичное время за счет развешивания третичных песков и четвертичного аллювия.

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

На территории листа К-42-III известны металлические и неметаллические полезные ископаемые, строительные и абразивные материалы.

Металлические полезные ископаемые представлены лимонитовыми рудами, медью, свинцово-цинковым оруденением*, аллюминием; неметаллические — баритом; строительные материалы — известняком, кирпичными глинами, галькой, строительными песками, глино-гипсом, опокой.

МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Лимонитовые руды. Лимонитовые руды приурочены к самым разнообразным породам нижнего и среднего палеозоя, к зонам тектонических нарушений, к кальцитовым, кварцевым, квар-

* На карте полезных ископаемых индексы генезиса этих металлических полезных ископаемых показаны не везде ввиду сильной загруженности карты.

цево-баритовым и другим жилам. Они образуют среди пород и жил линзы и гнезда различных размеров и примазки. Представлены лимонитовые руды гидроокислами (гидрогематит и гидрогетит) железа. В гидроокислах наблюдаются вкрапленники гематита и магнетита. Практического значения лимонитовые руды не имеют.

Медь. Минералы меди наблюдаются, в основном, в кальцитовых, кальцит-флюоритовых, кварцевых, кварцево-баритовых жилах и прожилках в виде вкрапленников сульфидов (халькопирит, ковеллин, халькозин), примазок и корочек карбонатов (малахит, азурит) и окислов (куприт). В меньшем количестве они наблюдаются в различных породах нижнего и среднего палеозоя в виде примазок карбонатов меди. Часто минералы меди сопровождаются гидроокислами железа и изредка минералами свинца. Практического значения эти проявления не имеют.

Свинец и цинк. На территории листа располагаются два крупных месторождения: Ачисайское и Миргалимсайское, выдвинувшие Каратау в число свинцово-рудных районов союзного значения. Имеются также многочисленные мелкие месторождения и проявления свинцово-цинковой минерализации. Все они распадаются на ряд типов, из которых наиболее важными являются ачисайский, миргалимсайский и каптаги — байджансайский.

Месторождения ачисайского типа относятся к галенито-сфалерито-колчеданной формации агрегативных руд в виде согласно залегающих линз и секущих жил в карбонатных породах. Месторождения этого типа приурочены исключительно к периферическим частям крупных карбоновых синклиналей, там, где они сильно нарушены тектоническими трещинами с проявлениями диапиризма. Одним из наиболее ярких примеров этого типа оруденения является Ачисайское (Турланское) месторождение.

Ачисайское месторождение (т. 217, III—4) находится в восточной части Бельмазарской синклинали, в том месте, где она нарушена крупными трещинами широтного и северо-западного простирания (Большой и Малый Бельмазарские разломы, Бельдургенский разлом, трещины Южная, Сидоровская, Екатерина). Эти трещины, по-видимому, являются составной частью зоны глыбовых перемещений тюлькубашских песчаников на юго-восточном продолжении Баялдырского разлома. Рудные тела приурочены к искристой и отчасти к базальной и бельмазарской пачкам нижнего турне. Они имеют линзообразную форму. Мощность линз достигает в раздувах 20—30 м. Протяженность колеблется от первых метров до первых сотен метров. Положение некоторых линз контролируется трещинами, совпадающими с поверхностями наложения пород. Кроме линзообразных пологопадающих рудных тел, на место-

рождении имеются крутопадающие жилы того же состава, очень редко выходящие за пределы искристой пачки нижнего турне. Иногда крутопадающие жилы соединяют соседние линзообразные пологопадающие тела. Морфологически такие сопряжения рудных тел напоминают двутавровые балки.

По вещественному составу первичные рудные тела представляют собою пиритовую массу (от 50—60% до 90% пирита), с галенитом и сфалеритом. Остальные сульфиды редки и, если присутствуют, то в ничтожных количествах. Границы рудных тел с вмещающими породами резкие, иногда тектонические. В боковых породах сульфидная вкрапленность, как правило, отсутствует. На месторождении имеются также окисленные свинцовые и переотложенные цинковые руды. Зона окисления прослеживается до глубины 250 м. Среднее содержание свинца в сульфидных рудах 6—10%, цинка — до 15%. В окисленных свинцовых рудах среднее содержание свинца 20%, цинка 1%. В окисленных цинковых рудах среднее содержание цинка 12%, свинца 0,3—0,4%. Месторождение эксплуатируется, начиная с 1934 г. На 1/I 1959 г. прирост запасов незначительный.

При выходе на дневную поверхность руды данной формации превращаются в типичную железную шляпу со значительным содержанием церуссита, сопровождающуюся широким развитием карста. Кроме Ачисайского месторождения к данному типу относятся: мелкое разрабатываемое месторождение Карасай Северный (т. 258, IV—3), непромышленные месторождения Смена (т. 277, IV—4), Карагаштыкан (т. 168, III—3) и рудопоявления Камба (т. 236, III—4), Бадамбай (263, IV—4), и др.

Миргалимсайское месторождение (т. 130, III—3) относится к галенито-сфалеритовой формации прожилково-вкрапленных руд, образующих согласно залегающие пластообразные залежи, приуроченные к карбонатным породам совершенно определенного литолого-стратиграфического горизонта. Ныне разрабатываемое месторождение (т. 130, III—3) расположено в северо-восточном крыле Кенкольской антиклинали и представляет собой большое рудное поле с участками Мухамед (т. 115, III—2) на западном фланге и Айналма — на северо-западе. На месторождении наблюдается четкая приуроченность оруденения ко вторым ленточным доломитам акжарской пачки фамена. Рудные горизонты однозначно с вмещающими их доломитами смяты в многочисленные складки, иногда очень мелкие.

По минералогическому составу руда представлена, главным образом, галенитом, в меньшей степени сфалеритом и небольшими количествами пирита, сульфидов меди и серебра. Местами в существенных количествах присутствуют барит (16—36%) и кварц. С. А. Юшко [63] отмечает, что наибольшие содержания галенита, сфалерита, халькопирита, блеклой руды,

борнита, ковеллина, халькозина, пирита, барита, кварца и серебрянных минералов наблюдаются в нижней части вторых ленточных доломитов.

Характерной особенностью данного типа оруденения является развитие многочисленных параллельных друг другу тонких послойных прожилков галенита. Мощность рудных залежей колеблется от 2—3 до 20—25 м. Площадь рудного поля — приблизительно 60 км². Среднее содержание свинца от 2—4 до 10%, цинка 0,5—3,0%, серебра 18—65 г/т, барита 16—36%. Руды участка Мухамед отличаются от миргалимсайских меньшим содержанием серебра и барита. Руды участка Айналма характеризуются повышенным содержанием цинка, пирита и гидроокислов железа и небольшими — барита и серебра. В целом Миргалимсайское месторождение является крупным, эксплуатируется с 1941 г. Эксплуатация участка Мухамед началась с 1951 г.

Рассматриваемая рудная формация наблюдается только лишь в полосе фаменских отложений, протягивающихся к западу и к востоку от месторождения Миргалимсай. На западе последние точки такой минерализации находятся на р. Кызыл-Ата, а на востоке к данному типу, возможно, следует отнести свинцовую минерализацию во вторых ленточных доломитах, подстилающих нижнетурнейские отложения месторождения Карасай. Северная граница установлена горными выработками и скважинами. Южная граница не ясна, так как рудный комплекс погребен под мощной толщей рыхлых отложений.

Месторождение Кантаги (т. 142, III—3) относится к галенито-сфалеритовой формации прожилково-вкрапленных и агрегативных руд в виде штокверков, линз, и оруденелых зон в брекчированных карбонатных породах. Месторождение приурочено к зоне разрывного нарушения в известняках фаменского яруса. Месторождение интересно в том отношении, что в нем совмещены черты, характерные как для ачисайского, так и для миргалимсайского типов оруденения. Наряду с богатыми сульфидными и окисленными рудами штокверкового типа, наблюдаются бедные пластовые вкрапленные руды, приуроченные ко вторым ленточным доломитам. Из сульфидных минералов присутствуют в основном сфалерит, реже галенит и в виде примеси пирит. Месторождение мелкое. Большая часть выявленных запасов отработана. Из-за обильного притока воды месторождение законсервировано.

Проявления рудной минерализации данного типа пользуются на территории листа широким распространением. Во всех случаях оруденение контролируется крутопадающими, реже пологими зонами разрывных нарушений, затрагивающих как породы фамена, так и нижнего турне. Сульфидные руды, как правило, характеризуются некоторым преобладанием сфалерита над галенитом. Остальные рудные минералы присутствуют

в ничтожных количествах. Кроме месторождения Кантаги, к данному типу относятся: непромышленное месторождение Кенможе (т. 59, II—3) и рудопроявления Джангильчик II (т. 163, III—3), Салдытас (т. 165, III—3), Баялдыр (т. 75, II—3), Спорное (т. 150, III—3), Бозбутак (т. 62, II—3), Бошасай (т. 153, III—3) и др.

Широким распространением на территории листа пользуются проявления свинцово-цинкового оруденения *туетасского типа*, относящиеся к сфалерито-галенитовой формации вкрапленных руд в карбонатных породах фаменского возраста, главным образом, в виде линзообразных тел, локализованных вблизи продольных разломов. Рудные тела представляют собой доломиты, содержащие рассеянную вкрапленность галенита, репсе-сфалерита непосредственно в самой породе или в карбонатных прожилках, образующих скопления в зонах трещиноватости и брекчирования. Рудопроявления данного типа характеризуются сложной пострудной тектоникой и содержаниями полезных компонентов ниже кондиционных. На территории листа нет ни одного разрабатываемого месторождения данного типа. Среди представителей данного типа можно назвать Туетас (т. 71, II—3), Аккалпын (т. 35, II—2) и многочисленные точки минерализации в верховьях рек Ормак, Кызыл-ата и Балаузен.

Из сказанного выше видно, что геологический контроль свинцово-цинкового оруденения на территории листа сводится к трем основным факторам: 1) геолого-структурному, 2) стратиграфическому и 3) литолого-стратиграфическому. Роль геолого-структурного контроля является наиболее важной и многообразной. На распределение оруденения в крупном структурном плане влияет положение в пространстве крупных глубоких разрывов, сопровождаемых участками интенсивного дробления, трещиноватости и глыбовых перемещений песчаников тюлькубашской свиты. Структурный фактор влияет на распределение оруденения и морфологию рудных тел внутри месторождений. Весьма существенной является роль стратиграфо-литологического фактора. Подавляющее большинство проявлений свинцово-цинковой минерализации приурочено к породам фаменского яруса и низов нижнего турне. Роль собственно литологического фактора выражается в приуроченности свинцово-цинкового оруденения преимущественно к доломитам. Ориентировочные подсчеты показывают, что более 70% всех проявлений заключены в доломитах и толщах переслаивания доломитов и известняков и только 30% в известняках.

Алюминий. Во многих участках распространения меловых отложений наблюдаются бокситовидные породы, однако поисковый интерес представляют только два из них: Атабай (т. 105, III—2) и Бокситовый (т. 151, III—3). В этих участках бокситовидные породы заполняют карстовые воронки и представлены

глинистой массой, насыщенной вишнево-красными железистыми бобовинками размером до 1 см. Бобовины рыхлые, образованы охристой железистой массой. Химические анализы красной глины с бобовинами (количество бобовин до 50% от общей массы) показали в среднем: SiO_2 53%, $\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2$ 14%, Fe_2O_3 12%, п.п.п. 10%. Содержание Al_2O_3 иногда достигает 30%. На участках велись разведочные работы, которые в настоящее время прекращены. Практического значения участки не имеют.

НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Барит. Баритовые жилы приурочены, в основном, к отложениям среднего и верхнего девона и изредка к отложениям нижнего карбона, к зонам разломов и брекчирования. Баритовые жилы имеют различную мощность и протяженность — от сантиметров до нескольких десятков метров. Состав жил разнообразен и непостоянен. Помимо барита, часто составляющего 95—97% жильной массы, присутствуют: кварц, из рудных — халькопирит, пирит, карбонаты меди, гидроокислы железа, окислы марганца. Барит в жилах, в основном, крупнозернистый, белый, мономинеральный. Проявления барита практического значения не имеют.

СТРОИТЕЛЬНЫЕ И ДРУГИЕ МАТЕРИАЛЫ

Ачисайское месторождение известняков (т. 224, III—4) расположено в районе пос. Ачисай. Известняки характеризуются разнообразным литологическим составом, начиная от чистых мраморизованных до глинистых разностей. Месторождение периодически разрабатывается для обжига на известь для рудника Ачисай. Запасы не подсчитывались. Месторождение непромышленное.

Глины кирпичные. В качестве кирпичного сырья практическое применение нашли лёссовидные суглинки, имеющие в районе широкое распространение. Известно три непромышленных месторождения: Сауранское (т. 244, IV—1), Котурбулакское III (т. 252, IV—3) и Котурбулакское I, II (т. 253, IV—3). Участки месторождений сложены четвертичными лёссовидными суглинками. Суглинки, в основном, загрязнены известковыми и гравийными включениями и не всегда отвечают требованиям ГОСТа к кирпичному сырью. Запасы на месторождениях не утверждались. В настоящее время кустарный кирпичный завод около ст. Котурбулак не действует.

Галька и гравий. Гравийно-песчаные отложения выполняют почти все высохшие русла рек, саев, лошин. В большинстве случаев гравий слабо окатан и состоит из известняков и доломитов (75—80%), песчаников (15—20%) и кремнистых пород

(3—5%). Гранулометрический состав гравийно-песчаных отложений колеблется: фракции крупнее 50 мм — от 10 до 45%, 50—20 мм — от 20 до 40%, 20—10 мм — 20—25%, 10—2 мм — от 1 до 15%, 2 мм — от 3 до 20%.

Запасы гальки и гравия колоссальны. Разработка и эксплуатация всех имеющихся промышленных и непромышленных месторождений определяется нуждами строительства.

Строительный песок. В районе ст. Котурбулак известны два мелких месторождения строительных песков верхнемелового возраста (т. 251, IV—2 и т. 252, IV—3). Пески перекрыты четвертичными лёссовидными суглинками. Мощность продуктивных отложений колеблется от 1—2 до 10 м. На одном из этих месторождений — Котурбулак III — имеется карьер, из которого временами добывается строительный песок. Вдоль линии узкоколейной ж. д. Туркестан — Котурбулак — Ачисай в отложениях верхнего мела в настоящее время ведется поисковая разведка строительных песков.

Глино-гипс. Урангайское (Туркестанское) месторождение глино-гипса (т. 249 и 250, IV—2) расположено в долине р. Карачик. Месторождение состоит из девяти участков, два из которых (4-й участок, открытый в 1932 г., и 9-й участок, открытый в 1955 г.) являются промышленными. В геологическом строении разведанных участков принимают участие гипсоносные глины чеганской свиты. Мощность гипсоносных глин от 8—10 до 30 м. Гипс в глинах присутствует в виде кристаллов и друз. Выше гипсоносных глин залегает пласт гипса, так называемый «сыпун», сложенный отдельными комочками размером от 0,5 до 1,0 см. Гипс содержит включения глины. Мощность пласта глино-гипса колеблется от 0,7 до 2,6 м. Среднее содержание двуводного гипса 67%.

Технологические испытания показали, что глино-гипс пригоден в качестве строительного гипса второго и третьего сортов. Запасы на месторождении утверждены по двум участкам. Месторождение относится к категории «средних», эксплуатируется алебастровым заводом.

Опока. Туркестанское месторождение (т. т. 247 и 248; 2—IV) расположено в 28—30 км от г. Туркестан. Оно приурочено к отложениям среднего и верхнего палеогена чеганской свиты (Pg_2^3 — Pg_3^1cg). Опока представлена тремя пластами, разделенными между собой зеленовато-серыми глинами мощностью от 0,10 до 2,0 м. Мощность опоконных пород в среднем 7—8 м. Опоки обладают высокой активностью. В 1956 г. на месторождении были проведены дополнительные разведочные работы, которые увеличили запасы. В подсчет запасов введены опоки с содержанием SiO_2 не менее 65%, R_2O_3 — не более 15%. Месторождение эксплуатируется с 1937 г. Опока используется в качестве активной минеральной добавки Чуйским цементным

заводом и может быть рекомендована для Чимкентского цементного завода, а также как сырье для получения хорошего известково-пуццоланового цемента местного значения.

ШЛИХОВОЕ И МЕТАЛЛОМЕТРИЧЕСКОЕ ОПРОБОВАНИЕ

Шлиховое и металлометрическое опробование аллювиальных и делювиальных отложений показало повсеместное распространение свинцовых минералов*. Свинцовые минералы в шлихах представлены, главным образом, галенитом и церусситом, изредка крокоитом и самородным свинцом. Количество минералов в шлихах колеблется от единичных знаков до весовых количеств (6—10 г/м³). Из других рудных компонентов присутствуют киноварь и золото в единичных знаках и в совсем незначительных количествах — лимонит, гематит, циркон, сфен, рутил; из нерудных — барит, кварц, роговая обманка, гранат. Изолинии концентраций свинца (>0,02%) по данным металлометрического опробования обычно совпадают с областями распространения свинца по данным шлихового опробования.

Прогноз свинцово-цинкового оруденения территории листа К-42-III подробно рассматривается Е. Е. Захаровым в объяснительной записке к прогнозной карте хребта Каратау масштаба 1:200 000. К перспективным участкам возможного нахождения оруденения Ачисайского типа Е. Е. Захаров относит следующие: 1) район Джаманктай — Смена, 2) район Камба (западное замыкание Притурланской карбоновой мульды), 3) район Карасая (вдаль меридионального разлома), 4) район Алмалы — Карагаштыкан, 5) район Куруктая, 6) район Бадамбая. В отношении оруденения Миргалимсайского типа делается предположение о возможном его распространении под покровом рыхлых отложений в полосе предгорий к северу от колхоза Коммуна. Е. Е. Захаровым намечены площади возможного распространения оруденения Кантаги — Байджансайского типа: 1) Биресекская меридиональная тектоническая зона сопряжения блоковых структур, 2) район Кенможе 2 — Бозбутак, 3) район Северный Баялдыр — Спорное (в верховьях р. Баялдыр). Выяснение промышленного значения оруденения Тюстаского типа требует дальнейшего изучения.

Перспективы в отношении прироста запасов строительных материалов, в особенности кирпичных глин, гальки и грация строительных песков и известняков на территории листа практически не ограниченные. Перспективными в отношении нахождения месторождений гипса и опоки являются площади распространения выходов чеганской свиты на юге территории листа К-42-III. Северная и южная предгорные равнины являются перспективными в отношении напорных вод.

* Поэтому на карте полезных ископаемых не выделены ореолы рассеяния минералов свинца и не поставлен индекс свинца.

ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ

Характер подземных вод территории листа К-42-III теснейшим образом связан с геологическим строением, рельефом местности и климатическими условиями. На месте трех основных альпийских структур первого порядка выделяются три крупных гидрологических района: Сырдарьинский и Чуйский артезианские бассейны с пластово-поровыми пресными и солоноватыми водами в мезо-кайнозойских отложениях и расположенная между ними горно-складчатая область Центрального Каратау с трещинными и трещинно-карстовыми пресными водами.

Горно-складчатая область Центрального Каратау характеризуется многообразными гидрогеологическими условиями. Высокие отметки поверхности и в связи с этим относительная влажность климата создают здесь благоприятную обстановку для питания подземных вод. Условия накопления и распределения их зависят, в основном, от литологического состава пород и условий их залегания. Выделяются два крупных водоносных комплекса, отличающихся по степени водообильности: 1) комплекс пород докембрия, нижнего палеозоя и тюлькубашской свиты, заключающий в себе преимущественно грунтовые трещинные воды, и 2) комплекс карбонатных пород фаменского яруса и нижнего карбона, в котором развиты трещинно-карстовые воды.

В строении нижнего комплекса, обнажающегося в пределах наиболее приподнятых участков герцинской структуры, принимают участие разнообразные сланцы, эффузивы, алевриты, аргиллиты, песчаники, конгломераты, известняки и доломиты. Выходы последних занимают столь незначительную площадь, что они не могут оказать существенного влияния на характер водоносности всего комплекса в целом. Всюду к нему приурочены небольшие бассейны грунтовых трещинных вод. Большинство источников расположено вдоль крупных разломов, сопровождаемых крутопадающими зонами дробления. Вдоль зон дробления глубина залегания грунтовых вод может быть значительной. Многие бассейны связаны с трещиноватыми породами зоны выветривания и характеризуются небольшой глубиной залегания и малыми размерами. Очень часто источники имеют смешанное питание, т. е. питаются водами из коренных пород и из наносов. Выходы подземных вод обычно имеют характер площадных высачиваний из-под перекрывающего их чехла рыхлых четвертичных осадков. Источники нисходящие. Температура грунтовых вод зависит от температуры воздуха. В летнее время она достигает 15—16°С и выше при температуре воздуха свыше 20°С. Дебиты подавляющего большинства источников колеблются около 1 л/сек.

В строении верхнего водоносного комплекса участвуют, в основном, известняки и доломиты фаменского яруса и ниж-

него карбона. Мергельные и песчано-глинистые отложения нижнего визе и турланская (известняково-мергельная) фация аманской свиты с преимущественным развитием трещинных вод имеют ограниченное распространение. Трещиноватость и закарстованность известняково-доломитовых пород, их хорошая обнаженность создают благоприятные условия для накопления и размещения в них подземных вод. Глубина распространения карстарядом скважин в районе рудника Миргалимсай устанавливается от 110 до 370 м от поверхности. Трещины напластования и трещины, связанные с тектоническими нарушениями, встречены скважинами на глубинах до 300 м. Наглядное представление о водообильности карбонатных пород верхнего водоносного комплекса дают наблюдения за притоками воды в рудник Миргалимсай, где за 10 лет, начиная с 1944 г., максимальный водоприток увеличился во много раз.

За последние 5 лет максимальные водопритоки на руднике во время весеннего максимума достигали 3000—4000 л/сек. Обводненность карбонатных пород не является равномерной. Работами Бургемской гидрогеологической партии установлено, что участки, вытянутые вдоль разлома в виде полос шириной до 350 м, характеризуются особенно сильной трещиноватостью и закарстованностью. Удельный расход скважин в них превышает 5 л/сек. За пределами зон интенсивной трещиноватости удельные расходы скважин колеблются от 2 до 5 л/сек и в наиболее удаленных участках не превышают 2 л/сек.

Таким образом, в известняках и доломитах верхнего комплекса заключен горизонт трещинно-карстовых вод, характеризующийся неравномерной водообильностью. Водоупорной подошвой его на западе служат аргиллиты, слагающие кровлю туюлькубашской свиты, а на востоке — кровля известняково-мергельной амансайской свиты. В качестве возможной верхней водоупорной толщи Н. В. Ефремочкин [67] рассматривает песчано-мергельную толщу нижнего визе. Мощность водоносного горизонта измеряется сотнями метров. Глубина залегания уровня подземных вод разнообразна. В районе Миргалимсай она достигает 30—40 м от поверхности. Поэтому выходы вод на этом участке наблюдаются, в основном, по долинам рек.

В целом же для области распространения данного водоносного комплекса типичны трещинно-карстовые восходящие источники, имеющиеся как внутри области, например, рудники Джиллаганата, Баялдыр, Бургем, так и по предгорьям северо-восточного и юго-западного склонов, где они расположены на междуречьях, например, родники Чага, Котурбулак, Кокбулак и др. Среди источников много таких, дебит которых измеряется 10 л/сек. Дебит наиболее крупных источников юго-западного склона достигает в мае—июне по средним многолетним данным 600—650 л/сек. Температура вод колеблется от 11° до 19°С и обычно слабо зависит от колебания температуры воздуха. Син-

клинальные зоны (Баялдырская, Майдантальская и Караадырская) на большую глубину сложены карбонатными породами верхнего водоносного комплекса и являются крупными емкостями подземных вод. Н. В. Ефремочкин, учитывая их синклинальную природу, рассматривает их как бассейны артезианского и грунтового типов, а всю складчатую область как систему таких бассейнов.

Сырдарьинский и Чуйский артезианские бассейны, окаймляющие с юга и севера складчатую область хребта Каратау, сложены спокойно залегающими и постепенно погружающимися в сторону от гор слоями песчано-глинистых пород, в которых заключены горизонты напорных вод. Слабая расчлененность поверхности и почти горизонтальное залегание пород (углы падения 3—5°, реже —10°) создают здесь условия замедленного стока как в глубоких артезианских пластах, так и в горизонтах грунтовых вод. Все это позволяет рассматривать области альпийских прогибов как основные аккумуляторы поверхностных и подземных вод.

Один из горизонтов пластовых вод в южной предгорной равнине приурочен к верхнемеловым пескам и песчаникам. Многочисленные буровые скважины, пробуренные Бургемской гидрогеологической партией в пределах неглубокого молодого прогиба, прослеживающегося от пос. Атабай на юго-восток до пос. Кушата, вскрыли в меловых песках, залегающих под глинами, пластовые воды с очень большим гидростатическим напором (до 83—85 м). Глубина залегания напорного горизонта на участке колеблется от 74 до 80 м. Расходы фонтанирующих скважин колеблются от 3 до 32 л/сек.

Водоносность палеогеновых отложений изучена слабо. В пределах северной предгорной равнины пластовые воды связаны с песками и песчаниками эоценового возраста.

Значительные запасы подземных вод содержат четвертичные аллювиальные галечно-валунные отложения. Подземные воды здесь подразделяются на грунтовые воды аллювиальных отложений со свободной поверхностью и напорные воды в валунно-галечных отложениях, залегающих на глубине и перекрытых лёссовидными суглинками, которые играют роль водоупора. Удельные дебиты напорных вод в некоторых скважинах, пробуренных Туркестанской гидрогеологической станцией в районе г. Туркестана, достигают 20 л/сек [72]. Большой интерес представляет присутствие в пределах южной равнины термальных вод, вскрытых в 1957 г. скважиной 4 Бургемской гидрогеологической партией у южной рамки листа, на территории колхоза им. Чапаева. Термальные воды были встречены на глубине 332 м в серых закарстованных известняках каменноугольного возраста. Температура воды колеблется около 29°С. Наблюдается самоизлив. Расход скважины достигает 42,5 л/сек.

Основным источником питания подземных вод являются атмосферные осадки. Периоды подъемов уровней и наиболее высоких их стояний соответствуют увлажненным сезонам года; периоды их спада и низкого стояния — засушливым сезонам года. Годовая амплитуда колебания уровня подземных вод в районе рудника Миргалимсай составляет в среднем 16—18 м. В предгорных равнинах, характеризующихся резко выраженным континентальным климатом, пополнение запасов подземных вод происходит за счет поверхностного и подземного стоков со стороны хребта.

Химизм подземных вод. В пределах хребта Каратау развиты преимущественно гидрокарбонатно-кальциевые, либо магниевые-кальциевые воды с минерализацией порядка 200—400 мг/л.

Меньшим распространением пользуются сульфатно-гидрокарбонатные, либо гидрокарбонатно-сульфатные воды с несколько повышенной минерализацией (до 500 мг/л и более). Свинцово-цинковое оруденение, как правило, вызывает повышенное содержание в водах сульфатона и общей минерализации (до 700 мг/л). В предгорных равнинах широким распространением пользуются сульфатно-гидрокарбонатные, либо гидрокарбонатно-сульфатные воды с минерализацией более 400—500 мг/л; при этом на состав вод четвертичных отложений существенный отпечаток накладывают процессы континентального засоления, приводящие к повышению содержания в них солей щелочных металлов. Минерализация термальных вод достигает 2151 мг/л.

ЛИТЕРАТУРА

Опубликованная

1. Архангельский А. Д. Оползневые осадки на дне Черного моря и геологическое значение этого явления. Бюлл. МОИП, нов. сер., т. 38, М.—Л., 1930.
2. Бронников М. М. Геологические исследования в Сырдарьинской области в 1904 г. (предварительный отчет). Изв. Геол. Ком., т. 24, № 7—8, 1905.
3. Бронгулеев В. В. Основные черты строения и развития среднепалеозойского структурного этажа Центрального Каратау. Изв. АН СССР, сер. геол., 1957, № 2.
4. Бронгулеев В. В., Стихотворцева Н. А. Происхождение карбонатных брекчий фаменского и турнейского ярусов хребта Большой Каратау. Сов. геол., 1958, № 3.
5. Бубличенко Н. Л. Что такое каратауские брекчии и почему с ними нельзя связывать полиметаллическое оруденение Каратау. Пробл. Сов. геол., 1934, № 7.
6. Вебер В. Н. Полезные ископаемые Туркестана. Изд. Геол. ком., 1917.
7. Галицкий В. В. К изучению четвертичных отложений и геоморфологии хребта Каратау. Изв. Гос. геогр. об-ва, т. 65, вып. 5, 1933.
8. Галицкий В. В. Тектоника Центрального Каратау. Бюлл. МОИП, сер. геол., вып. 4, 1936.
9. Галицкий В. В. Источники типа воклюз в Центральном Каратау и геологическое строение их окрестностей. Изв. АН СССР, сер. геол., 1936, № 2—3.

10. Галицкий В. В. Рельеф междуречья Кантаги—Кокция на южном склоне Центрального Каратау. Изв. Гос. геогр. общ., т. 68, вып. 2, 1936.
11. Галицкий В. В. Новые данные по тектонике Центрального Каратау. Изв. АН СССР, сер. геол., 1937, № 3.
12. Галицкий В. В. Урало-Тяньшаньская зона сдвигов. Сов. геол., 1940, № 9.
13. Галицкий В. В. Рецензия на книгу И. И. Машкара. «Геология Центрального Каратау». Сов. геол., 1940, № 5—6.
14. Галицкий В. В. Геоморфология и четвертичные движения Каратау. Изв. АН СССР, сер. геогр. и геофиз., 1943, № 2.
15. Галицкий В. В., Васильковский Н. П. Объяснительная записка к листу К-42 (Ташкент). Госгеолнздат, 1949.
16. Кассин Н. Г. Материалы по палеогеографии Казахстана. Алма-Ата, 1947.
17. Кассин Н. Г. Очерк тектоники Казахстана. Пробл. сов. геол., 1934, № 6.
18. Князев И. И. Полиметаллические месторождения хр. Каратау в Южном Казахстане. Тр. 4 Всесоюз. геол. конф. по цветн. металл., М.—Л., 1933.
19. Князев И. И. Геологические условия рудоносности хребта Каратау (Южный Казахстан) и взаимосвязь рудных его месторождений с тектоникой. Тр. 17 сесс. Межд. Геол. конгр. 1937 г., т. 3, Гостехиздат, 1947.
20. Колотухина С. Е. Литология и фауна карбонатной толщи верхнего девона и нижнего карбона хребта Каратау. Тр. ИГН АН СССР, т. 3, 1956.
21. Костенко Н. Н. и Божанов В. С. Принципы стратиграфии антропогена Восточного Казахстана. Изв. АН Каз. ССР, сер. геол., 1959, № 1.
22. Крейтер В. М. К вопросу о принадлежности свинцово-цинкового оруденения хребта Каратау к типу Миссисипи-Миссури. Сов. геол., 1939, № 5.
23. Лабазин Г. С. О благоприятных для оруденения тектонических структурах хребта Каратау. Пробл. сов. геол., 1935, № 9, 10.
24. Макарычев Г. И. Стратиграфия протерозойских и нижнепалеозойских отложений Большого Каратау. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. XXXII (4), 1957.
25. Машкара И. И. Геология Центрального Каратау. Мат.-лы по геол. и полезн. ископ. Казахстана, вып. 1, ГОНТИ, 1957, Л.—М., 1939.
26. Мордвилко Т. А. К вопросу о параллелизации третичных отложений Каратау со смежными районами Средней Азии и Казахстана. Пробл. сов. геол., 1936, № 12.
27. Мушкетов И. В. Туркестан. Геологическое и орографическое описание по данным, собранным во время путешествия с 1874 по 1880 гг. Т. 2, СПб., 1906.
28. Наливкин Д. В. Северный Каратау. Предварительный отчет о геологических исследованиях 1923 г. в Сырдарьинской области. Изв. Геолкома, т. 18, № 9, 1924.
29. Наливкин Д. В. Брахиподы верхнего и среднего девона Туркестана. Тр. Геол. ком., 1930.
30. Наливкин Д. В. Учение о фациях. Т. 1, изд. АН СССР, 1956.
31. Николаев Н. И. Механизм формирования складок и разрывов, развивающихся в новейшее время (на примере хребта Каратау). Тектоно-физическое совещание. Тезисы. Ин-т Физики Земли АН СССР, 1957.
32. Николаев Н. И. О природе и морфологическом типе глубинных разломов (на примере Главного разлома хребта Каратау). Сов. геол., 1959, № 7.
33. Николаев Н. И. О древнейших породах хребта Каратау (Южный Казахстан). Совещание по унификации стратиграфических схем Восточного Казахстана. Тезисы. Алма-Ата, 1957.
34. Николаев Н. И. Тектоническое развитие хребта Каратау. Изв. АН СССР, сер. геол., 1958.

35. Николаев Н. И., Беляков Л. В., Макарычев Г. И., Пазилова В. И. О древнейших породах Каратау (Южный Казахстан). Тр. МГРИ, 1956.

Николаев Н. И. О новейшем тектоническом развитии хребта Каратау (Южный Казахстан). Бюлл. МОИП, 1958.

36. Овечкин Н. К. К вопросу о возрасте чаганской свиты. Сб. ВСЕГЕИ. Палеонтология и стратиграфия. Вып. I, Госгеолиздат, 1952.

37. Похвиснева Е. А. Условия образования девонских красноцветных отложений хребта Каратау (Южный Казахстан). Изв. высш. учебн. завед. геол. и разведка, № 4, 1959.

38. Похвиснева Е. А. История крупных среднепалеозойских структур западной части Большого Каратау (Южный Казахстан). Геол. сб. Львов. геол. об-ва, № 5—6, 1958.

39. Резолюция совещания по унификации стратиграфических схем допалеозоя и палеозоя Восточного Казахстана. Изд. АН Каз. ССР, 1958.

40. Романовский Г. Д. Материалы для геологии Туркестанского края. Вып. 1, 1878; вып. 2, 1884; вып. 3, 1890.

41. Русаков М. П. К развитию геологоразведочных и научно-исследовательских работ в Каратау. Цветметиздат, № 5, 1934.

42. Северцев Н. А. Об исследованиях магистра Северцева в Туркестанской области в течение лета 1865 г. Изв. ИГРО, т. 2, № 7, 1866.

43. Успенская Н. Ю. Геологические исследования в Талгинском районе Северного Дагестана. Тр. геол. службы Грознефти, вып. 3, ОНТИ НКТП СССР, 1936.

44. Эз В. В. Тектоника северо-западной части Центрального Каратау (Южный Казахстан). Сов. геол., 1954, № 41.

45. Яншин А. А. Геология Северного Приаралья. Бюлл. МОИП, отд. геол., 1936.

Фондовая*

46. Анкиновия Е. А., Сенкевич М. А. Геологическое строение района р. Кызыл-Ата (юго-западный склон Центрального Каратау). Отчет по работам за 1942—1943 гг. Фонды ЮКГУ, 1943.

47. Балавинский Л., Френкель О., Родионов П. Отчет о работах литологической партии Каратауской экспедиции. Фонды Ачисайской ГРП, 1933.

48. Берзруков П. Л., Галицкий В. В., Машкара И. И. Объяснительная записка к обзорной геологической карте хребта Каратау масштаба 1:200 000. Фонды ЮКГУ, 1949.

49. Беляков Л. В., Пазилова В. И. Геологическое строение района г. Мынжилги (Центральный Каратау. Листы К-42-6-В, К-42-6-Г, К-42-6-А, К-42-6-Б). Фонды МГРИ, 1956.

50. Бессмертный В. В. Отчет по геологической съемке Кенкольской антиклинальной зоны на участке Мухамед—Янос (юго-западный склон хребта Каратау, планшеты 9, 10, 24, 25). Фонды Каратауской ГРП треста КЦМР, 1944.

51. Бронгулеев В. В., Гафт Д. Е. Стратиграфия и тектоника района Ачисайского полиметаллического месторождения. Фонды МГРИ, 1950.

52. Богуш О. И., Юферев О. В. Фораминиферы и стратиграфия каменноугольных отложений хр. Каратау. Фонды МГРИ, 1957.

53. Бок И. И. Бессазский массив основных пород в хребте Каратау. Фонды ЮКГУ, 1940.

54. Бубличенко Н. Л., Тарасов Д. Н. Объяснительная записка к обзорной геологической карте хребта Каратау масштаба 1:200 000. Фонды ВСЕГЕИ, 1932—1935.

* Сюда не вошли работы, указанные в списке материалов, использованных для составления карты полезных ископаемых (приложение I). Ссылка на эти работы осуществляется путем помещения их порядковых номеров в особые квадратные скобки.

55. Булыго В. С., Ажгирей Г. Д. Свинцоворудное месторождение Миргалымсай. Фонды ЮКГУ, 1941.

56. Булыго В. С. Миргалымсайское и Ачисайское рудные поля в Каратау, их перспективы и направление геологоразведочных работ на 1951—1955 гг., ВГФ, 1950.

57. Буртман В. С., Киселев С. А., Баженова Г. Н. Геологическое строение нижнего течения р. Сусамыр (лист К-43-64), ВГФ, 1957.

58. Галицкий В. В. Обзор литературы к истории геологических исследований Центрального Каратау. Фонды Ачисайского ГРУ, 1939.

59. Галицкий В. В. Обзор литературы к истории исследований по физической географии, геологии и полезным ископаемым хребта Каратау. Фонды ИГН АН КазССР, 1941.

60. Галицкий В. В. Основные черты геологического строения Центрального Каратау. ВГФ, 1943.

61. Давыдова Л. В. Сводный отчет о работе Туркестанской гидрогеологической станции за 1950—1954 гг. Фонды ЮКГУ, 1956.

62. Давыдова Л. В., Биргер Е. И. Отчет о работе Туркестанской гидрогеологической станции за 1955 г., ВГФ, 1956.

63. Дембо Т. М. Геологическое строение средней части Бельмазарского плато (бассейны Алмалы-сая и Джузумдыка). Фонды МГРИ, 1954.

64. Дембо Т. М., Николаев Н. И., Раскатов Г. И., Черняховский А. Г. Объяснительная записка к сводной геологической карте Казахстана масштаба 1:500 000 (лист К-42-Л и север западных частей листов К-42-А и К-42-Б). Фонды МГРИ, 1956.

65. Дембо Т. М. Отчет по теме «Карбонатные брекчии среднего палеозоя хребта Каратау», Фонды МГРИ, 1957.

66. Ерусалимский И. Н. Отчет аэромагнитной партии Южно-Казахстанской экспедиции за 1956 год. ВГФ, 1957.

67. Ефремочкин Н. В. Гидрогеологические исследования хребта Каратау. Фонды МГРИ, 1958.

68. Жалин А. В. Отчет о работах Турланской геофизической экспедиции за 1952 г., ВГФ, 1953.

69. Жеваго В. С., Бородин Е. И., Р. А. Ляхтюк. Генеральный подсчет запасов подземных вод района месторождения Миргалымсай, ВГФ, 1955.

70. Золкина А. И. Кораллы Центрального Каратау. Фонды МГРИ, 1952.

71. Золкина А. И. Крупные спириферы из ачисайского и робатского горизонтов фаменского яруса верхнего отдела девонской системы Каратау. Фонды МГРИ, 1955.

72. Кабанов А. С. Отчет о работе Туркестанской гидрогеологической станции за 1954 г. Фонды ЮКГУ, 1954.

73. Кадастр подземных вод Южно-Казахстанской области (пополнение на 1/1. 1956 г.). Фонды ЮКГУ, 1957.

74. Крюков Ф. А. Сводная гидрогеологическая карта условий сельскохозяйственного водоснабжения масштаба 1:500 000. Лист К-42-А. Фонды ЮКГУ, 1955.

75. Куминова М. В. Очерк геофизической изученности хребта Каратау. ВГФ, 1953.

76. Макарычев Г. И., Пазилова В. И., Смертенко Э. М. Геологическое строение северо-восточного склона хребта Каратау (р-н пос. Сузак). Фонды МГРИ, 1954.

77. Макарычев Г. И. Стратиграфия докембрийских и палеозойских отложений хребта Каратау. Фонды МГРИ, 1957.

78. Маливкин В. С. Изучение изверженных пород хребта Каратау в связи с процессами оруденения. ВГФ, ЦНИГРИ, 1935.

79. Мордвилко Т. А. Меловые и третичные отложения Каратау. Фонды ЮКГУ, 1945.

80. Муратов М. В., Котылев П. Н. Отчет по петрографо-минералогическому изучению известняков девона и карбона хребта Каратау. Фонды МГРИ, 1932.

81. Никифорова К. В. Геоморфология и третичные отложения Чуйской мульды. Фонды ИГН АН СССР, 1953.
82. Ноздрев Н. А., Пирго А. С. Предварительный отчет о работе съемочно-поисковых отрядов Джилгадинской геологоразведочной партии. Фонды ЮКГУ, 1940.
83. Олли Е. И. Карст хребта Большого Каратау. Канд. диссерт. Фонды МГРИ, 1953.
84. Перлин В. Д. Геологическое строение средней части Бельмазарского плато (бассейн р. Икансу). Фонды МГРИ, 1955.
85. Петушков К. П. Подсчет запасов подземных вод района месторождения Миргалымсай по состоянию на 1/I. 1953 г. (Гидрогеологическая объяснительная записка). ВГФ, 1953.
86. Раскатов Г. И., Рыжова А. А., Олли Е. И. Исследование карста и геоморфологические исследования. Фонды МГРИ, 1957.
87. Салов Н. М. Отчет Турланской геологосъемочной партии о работах в Центральном Каратау в 1932 г. Фонды ЮКГУ, 1932.
88. Сидяченко А. И., Алексеева Р. Е. Биостратиграфия фаменских отложений центральной и юго-восточной частей хребта Каратау. Фонды МГРИ, 1957.
89. Успенская Н. Ю. Отчет по теме «Условия залегания палеогеновых отложений Дагестана». Фонды МГ и ОН, 1948.
90. Черняховский А. Г. Отчет об исследованиях мезокайнозойских отложений Северо-Западного Каратау и северного склона Малого Каратау. МГРИ, 1956.
91. Щербакова М. И. Палеонтологическая характеристика нижнекаменноугольной фауны Турланского, Биресекского и Актасского разрезов Центрального Каратау. Фонды МГРИ, 1953.
92. Щербакова М. И. Гигантопродукты Каратау и возможность детального расчленения по их остаткам визейских отложений. Фонды МГРИ, 1954.
93. Эз В. В. Тектоника северо-западной части свинцоворудного района Центрального Каратау (Южный Казахстан, диссертация). Фонды МГРИ, 1952.

ПРИЛОЖЕНИЕ 1
СПИСОК МАТЕРИАЛОВ, ИСПОЛЬЗОВАННЫХ ДЛЯ СОСТАВЛЕНИЯ
КАРТЫ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

№ п/п	Фамилия и инициалы автора	Название работ	Год составления или издания	Местонахождение материала, его фондовый № или место издания
1	Абесадзе Д. М.	Отчет о результатах поисково-разведочных работ Северо-Биресекской партии за 1952—1956 гг.	1956	Фонды ЮКГУ
2	Ажгирей Г. Д.	Геологическое строение района Ачисайского свинцово-цинкового месторождения	1944	Фонды Ачисайской ГРП пос. Ачисай
3	Барбот-де-Марни А. В. и Таванец И. В.	Отчет по геологоразведочным работам и химико-технологическом исследовании опок Турланского месторождения в 1937 г.	1937	Фонды ЮКГУ
4	Башлий Т. Г.	Отчет о поисково-разведочных работах на Туркестанском месторождении глино-гипсов, проведенных в 1955 г.	1957	То же
5	Беляков Л. В., Пазилова В. И., Раскатов Г. И.	Сводная геологическая карта хребта Каратау масштаба 1:50 000. Объяснительная записка к листам К-42-6-А (западная и южная части), К-42-6-В и К-42-6-Г (западная и южная части)	1957	Фонды МГРИ
6	Бронгулеев В. В. и Гафт Д. Е.	Геологическое строение и рудоносность центральной части Каратау. Отчет Южно-Казахстанской экспедиции МГРИ	1951	То же
7	Бубличенко Н. Л. и Малых В. С.	Геология Хантаги-Биресекского района Каратау (отчет по работам 1933 г.)	1934	Фонды ВСЕГЕИ
8	Бубличенко Н. Л.	Очерк полезных ископаемых части северо-востока Каратау 1934 г.	1934	Фонды ВСЕГЕИ, ГУГФ и ГИНа АНК

Продолжение прилож. 1

№ п/п	Фамилия и инициалы автора	Название работ	Год составления или издания	Местонахождение материала, его фондовый № или место издания
9	Булыго В. С.	Список месторождений, известных в Туркестанском районе Южно-Казахстанской области по состоянию на 1/VIII—1941 г.	1941	Фонды Каратауской ГГР г. Кентау 2
10	Галицкий В. В.	Отчет по теме: «Детальное геологическое картирование в районе месторождения Карасай-Турлан в Центральном Каратау». Каратауская экспедиция	1935	Фонды ВСЕГЕИ
11	Галицкий В. В.	Геологическое строение Джаманктайского рудного поля в хребте Каратау	1940	Фонды Ачисайской ГРП пос. Ачисай
12	Галицкий В. В.	Баритовые месторождения хребта Каратау и возможности их использования	1943	Фонды ЮКГУ
13	Гапешин А. С.	Предварительный отчет о разведочных работах на гипс в районе г. Туркестан	1932	То же
14	Гафт Д. Е. и Эз В. В.	Исследования по выяснению геологических закономерностей в распространении полезных ископаемых хребта Каратау и разработка поисковых признаков и наиболее рациональных методов поисков и разведки для месторождений. Том V	1952	Фонды МГРИ
15	Гафт Д. Е., Клаповская Л. И.	Отчет по теме: «Изучение тектоники и рудных месторождений хребта Каратау. Том VI. Геологическое строение района Кызылата-Балаузен»	1956	То же
16	Гафт Д. Е.	Сводный отчет по геологической съемке масштаба 1:10 000 Биресек-Баялдырского района	1958	Фонды МГРИ

Продолжение прилож. 1

№ п/п	Фамилия и инициалы автора	Название работ	Год составления или издания	Местонахождение материала, его фондовый № или место издания
17	Грум-Гржимайло О. С., Захаров Е. Е. и др.	Геологическая карта Каратау масштаба 1:50 000. Книга 2. Объяснительная записка к листам К-42-18-Б, К-42-18-Г (северная часть)	1956	Фонды МГРИ
18	Грум-Гржимайло О. С., Золкина А. И., Портная В. Л. и др.	Геологическая карта Каратау масштаба 1:50 000. Книга 2. Объяснительная записка к листам К-42-18-А и К-42-18-В (северная часть)	1956	То же
19	Грум-Гржимайло О. С., Золкина А. И., Портная В. Л. и др.	Геологическая карта Каратау масштаба 1:50 000. Книга 3. Объяснительная записка к листу К-42-17-Б.	1956	" "
20	Грум-Гржимайло О. С., Клаповская Л. И.	Геологическое строение междуречья Акуюк-Жанкурбан	1956	" "
21	Захаров Е. Е.	Объяснительная записка к прогнозной карте хр. Каратау масштаба 1:200 000 (Южный Казахстан)	1958	" "
22	Златогурская И. П.	Исследование по выяснению геологических закономерностей в распространении свинцоворудных месторождений хребта Каратау. Раздел XI	1953	" "
23	Ивенсен Ю. П.	Полиметаллические месторождения Средней Азии и Южного Казахстана	1937	Москва ОНТИ
24	Кадастр месторождений полезных ископаемых хребта Каратау. Том I и II		1957	Фонды МГРИ
25	Кислицын Е. П., Фурманов И. Б.	Геолого-экономический обзор нерудного сырья и строительного материала Южно-Казахстанского административного района (Южно-Казахстанская и Кызыл-Ординская области)	1957	Фонды ЮКГУ

Продолжение прилож. 1

№ п/п	Фамилия и инициалы автора	Название работ	Год составления или издания	Местонахождение материала, его фондовый № или место издания
26	Клаповская Л. И., Озеров Ю. К.	Геологическое строение месторождения Смена в Центральном Каратау. Отчет Южно-Казахстанской экспедиции МГРИ	1957	Фонды МГРИ
27	Клаповская Л. И.	Геология и литология районов месторождений Спориное и Тюетас (Каратау)	1955	То же
28	Князев И. И., Лабазин Г. С.	Рудные месторождения хребта Каратау. Часть I, II и III	1936	Фонды ВСЕГЕИ
29	Князев И. И.	Цинково-свинцовые (полиметаллические) месторождения хребта Каратау (Южный Казахстан)	1947	То же
30	Князев И. И., Лабазин Г. С., Понтер А. И.	Карта полезных ископаемых хребта Каратау		" "
31	Козловцев Н. Г.	Отчет о разведочных работах на Хантагинском месторождении гравия у 8 км (Т. Г. ж. д.) в Туркестанском районе Южно-Казахстанской области	1951	Фонды ЮКГУ
32	Калмыкова Г. А.	Краткие сведения по основным месторождениям строительного материала, топлива и минерального сырья для удобрения по Южно-Казахстанской области. Каз. ССР	1954	То же
33	Крылов Г. И., Сакулина Г. В.	Отчет по поисковым работам на бокситы вдоль юго-западного склона хребта Каратау (геологический отчет Каратауской поисковой партии на бокситы за 1952 г.)	1953	" "

Продолжение прилож. 1

№ п/п	Фамилия и инициалы автора	Название работ	Год составления или издания	Местонахождение материала, его фондовый № или место издания
34	Кулаченко В. В.	Отчет о результатах поисково - разведочных работ на Туркестанском месторождении опоконидных пород в Туркестанском районе Южно-Казахстанской области	1957	Фонды ЮКГУ
35	Макарычев Г. И.	Изучение тектоники и рудных месторождений хребта Каратау. Вып. 3	1954	Фонды МГРИ
36	Малых В. С., Куликов А. И.	Геологическое строение и полезные ископаемые Южно-Баялдырского района хребта Каратау	1936	Фонды КГРГ
37	Миркин Г. М.	Отчет о разведке Котурбулакского месторождения песков	1952	Фонды ЮКГУ
38	Митряева Н. М.	Отчет Майдантальской партии по работам 1947 г. на юго-западном склоне хребта Каратау	1948	То же
39	Клаповская Л. И., Моралев В. М.	Геологическое строение месторождения Баялдыр и Айналма (масштаб 1:2000)	1952	Фонды МГРИ
40	Новиков А. Г.	Отчет о результатах работ на Айналминском месторождении с подсчетом запасов по состоянию на 1/1 1952 г.	1953	Фонды ЮКГУ
41	Новиков А. Г. и др.	Подсчет запасов по месторождениям Мухамед и Биресекская синклиналь в хребте Каратау (Южный Казахстан) по состоянию на 1/IV 1954 г.	1955	То же

Продолжение прилож. 1

№ п/п	Фамилия и инициалы автора	Название работ	Год составления или издания	Местонахождение материала, его фондовый № или место издания
42	Разумова В. Н.	Меловые и третичные отложения и возраст карста хребта Каратау	1955	Фонды МГРИ
43		Отчет об опробовании и химико-технологическом исследовании гипсов Урангайского месторождения в районе гор. Туркестан	1934	Фонды ЮКГУ
44	Протокол ВКЗ на 1/1 1943 г.			То же
45	Сакулина Г. В.	Отчет Атабайской бокситовой партии по путным поискам за 1953 г.	1954	" "
46	Сафронова З. Е., Васильева Н. М.	Отчет о результатах геологоразведочных работ на свинцовых месторождениях. Биресекская синклиналь. Дуалетсай и Ионкульсай за 1955 г.	1956	Фонды ЮКГУ
47	Синицын В. М.	Геологическое строение Кантаги-Баялдырского рудного района (отчет по геолъемке. масштаб 1:10 000)	1943— 1944	Фонды Каратауской ГРП трест КЦМР
48	Смирнов С. М.	Металлометрическая съемка Ачисайского свинцово-цинкового месторождения в хребте Каратау	1951	Фонды ЮКГУ
49	Страчков М. М., Беляков Л. В.	Геологическое строение северо-восточного склона центральной части хребта Каратау (междуречье Уштобе-Арпаозен)	1955	Фонды МГРИ
50	Узембо В. В., Самойлов Б. В.	Отчет о разведочных работах и лабораторном химико - технологическом исследовании глино-гипсов Урунгайского месторождения в районе г. Туркестан в 1935—1936 гг.	1936	Фонды ЮКГУ

Продолжение прилож. I

№ п/п	Фамилия и инициалы автора	Название работ	Год составления или издания	Местонахождение материала, его фондовый № или место издания
51	Узембо В. В., Самойлов Б. В.	Отчет о разведочных работах месторождения в районе г. Туркестан	1937	Фонды ЮКГУ
52	Халтурина И. И.	Обзор полиметаллических и свинцовых месторождений хребта Каратау	1952	Фонды Каратауской ГРП
53	Хетагуров Г. В.	Структура Биресекского рудного поля и закономерность в распределении оруденения. Диссертация	1954	Фонды МГРИ
54	Цейсман М., Артыкбаев А., Серикбаев И.	Отчет Центрально-Каратауской партии № 2 Турланской геофизической экспедиции	1956	Фонды ЮКГУ
55	Цингауз С. С., Киселевский Ю. К., Серикбаев И.	Отчет о работе Центрально-Каратауской партии № 2 Турланской геофизической экспедиции за 1957 г.	1958	Фонды ЮКГУ
56	Шабрак А. Ф.	Отчет о разведке Котурбулакского месторождения лессовидных суглинков в Туркестанском районе Южно-Казахстанской области	1951	То же
57	Шабрак А. Ф.	Отчет о поисково-разведочных работах на Миргалымсайском участке известняково-доломитовых пород в Туркестанском районе Южно-Казахстанской области	1951	Фонды ЮКГУ
58	Шнейдер Ю. Л.	Отчет о геологоразведочных работах за 1956 г. на месторождениях: Турланской, Миргалымсайском, Мухамед и С. Карасай	1957	То же

Продолжение прилож. I

№ п/п	Фамилия и инициалы автора	Название работ	Год составления или издания	Местонахождение материала, его фондовый № или место издания
59	Шнейдер Ю. Л.	Отчет о геологоразведочных работах комбината «Ачполиметалл» за 1957 г.	1958	Фонды ЮКГУ
60	Эз В. В.	Стратиграфия и тектоника района Джилгантинской группы цинково-свинцовых месторождений	1950	Фонды МГРИ
61	Эз В. В., Засухин Г. Н.	Поиски на перспективных в отношении свинцового оруденения площадях хребта Каратау	1951	То же
62	Эз В. В., Похвиснева Е. А. и др.	Геологическая карта Каратау масштаба 1:50 000. Объяснительная записка к листам К-42-5-Б и К-42-5-Г	1957	" "
63	Юшко С. А.	Минералогия свинцово-цинковых месторождений хребта Каратау	1957	" "

ПРИЛОЖЕНИЕ 2
СПИСОК ПРОМЫШЛЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ
ИСКОПАЕМЫХ, ПОКАЗАННЫХ НА ЛИСТЕ К-42-III КАРТЫ ПОЛЕЗНЫХ
ИСКОПАЕМЫХ МАСШТАБА 1 : 200 000

№ по карте	Индекс клетки на карте	Наименование месторождения и вид полезного ископаемого	Состояние эксплуатации	Тип месторождения (К—коренное, Р—россыпное)	№ использованного материала по списку (Приложение 1)
		Свинцово-цинковые			
115	III-2	Айналма (участок Ансай)	Эксплуатируется	К	7, 19, 24, 28, 36, 40, 47, 63
217	III-4	Ачисай; Западная, Свинцовая, Левый Каракенсай	"	К	2, 10, 17, 23, 24, 28, 29, 30, 48, 52, 58, 59, 63
142	III-3	Кантаги	Законсервировано	К	7, 9, 18, 23, 24, 28, 29, 30, 63
258	IV-3	Карасай северный	Эксплуатируется	К	6, 18, 23, 24, 28, 52, 58, 59, 63
130	III-3	Миргалымсай; Сонкульсай	То же	К	7, 18, 23, 24, 44, 52, 58, 59, 63
117	III-2	Мухамед	" "	К	7, 19, 23, 24, 36, 41, 52, 58, 59, 63
		Гравий			
243	IV-1	152 разъезд Ташкентской ж. д.	Сведений об эксплуатации нет	К	25
18	I-4	Сузакское	Не эксплуатируется	К	25, 32
26	II-2	Чушкабулак	Не эксплуатируется	К	24, 60, 62, 63
		Известняки			
224	III-4	Ачисайское	Эксплуатируется	К	25, 32
		Глины кирпичные			
252	IV-3	Котурбулакское III	Не эксплуатируется	К	25, 32, 56
253	IV-3	Котурбулакское I, II	То же	К	25, 32, 56
244	IV-1	Сауранское	" "	К	26, 32
		Гравий			
97	III-2	Карасактинское	Не эксплуатируется	К	25, 32
242	IV-1	Разъезд 31	То же	К	25, 32
245	IV-2	Туркестанское I	Эксплуатируется	К	25
246	IV-2	Туркестанское	Не эксплуатируется	К	25
		Опока			
247	IV-2	Туркестанское	Эксплуатируется	К	3, 25, 34

ПРИЛОЖЕНИЕ 3
СПИСОК НЕПРОМЫШЛЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ
ИСКОПАЕМЫХ НА ЛИСТЕ К-42-III КАРТЫ ПОЛЕЗНЫХ
ИСКОПАЕМЫХ МАСШТАБА 1 : 200 000

№ по карте	Индекс клетки на карте	Наименование месторождения и вид полезного ископаемого	Состояние эксплуатации	Тип месторождения (К—коренное)	№ использованного материала по списку (Приложение 1)
		Свинцово-цинковые			
27	II-2	Аксерке	Не эксплуатируется	К	14, 24, 28, 52, 60, 62, 63
116	III-2	Даулетсай	То же	К	7, 9, 14, 18, 24, 28, 29, 36
25	II-2	Джилаганата	" "	К	24, 28, 60, 62, 63
126	III-3	Ионкульсай	" "	К	9, 14, 18, 24, 28, 36, 47
168	III-3	Карагаштыкан-Кзылюсай 3; 4; 1; 2; Водораздельная	" "	К	1, 7, 14, 16, 18, 24, 28, 53
60	II-3	Кенможе 1; Левый приток; Кенможе; Сай Кенможе	" "	К	5, 14, 15, 24
59	II-3	Кенможе 2; Правобережье Кенможе (точки 1936; 1933); Кенможе средний	" "	К	5, 14, 15, 24, 28
277	IV-4	Смена	" "	К	11, 18, 24, 26
71	II-3	Тюетас	" "	К	5, 15, 24, 27
256	IV-3	Хантагинское II	" "	К	31
255	IV-3	Чаганское	" "	К	25, 32
240	IV-1	Чернакское I	Эксплуатируется	К	25, 32
241	IV-1	Чернакское II	Не эксплуатируется	К	25, 32
		Песок строительный			
251	IV-2	Котурбулакское	Не эксплуатируется	К	25, 32, 37
252	IV-3	Котурбулакское III	Эксплуатируется	К	25, 32, 37
		Глино-гипс			
250	IV-2	Туркестанское	Не эксплуатируется	К	4, 25, 32
249	IV-2	Урангайское	То же	К	25, 32, 43
		Опока			
248	IV-2	Туркестанское (два участка)	Эксплуатируется	К	3, 25, 31

СПИСОК ПРОЯВЛЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ, ПОКАЗАННЫХ НА ЛИСТЕ К-42-III КАРТЫ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ МАСШТАБА 1:200 000

ПРИЛОЖЕНИЕ 4

Индекс по карте	Название (местонахождение) проявления и вид полезного ископаемого	Характеристика проявления	№ использованного материала по спи- ску (Приложение I)	Примечание
239	Лимонитовые руды Аккуз (т. 1244)	Сильно ожелезненные доломити- стые известняки	24, 49	
36	Алтынсай (т. I по Златогур- ской И. П.)	Пирит и гематит в кварцевой жи- ле	22, 24, 28	
89	Арпаозен (т. 961)	Глыбы Ноздреватого пористого бу- рого железняка	5, 24	
170	Биресек (т. 132)	В прожилках кальцита псевдомор- фозы гетита по пириту	14, 24	
84	Балаузен	Мелкие линзы бурых железняков, залегающие в зонах дробления	5, 14, 24, 38	
90	Буратасу (т. 901)	Линзы бурого железняка в доло- митистых известняках	5 24, 49	
188	Верховье Хантаги	Ожелезненные кальцитовые руды	6, 24	
55	Гематитовая (т. 1517)	В песчанниках линзочки и желва- ки гематита	15, 24	
64	Долина Баялдыра (т. 92)	В известняках прожилки гемати- та и гидроокислы железа	14, 24	
194	Железная	Гидроокислы железа вокруг зерен карбоната	6, 24	
233	Железная (Турланский тракт)	Линза бурых железняков в доло- митах	24, 49	

7	I-1	Ирымгузсай (т. 13)	Окислы и гидроокислы железа, пропитавшие кремнистые породы ор- довика	20, 24, 35
17	I-2	Кайнарбулак	Жилы буро-железистого кварца и остатки пирита в кварце	24, 28
88	II-3	Карабайбулак (т. 1010)	Глыбы бурого железняка в изве- стково-доломитовой толще	5, 24
93	II-4	Караадыр (т. 1604)	Бурый железняк в известняках	24, 49
91	II-4	Келинчек (т. 1241)	Выходы бурого железняка	24, 49
30	III-4	Кенайрык	Бурый железняк в барите	12, 24
228	III-4	Коккия I	Лимонит в кварцево-баритовой жи- ле	24, 28
86	II-3	Кокбулак (Коксай)	Железный блеск в песчанниках	24, 28
218	III-4	Куржикай (т. 2)	Линзообразное тело бурых желез- няков	6, 24
28	II-2	Оргайлысай (т. 4)	В кварцевой жиле вкрапленники гетита и гидрогетита	22, 24
44	II-2	Ормак верхний (т. 88 и 87)	Прожилки гидроокислов железа	14, 24
211	III-4	Саматай	В известняках выход бурых же- лезняков	24, 28
65	II-3	Суалма	В известняках бурый железняк и остаточный пирит	24, 28
226	III-4	Темиркенсай	Кварцево-барито-лимонитовая жи- ла в песчанниках	24, 28
227	III-4	Турланское	То же	24
87	II-3	Шалшикбулак	В кварцевых жилах бурый желез- няк	24, 28

№ п/п	Индекс клетки на карте	Название (местонахождение) проявления и вид полезного ископаемого	Характеристика проявления	№ использованного материала по спи- ску (Приложение 1)	Примечание
20	II-1	Медь Актобе (оруденение 10)	В кварцевых жилах примзка мед- ной зелени	20, 24, 28	
148	III-3	Аяк 1; Аяк 3	Примазки и корочки малахита	7, 10, 24, 28	
74	II-3	Баялдыр (т. 77)	Включения карбонатов меди в кварцево-карбонатном прожилке	14, 24	
171	III-3	Бозкоен 3; Бозкоен 1; Боз- коен (т. 141); Карагач (т. 501); Бирсек (т. 138)	Примазки медной зелени в породе и в кварцево-карбонатных прожил- ках	7, 14, 16, 24, 28	Кроме малахита встре- чаются халькозини ковел- лин
114	III-2	Бортоскен II; Даулетсай (т. 103)	Примазки медной зелени в извест- няках и в кальцитовых прожилках	14, 24, 36	
51	II-3	Верхняя Кызылата (т. 107)	Медная минерализация в известня- ках	14, 24	
8	I-2	Джамантас 2	Примазки медной зелени в песча- никах	14, 28	
264	IV-3	Джаманташ (точки 239, 241, 242 по Д. Е. Гафт, 1950 г.)	Примазки медной зелени в изве- стняках	6, 10, 24, 28	Одновременно встреча- ется бурый железняк
13	I-2	Джилаганата	Примазки малахита в кальцитовый жиле	24, 61	В жиле встречаются флюорит и бурый желез- няк
69	II-3	Джолсай 1 (точки 572, 573)	Малахит в известняках и в каль- цитовый жиле	15, 24	

95	III-4	Домбра (т. 159)	В кварцево-кальцитовых жилах гнездобразное включение медного колчедана и малахита	14, 24	
22	III-4	Иткырылган	В кальцитовой жилке — зерна халькопирита и корочки карбонатов меди	24, 28	
137	III-3	Ительгес (т. 861)	Малахит и реликты зерен халько- пирита в известняках	16, 24	
21	II-2	Карасай 2; Джилаганата	В кварцевых жилах — халькопи- рит, в самих песчанниках примазки медной залежи	24, 28, 61	Наблюдаются редкие включения галенита
1	I-1	Карасай (т. 11)	Кварцевые жилы с гнездами халь- копирита и малахита	24, 35	Помимо медных мине- ралов в жиле отмечают- ся галенит, пирит, гема- тит и гидроокислы же- леза
2	I-1	Карасай (т. 12)	В кварцевых жилах вкрапленность халькопирита, азурита и малахита	24, 35	Помимо медных мине- ралов в жилах встреча- ются галенит, гематит, пирит и гидроокислы железа
53	II-3	Кзылата	В кварцевых жилах карбонаты ме- ди и отдельные включения неокис- лившегося халькопирита	14, 24, 28	Встречается бурый железняк
133	III-3	Коголлажар 1 (т. 812)	В кварцевых жилах и в породе включения малахита и азурита	16, 24	
208	III-4	Коккия II (т. 23 по Д. Е. Гафт, 1950)	В известняках примазки карбона- тов меди	6, 10, 24, 28	
15	I-2	Левая ветвь Джилаганаты	Жилы, состоящие из кальцита, до- ломита, кварца, флюорита и окислов и карбонатов меди	24, 61	

№ по карте	Индекс клетки на карте	Название (местонахождение) проявления и вид полезного ископаемого	Характеристика проявления	М. использованного материала по списку (Приложение 1)	Примечание
103	III-2	Средний Ормак (левый)	Баритовые жилы с кальцитом, малахитом	24, 61	Встречается пирит и гидроокислы железа
221	III-4	Талдысай	В известняках корочки карбонатов меди	24, 28	
33	II-2	Тасбулак (т. 2)	В кальцитовых прожилках вкрапленность окисленных медистых минералов	22, 24	Одновременно встречаются вкрапленность железистых минералов
34	II-2	Тасбулак	Оруденение представлено пленками и вкрапленностью малахита и пирита	24, 28	Встречаются прожилки лимонита
261	IV-3	Ташкудук	В известняках наблюдаются примазки малахита и азурита и тонкие прожилки халькопирита	10, 24, 28	
220	III-4	Терсаккан (т. 162)	В кварцево-кальцитовый жиле включения халькопирита	14, 24	
210	III-4	Торкора (т. 161)	В окварцованных участках кальциновой жилы встречены халькопирит и малахит	14, 24	
223	III-4	Торкора (т. 160)	В кварцево-кальцитовой жиле встречается халькопирит и малахит	14, 24	
80	II-3	Тюстас-Балаузен I (т. 753)	В доломитах включения и корочки малахита	15, 24	Встречены гнезда бурого железняка
136	III-3	Устье Коголлажар (т. 849)	В известняках вкрапленность малахита и реликты халькопирита	16, 24	

35	II-2	Свинцово-цинковые Аккалпын	В кальцито-доломитовых прожилках и в породе рассеяния вкрапленность галенита	22, 24	Иногда встречается сфалерит
30	II-2	Аксай	Карбонатная жила с галенитом	8, 24	Под микроскопом установлены пирит, лимонит и церуссит
125	III-3	Акчечик (т. 7); Ионкульсай 4 (т. 14)	Химанализ ожелезненной породы показал содержание свинца и цинка	24, 36, 47	
205	III-4	Алмалысай 2; Северный Алмалысай; Левый Алмалысай (т. 21); Талбулак	В кальцитовых жилах галенит и сфалерит	24, 28, 48	
202	III-4	Алмалысай 6	В кальцитовых прожилках галенит	24, 28	
160	III-3	Алмалы	Оруденение трещиноватого типа представлено окисленными рудами. Рудные минералы: галенит, лимонит, пирит, церуссит и англезит	7, 14, 24, 28, 53	Содержание свинца 1%, цинка 3%
38	II-2	Алтында	В карбонатных прожилках и в породе вкрапленность галенита и сфалерита	8, 24, 28	
176	III-3	Амансай I; Амансай; Амансай (т. 133); Амансай 2 (точки 134 и 135)	В известняках и в кварцево-кальцито-баритовых прожилках вкрапленность галенита и сфалерита	7, 14, 24, 28, 53	В рудах присутствуют ковеллин, халькозин, пирит, церуссит и англезит
31	II-2	Асманбулак	Единичные вкрапленники галенита в известняках	8, 24, 28, 61	
121	III-3	Ашимсай I; Ашимсай II	Вкрапленники и гнезда галенита в доломитах	16, 24	
253	IV-3	Бадамбай 2 (т. 63 по К. Я. Спрингис)	В буром железяке признаки галенита	10, 24, 28	Химанализ показал содержание цинка до 1%

Индекс клетки на карте	Название (местонахождение) проявления и вид полезного ископаемого	Характеристика проявления	№ использованного материала по спи- ску (Приложение 1)	Примечание
182	III-3 Бадамбай 2 (т. 234)	В жиле кальцита — галенит	6, 24	
181	III-3 Бадамбай (случайное); Бадамбай 1 (т. 237)	Линзообразное тело окисленных свинцово-цинковых руд в доломитах	6, 10, 24, 28	В состав свинцово-цинковых и окисленных руд входят пирит и халькопирит
9	I-2 Бакай	В жиле бурожелезистого кварца химанализом установлен свинец	24, 28	В жиле содержится лимонит, пирит и гидротетит
76	II-3 Балакайсай 2	В кварцево-кальцитовых прожилках включения галенита	8, 15, 16, 24, 28	
78	II-3 Балаган; Балакайсай 1	Выход бурого железняка со свинцом и цинком (по химанализу)	15, 16, 24, 28	
5	I-1 Балыкчи (т. 6)	В кальцито-кварцевых прожилках вкрапленность галенита	24, 35	Химанализом обнаружен цинк
145	III-3 Баялдыр (точки 64—67); Баялдыр (т. 68)	Включение галенита, сфалерита и смитсонита в карбонатных прожилках	14, 24	
75	II-3 Баялдыр (т. 1358)	В известняках вкрапленность галенита	16, 24	
146	III-3 Баялдыр (Карагач)	Галенитовые прожилки в известняках. Кроме галенита наблюдаются сфалерит, пирит, ковеллин и окисленные минералы	15, 24, 28, 39	Проявление разведовалось
118	III-2 Безмянное II (т. 53, Малых и Куликов)	Гнезда галенита в известняках	24, 36	

173	III-3 Безмянная (т. 131)	Вкрапленность галенита в породе	14, 24	
199	III-4 Бельдургенсай 1 (Джузунды); Бельдургенсай 2	Вкрапленность галенита и сфалерита в цементе брекчин	2, 24, 28	
200	III-4 Бельдургенсай 3	В бурых железняках химанализом обнаружен свинец и цинк	24, 28	
201	III-4 Бельдургенсай 4	Кальцитовые жилы с вкрапленностью галенита	24, 28	
62	I-3 Бозбутах (Баялдырская группа); Бозбутах 1 (т. 55); Бозбутах 2 (т. 56, 57); Бозбутах 3 (т. 58, 59); Бозбутах 5 (т. 503); Бозбутах 6 (т. 499)	В кальцитовых жилах и в породе вкрапленность галенита, а также окисленные руды с церусситом и остаточными сульфидами	8, 14, 15, 16, 24, 28	Помимо свинцовых установлены и цинковые минералы
66	II-3 Бозбутах 4 (т. 60); Бозбутах—Балаузен (т. 524); Правый берег (т. 558); Русло Баялдыр (т. 61)	В кальцитовых прожилках вкрапленность галенита	8, 14, 16, 24, 28	
153	III-3 Босшасай	Галенит в известняках	7, 14, 24, 28	Проводились разведочные работы
92	II-4 Борсуллак (т. 889 по М. М. Страчкову)	В ожелезненной породе химанализом установлен свинец и цинк	24, 49	
111	III-2 Бортоскен III	В буроом железняке химанализом установлен свинец и цинк	24, 36	
120	III-3 Булактогай (т. 10); Бурачихан (Ионкульсай, т. 98)	В кальцитовых жилах вкрапленность галенита	14, 24, 36	
46	II-2 Бурачихан	Свинцовый блеск в карбонатных прожилках	24, 28	
123	III-3 Бурачихан (3-ий уч. Ионкульсайского месторождения), Нурбайсай (т. 12)	Галенит и сфалерит в кальцитовых прожилках	8, 24, 28, 47, 61	Проводились разведочные работы

Индекс клетки на карте	Название (местонахождение) проявления и вид полезного ископаемого	Характеристика проявления	№ использованного материала по спис- ку (приложение 1)	Примечание
40	Верхне-Ормакское (т. 2 по В. В. Эзу)	В кальцитовых прожилках вкрапленность галенита	24, 61	
79	Верховые Тарузы (т. 752); Водораздел (т. 326); Тоетас— Балаузен 2 (т. т. 782, 781)	Вкрапленность галенита в каль- цитовых прожилках и в породе	15, 16, 24	
14	Визейский II	В известняках металлометрическим опробованием обнаружено большое содержание свинца	24, 54	
16	Визейский I (Карабулак)	Свинцовое оруденение в зоне раз- лома	24, 54	
50	Водораздел Кызылата (точки 28, 29, 30)	Вкрапленность галенита в породе и в кальцитовых прожилках	14, 24	
54	Водораздел (точки 45, 46; 47); Водораздел (т. 48); Ле- вый приток (т. 49)	Вкрапленность галенита в кальци- товых прожилках	14, 24	
45	Высота (т. 32)	Вкрапленность галенита в кальци- товых прожилках	14, 24	
270	Даубай (т. 51 по К. Я. Спрингис и точки 145—148 по Д. Е. Гафт, 1950 г.)	В кальцитовых жилах вкраплен- ность галенита	10, 24, 28	
119	Джамантогай 2 (т. 18); Джамантогай 1 (т. 17); Дау- леса (т. 102); Ионсай	Вкрапленность галенита в породе и в кальцитовых жилах	8, 14, 24, 28	
139	Джангасу	В кальцитовых прожилках зерна галенита	24, 36	

85	Джангильчик северный	В барито-кальцитовых прожил- ках — галенит и сфалерит	8, 24, 28	Установлены пирит, гидрогематит
163	Джангильчик II (точки 1346, 1347)	Вкрапленность галенита в породе и в кальцитовых прожилках	16, 24	
166	Джангильчик I (точки 1342—1345) — Джангильчик	Вкрапленность галенита и сфале- рита в породе и в кальцитовых про- жилках	16, 24	
177	Джангохты I	Зерна и кокардочки галенита в по- роде и в кальцитовых прожилках	7, 16, 24, 28	Из рудных минералов установлены пирит, це- русит, смитсонит и др.
175	Джангохты (точки 128, 129); Левобережье Джангохты (точ- ки 4342, 4343); Джангохты (точки 3864, 3865, 3891, 3878); Левый берег Джангохты (точ- ки 3827, 3829, 3832)	В кальцитовых прожилках вкрап- ленность и гнезда галенита	14, 16, 24	Одновременно в про- жилках наблюдаются флюорит и буровато- желтая охра
179	Джангохты 5; Джангохты 2	Вкрапленность галенита и сфале- рита в кальцитовых прожилках	7, 14, 24, 28	Наблюдаются пирит, кварц и бурый железняк
24	Джилаганата 2	Минерализация в породе представ- лена сульфидами свинца и цинка	8, 24, 28, 60, 61	Сульфиды меди желе- за с продуктами их окисления
32	Джолсай (т. 50 по Н. Л. Бубличенко)	Вкрапленность свинцового блеска в кальцитовых прожилках и в доло- митах	8, 24, 28, 60, 61	
68	Джолсай 2 (т. 563); Джол- сай 3 (т. 561); Кургантас I (т. 451)	Вкрапленность и гнезда галенита в известняках и в кальцитовых про- жилках	15, 16, 24	
156	Джолдысай (т. 1); Джол- дысай	Вкрапленность и просечки свинцо- вых и цинковых минералов в каль- цитовых прожилках и в породе	7, 16, 24, 28, 53	Кроме галенита и сфа- лерита встречены англе- зит, церуссит, смитсонит и лимонит

Индекс клетки на карте	Название (местонахождение) проявления и вид полезного ископаемого	Характеристика проявления	№ использованного материала по спи- ску (Приложение 1)	Примечание
198	Джузумдык	В участке раздробления наблюда- ется галенит	24, 28	
138	Джумалыксай (Донгулексай)	Гнездообразны и прожилковидные скопления бурого железняка с ви- димым церусситом до 50—60% и на- летами смитсонита	16, 24, 28	
94	Джусалы (т. 755 по М. М. Страчкову, 1955 г.)	Охристые известняки и кальцито- вые прожилки содержат смитсонит. Анализ показал свинца 0,15% и цин- ка 7,4%	24, 49	Встречены сидерит и гидроокислы железа
192	Икансу (т. 108); Джузум- дык I (т. 110); Джузумдык (т. 112)	В кальцитовых прожилках вкрап- ленность галенита	6, 24	В прожилках встреча- ются барит и гетит
268	Икансу (т. 159, 160); Икан- су	Вкрапленность галенита в породе и в кальцитовых прожилках	6, 10, 24, 28	Наблюдаются в про- жилках флюорит и ми- нералы цинка
196	Икансу (т. 1)	В кальцитовых жилах вкраплен- ность галенита	24	В жилах вкраплен- ность флюорита
127	Ионкульсай (т. 90); Ион- кульсай 5 (т. 19 по Малых и Куликову и т. 100 по Д. Е. Гафт)	Галенит встречается в породе и в баритовых линзообразных телах	14, 24, 28, 36, 47	Анализ барита дал цинка 0,26%
209	Истоки Левого Алмалысай	В районе «рыжего пятна» метал- лометрическая съемка показала вы- сокое содержание свинца	24	

180	Итсигексай 2 (т. 220 Д. Е. Гафт); Итсигексай 3 (т. 218)	Вкрапленность галенита в породе и в кальцитовых прожилках	6, 10, 24, 28	
183	Итсигексай 4 (точки 213— 217 по Д. Е. Гафт, 1950 г.)	Вкрапленность галенита в породе и в кальцитовых прожилках	6, 10, 24, 28	В обломках лимонит и медная зелень
22	Казанбузар	В окварцованном буром железняке вкрапленники галенита и сфалерита	24, 28, 60, 61	Встречается барит
11	Казанбузар северо-восточный	Гнезда и прожилки кальцита с га- ленитом. Металлометрическое опро- бование показало высокое содержа- ние свинца	24, 54	
236	Камба III (т. 2784 по В. В. Галицкому, 1938 г. и 1700 по М. М. Страчкову 1955 г.)	Линза бурого железняка с содер- жанием свинца и цинка	24, 49	
23	Карасай II (Джиллаганатин- ский); Карасай (Джилагана- тинский); Джолсай	Прожилки бедных окисленных свинцовых руд и бурого железняка с содержанием свинца и цинка	24, 28, 61	Кроме свинцовых и цинковых руд встречены халькозин, сидерит, ге- матит, азурит, малахит, ванадий
58	Карасай (Баялдырский); Правобережье Кенможе (точ- ки 12, 13)	Редкие включения галенита и сфа- лерита в породе и в кальцитовых прожилках	14, 24, 28	Установлен англезит
269	Карасай Южный	Сильно железистые окисленные разности с остаточным галенитом	6, 10, 24, 28	Встречается пирит, лимонит, церуссит, анг- лезит, гидрогематит
164	Каракемир; Каракемир 2	Вкрапленность галенита, церуссита и смитсонита в известняках	7, 24, 28, 53	
178	Карагач (т. 136); Карагач 3; Карагач 4 (т. 28);	В отдельных кусках бурого желез- няка включения свинцового блеска; церуссит, а также галенит в кальци- тово-баритовых прожилках	7 16, 24, 28	Встречен пирит, смитсонит

Индекс клетки на карте	Название (местонахождение) проявления и вид полезного ископаемого	Характеристика проявления	№ использованного материала по спич- ску (приложение 1)	Примечание
174	III-3 Карагач; Карагач I; Кызлсай	Зона вмещающей галенита в породе и в кальцитовых прожилках	7, 24, 28, 53	Химанализ показал содержание свинца 17,48%, цинка 1,7%
10	I-2 Казанбузар	Большое содержание свинца и цинка по данным металлометрического опробования. Вскрыто окисленное рудное тело	24, 54	
106	III-2 Кайнарбулак	В известняках вмещающей кристаллов галенита	24, 36, 61	
158	III-3 Кальпесай I (т. 147); Кальпесай 2 (т. 148); Кальпесай 3 (т. 149); Тогаисай (точки 150, 151)	Вмещающая галенита и свинцовых охр в породе и барито-кальцитовых прожилках	7, 14, 24, 28	
161	III-3 Кальпесай 5 (т. 39 по Бубличенко Н. М.)	В кальцитовом прожилке единичная вмещающая галенита	7, 16, 24, 28	Имеются мелкие прожилки кварца и зерна пирита
237	III-4 Камба IV (т. 2793 по В. В. Галицкому, 1938 г., т. 1699, по М. М. Страчкову, 1955 г.)	В известняках по данным химанализа обнаружен свинец	24, 49	Присутствует цинк
235	III-4 Камба (т. 2589 по В. В. Галицкому, 1938 г. и 1703 по М. М. Страчкову, 1955 г.); Камба II (т. 2614 по В. В. Галицкому, 1938 г.)	В бурых известняках химанализом обнаружен свинец и цинк	24, 49	
162	III-3 Караунгур (т. 146)	Вмещающая галенита в породе	7, 14, 24, 28	

4	I-1 Кенунгуртас (т. 5)	Обнаружены в бурых известняках химанализом свинец и цинк	24, 28	Обнаружен химанализом ванадий и медь
109	III-2 Кенкол (т. 41)	Единичные кристаллы галенита в породе	24	
108	III-2 Кенкол-Курсай II (точки 33—40)	Вмещающая галенита в кальцитовых прожилках	24, 36	
269	IV-3 Кенкурин (т. 50 по К. Я. Спрингис)	Прожилообразные включения галенита в известном известняке	6, 10, 24, 28	Анализ показал содержание свинца 0,07%, цинка 1,33%
82	II-3 Кенсай	В известняках в прожилках лимонита большое содержание свинца и цинка	16, 24	
81	II-3 Кызылсай (Кара-Гуус по Е. А. Немову и т. 1601 по Л. В. Белякову)	В кварцитовых жилах галенит в виде тонких прожилков. Химанализ показал содержание свинца 18,21%, цинка 0,41%	24, 28	Из других минералов присутствуют: халькозин, малахит, тетраэдрит, пирит, ковеллин, азурит и др.
129	III-3 Коголлажар 2 (т. 910); Коголлажар 3 (т. 811); Коголлажар 4 (т. 813); Коголлажар 5 (т. 907); Коголломар (Тентяк); Коголломар (т. 69)	В известняках жилах вмещающей галенита, частично замещенной церусситом	14, 16, 24	Одновременно встречены смитсонит и вмещающая пирита и гематита
134	III-3 Коголломар (т. 70)	Редкие проявления галенита в кальцитовых прожилках	14, 24	
3	I-1 Коаллы	В кварцевых жилах включения галенита	24, 28	Включения халькозина и примесей медной зелени. Химанализом обнаружен цинк до 0,15%
257	IV-3 Косур Южный	В известняках единичные включения галенита	7, 10, 24, 28	

Индекс клетки на карте	Название (местонахождение) проявления и вид полезного ископаемого	Характеристика проявления	№ использованного материала по спи- ску (Приложение 1)	Примечание
143	III-3 Косуир 3	Вкрапленность свинцового блеска в известняках	7, 10, 24, 28	
254	IV-3 Котурбулак	Вкрапленность галенита и рессе сфалерита в известняках и в кальцитовых прожилках	24	
37	II-2 Кунказасай	Вкрапленность галенита в породе	8, 24, 28, 61	
131	III-3 Кулпунульген	Тончайшая вкрапленность галенита в породе	24, 36, 47	
167	III-3 Кустаусай; Унгурлюкараган; Алмады (т. 157)	В кальцитовых и барито-кварцевых кальцитовых прожилках вкрапленность галенита	7, 14, 16, 24, 28	
70	II-3 Кургантас 2 (точки 447 и др.); Кургантас 3 (т. 463); Актобешокус (т. 571)	В прожилках кальцита и в породе вкрапленность галенита	15, 16, 24	
107	III-2 Курсай 1 (точки 42, 43, 44)	Галенит в виде кристалликов в породе	24, 36	Припаздки медной зелени
266	IV-3 Курсай (точки 229 и 230)	В прожилках кальцита вкрапленность галенита	6, 24	
186	III-3 Курсай 1 (точки 194, 195)	В кальцитовом прожилке включения галенита	6, 24	
187	III-3 Курсай 2 (точки 151)	То же	6, 24	
110	III-2 Кызылту (т. 80)	В кальцитовом прожилке вкрапленность галенита	14, 24	

207	III-4 Левая вершина (точки 54—56 и 274—276)	В кальцитовых прожилках тонкая вкрапленность галенита	24	
61	II-3 Левобережье Кенможе (т. 1943 и др.); Долина Кенможе (т. 1947); Кенможе 3 (т. 1950); Водораздел Бозбута-Кенможе (т. 1948 и др.); Левый берег (т. 54); Ручей Бозбута (т. 2088); Бозбута-Кенможе (т. 1970); Левый склон (т. 2108)	В кварцево-кальцитовых и кальцитовых прожилках вкрапленность и гнезда галенита, а также тонкая прожилковая вкрапленность галенита и сфалерита в породе	14, 15, 16, 24, 28	В прожилках наблюдаются смитсонит, изредка анкерит и манганок-карбонат
77	II-3 Левобережье Туютас (т. 534); Сопка (т. 543); Водораздел Туютас—Балаузен (т. 547)	Вкрапленность галенита в кальцитовых прожилках и в породе	15, 16, 24	
169	III-3 Левый Кальпесай (т. 507)	Включения галенита в кальцитовых прожилках	16, 24	
19	II-1 Майдагтал (т. 310 по Т. А. Зенченко)	В ожелезненных известняках химическим анализом установлен свинец	24, 28	
140	III-3 Мишинсай	Вкрапленность галенита в известняках	7, 24, 28	Анализ показал цинка около 1%
124	III-3 Мухамед 3; Мухамед 4	Вкрапленность галенита в известняках и кальцитовой жилке	24, 36	
47	II-2 Правобережье Кызылата (точки 23, 24); Кызылата (т. 25)	Вкрапленность галенита в кальцитовых прожилках	14, 24	
48	II-2 Правобережье Кызылата (т. 63)	Галенит в карбонатном прожилке	14, 24	

Индекс клетки на карте	Название (местонахождение) проявления и вид полезного ископаемого	Характеристика проявления	№ использованного материала по спи- ску (приложение 1)	Примечание
56	II-3 Правобережье руч. Кызыл- ата (т. 2, 3, 4); Тарможе 1 (т. 5 по Д. Е. Гафт); Тармо- же 2; Ручей Кызылата (точки 6—11); Долина Кызылаты (т. 31)	В кальцитовых и кварцево-каль- цитовых прожилках, а также в по- роде вкрапленность и гнезда гале- нита, иногда с церусситом и сфале- рита со смитсонитом	8, 14, 24, 28	Кроме галенита наб- людается медная зелень, пирит, англезит
63	II-3 Правобережье Байалдыр (то- чки 15, 16); Кемпрульды 1; Кемпрульды 2 (точки 1422— 1421); Кемпрульды 7; Право- бережье Байалдыр (точки 17, 18); Водораздел Байалды—Кен- може (т. 1810); Кемпрульды 3; Правобережье Байалдыр (т. 19); Кемпрульды 4; Кемпрульды (т. 2229); Кемпрульды 6; Во- дораздел (точки 20, 21)	В кварцево-кальцитовых и кальци- товых прожилках, а также в породе вкрапленность и гнезда галенита	8, 14, 15, 16, 24, 28	Наблюдаются зерна пирита и редкие скопле- ния бурого железняка
67	II-3 Правобережье Байалдыр (т. 1152); Кемпрульды 5; Пра- вый берег (т. 22); Правобе- режье (т. 1119)	В кальцитовых прожилках и в по- роде включения галенита и свинцо- вых охр	7, 14, 15, 16, 24, 28	
41	II-2 Правый Ормак (т. 89)	В кальцитовых прожилках и в по- роде включения галенита	14, 23	
212	III-4 Правый Каракенсай; Кара- кенсай; Свищово-цинковая	Рудные минералы в зоне брекчиро- вания	24, 48	Кроме галенита, це- русита и сфалерита встречены пирит, англе- зит, гетит и др.

57	II-3 Приток Кенможе (т. 1920); Приток Кенможе (т. 1913); Приток Кенможе (т. 1916); Правый приток (т. 1902 и др.); Приток Кенможе (т. 1912)	В кальцитовых прожилках и гнез- дах вкрапленность галенита	15, 16, 24	
83	II-3 Родничек (т. 724)	Галенит в виде гнезд в кальцито- вых прожилках	15, 16, 24	
52	II-3 Ручей Кызылата (т. 1)	Карбонатные прожилки с включе- нием галенита	14, 24	
6	I-1 Рюмкоз (Рюмзак)	Вкрапленность галенита и сфале- рита в породе и в кальцитовых про- жилках	24, 35	
122	III-3 Саргатыгас (т. 15); Ион- кульсай 3 (т. 13 по Малых и Куликову)	В известняках и кальцитовых про- жилках вкрапленность галенита	24, 36, 47	
265	IV-3 Случайное	В виде линз и гнезд встречен га- ленит и церуссит	18, 24	Руды агрегативные окисленные
276	IV-4 Смена II (Северный участок)	В карстовых коронках в буром же- лезняке содержатся свинца и цинка	11, 24, 26, 42	
150	III-3 Спорное	В зоне брекчирования в кальцито- вых прожилках и цементе включе- ния галенита, церуссита и сфалерита	15, 24, 27	
39	II-2 Средний Ормак (т. 3)	В кальцитовом прожилке встре- чается галенит	24, 61	
204	III-4 Средний Алмалысай (т. 152) Алмалысай I	Спорадическая вкрапленность гале- нита и сфалерита в кальцитовых прожилках	6, 24, 28	Вкрапленность пирита
102	III-2 Средний Ормак	Кальцитовая жила с галенитом	24, 61	
206	III-4 Талбулак 3; Водораздельная (т. 26); Алмалысай 4 Бельма- зарская (т. 1)	В известняках, в кальцитовой и барито-кальцитовой жилах включе- ния галенита	6, 24, 28	Наблюдаются выходы лимонита

Индекс клетки на карте	Название (местонахождение) проявления и вид полезного ископаемого	Характеристика проявления	№ использованного материала по спи- ску (Приложение 1)	Примечание
203	III-4 Талбулак 2; Водораздел Ал- малысай и Каракенсай; Алма- лысай 5; Талдыбулак 4; Юж- ная	В кальцитовых жилах включения галенита	6, 24, 28	Иногда отмечаются флюорит и барит
147	III-3 Тамак; Косуир—штольня; Косуир 2; Аяк 2	В баритовых жилах вкрапленность галенита	7, 10, 24, 26	Встречен в жилах бу- рый железняк со следа- ми цинка
49	II-2 Тарможе 3 (по Лабазину); Тарможе 1 (по И. Л. Бубли- ченко); Кызылата (точки 33— 44)	В прожилках кальцита гнезда га- ленита в породе	8, 14, 24, 28	
72	II-3 Тарузен 1; Тарузен 2	Вкрапленность галенита в породе и в кальцитовых прожилках	8, 16, 24, 28	
141	III-3 Тасарык (г. 1686); Тасарык (г. 1687)	Вкрапленность галенита в породе и в кальцитовых прожилках	15, 16, 24	
260	IV-3 Ташкудук 1	В известняках вкрапленность га- ленита	6, 10, 24, 28	
262	IV-3 Ташкудук 3	В буром железняке химанализом обнаружен свинец	24, 28	
12	I-2 Тегистых	Металлометрическим опробованием обнаружены ореолы с повышенным содержанием свинца	24, 54	
128	III-3 Тентексай	Вкрапленность галенита в породе	24	

144	III-3 Терсбутакасай (г. 1700)	Вкрапленность галенита в породе и в кальцитовых прожилках	16, 24	Встречается халькозин и медная зелень
216	III-4 Туюксай (Туюксай)	Выходы бурого железняка с церус- ситом	24	Химанализ показал содержание цинка до 1%
154	III-3 Узеньсай (Узунсай) (точки 152, 153 по Е. А. Немову)	В единичном прожилке кальцита включение галенита, примазки мала- хита	7, 14, 24	То же
152	III-3 Узунсай (г. 3)	В прожилках кальцита галенит	16, 24, 28	Наблюдаются гидро- окислы железа и мед- ная зелень.
149	III-3 «У могилы»	Единичный вкрапленник свинцово- го блеска	7, 24	Химанализ показал содержание цинка до 1,08%
155	III-3 Уралы (г. 2)	Кварц-карбонатные прожилки с га- ленитом		Кроме галенита при- сутствуют церуссит, пи- рит и англезит
157	III-3 Уралы 1	Включения галенита в известняках	8, 24, 28, 53	
159	III-3 Уралы 2	Галенит в прожилках кальцита	8, 24, 28	
132	III-3 Урочище Кургантас (г. 74)	Вкрапленность галенита в кальци- товых прожилках	14, 24	
172	III-3 Урочище Карагашты (г. 158)	То же	14, 24	
165	III-3 Усенса; Салдытас; Салды- тас 2	Оруденная зона приурочена в ос- новном к карбонатным прожилкам. Галенит в виде вкрапленников и гнезд	7, 24, 28, 53	Кроме галенита и це- руссита встречаются рудные минералы: сфа- лерит, смитсонит, кала- мин и др.
190	III-4 Устье Джузумдык (г. 129)	В кальцитовых прожилках гале- нит	6, 24	
185	III-3 Ушалаг 1 (точки 203, 204)	В кальцитовых жилах галенит	6, 24	

Индекс клетки на карте	Название (местонахождение) проявления и вид полезного ископаемого	Характеристика проявления	№ использованного материала по спи- ску (Приложение 1)	Примечание
184	III-3 Ушсалаг 2 (точки 202, 205 и 206)	Прожилок кальцита с зернами га- ленита	6, 24	
112	III-2 Хатынкомал 5 (т. 32); Ха- тынкомал 4 (т. 31); Хатынко- мал 3 (т. 30); Котурарык II (т. 51)	Вкрапленность галенита в извест- никах	24, 36, 47	
113	III-2 Хатынкомал 2 (т. 29); Ха- тынкомал I (т. 28); Котур- арык I (т. 50)	Вкрапленность галенита в извест- никах	24, 36	
234	III-4 Чилбыр левый (т. 2467 по В. В. Галлицкому, 1938 г.)	В бурых железняках химанализом установлен свинец	24, 49	
191	III-4 Чимырбай (т. 119 по Д. Е. Гафт, 1950 г.)	В бурых железняках химанализом установлен свинец и цинк	6, 24	
189	III-3 Чимырбай (точки 121—124)	Колчеданное тело со свинцом и цинком	6, 24	Гнездообразные зале- жи бурого железняка
104	III-2 Шаштгобе	Окисленные агрегатные руды представленные церусситом, смитсо- нитом, охрами и галенитом	55	
101	III-2 Юреката (т. 65 по Н. Л. Бу- бличенко)	Убогая вкрапленность галенита в породе	7, 24, 28, 61	
99	III-2 Юреката I (т. 1 по Эзу)	В кальцитовых прожилках вкрап- ленность галенита	24, 61	

105	III-2 Атабай	Алюминий	Глины верхнемеловой толщи с бо- ковой структурой	33	
151	III-3 Бокситовый	Бокситовый	Залежь бокситоподобных пород овальной формы в карстовой полости	33	
214	III-4 Амбулак	Барит	Баритовые жилы мощностью до 2 м	12, 24	
225	III-4 Акджар	Барит	Кварцево-баритовые жилы мощно- стью до 1 м	24	
231	III-4 Аргайлы	Барит	Глыбовые навалы барита	12, 24, 49	
197	III-4 Баритовая	Барит	В зоне брекчии жила барита	6, 24	
73	II-3 Баялдыр	Барит	Жилы барита в доломитах	14, 24	
43	II-2 Большой овраг (т. 113)	Барит	Барит в песчанниках	14, 24	
42	II-2 Водораздел Кызылата (т. 62); Водораздел Ормака (т. 108); Родники (т. 109)	Барит	Баритовые жилы различной мощ- ности в доломитах	14, 24	
193	III-4 Водораздел Икансу—Курсай (т. 116)	Барит	Жила барита в известняках мощ- ностью до 10—15 см	6, 24	
215	III-4 Иткрылган	Барит	Коренные выходы барита	12, 24	
275	IV-4 Карабулак 3 (т. 41)	Барит	Баритовые жилы	24	Жилы ожелезнены
271	IV-4 Катынкамал	Барит	Тонкие прожилки барита	6, 24	
267	IV-3 Курсай (точки 164, 165, 166)	Барит	В известняках кристаллический ба- рит	6, 24	
213	III-4 Левая Коккия (т. 25)	Барит	Прожилки барита и участки в пес- чанниках	6, 24	
219	III-4 Мыскен (Кок-Коз, т. 3 по О. Е. Гафт, 1950 г.)	Барит	Кварцево-баритовая жила с гема- титом и примазками медной зелени	12, 24, 28	В жиле наблюдается железный блеск

Индекс карте	Название (местонахождение) проявления и вид полезного ископаемого	Характеристика проявления	№ использованного материала по спи- ску (Приложение 1)	Примечание
95	III-2 Назар	Две неправильной формы баритовые жилы	12, 24	В жиле встречается гематит и пирит
29	II-2 Огузтау (г. 64 по Н. Л. Бубличенко); Огузтау	Барито-кварцевая жила	24	
272	IV-4 Правобережье Коккия (точки 64—66); Правобережье Коккия (точки 60—63); Коккисай (г. 57); точка 59	Жилы и многочисленные высадки барита	6, 24	Встречается халькопирит, пирит и гидроокислы
229	III-4 Рават	Трещины, выполненные баритовыми жилами	12, 24	
98	III-2 Средний Ориак (правый)	Баритовая жила мощностью до 10 м; длина выхода 80 м	24, 61	Барит окрашен гидроокислами железа
274	IV-4 Тесыктас (г. 39)	Мелкие жилки барита	12, 24	
273	IV-4 Уюкское	Несколько жил барита	12, 24	
232	III-4 Чильбыр	Баритовые жилы мощностью до 1 м	24, 49	
96	III-2 Шерт	Баритовая жила мощностью 85 см	24, 61	
238	III-4 Шилбыр (г. 1721)	Скальный выход кристаллического барита	24, 49	
100	III-2 Юреката	Жила барита в доломитах	24, 49	

СОДЕРЖАНИЕ

	Стр.
Введение (Беляков)	3
Стратиграфия	11
Нижний протерозой (Пазилова В. И.)	14
Верхний протерозой (Пазилова В. И.)	15
Нижний палеозой (Пазилова В. И.)	16
Средний палеозой (Беляков Л. В.)	20
Верхний палеозой (Беляков Л. В.)	33
Меловая система (Пазилова В. И.)	34
Палеогеновая система (Пазилова В. И.)	35
Неогеновая — четвертичная системы (Пазилова В. И.)	37
Интрузивные образования (Пазилова В. И.)	41
Тектоника (Беляков Л. В.)	43
Геоморфология (Беляков Л. В.)	56
Полезные ископаемые (Портная В. Л.)	61
Подземные воды (Беляков Л. В.)	69
Литература	72
Приложения	78

Редактор издательства Л. Н. Федорова Технический редактор В. В. Романова
Корректор А. А. Сивакова

Подписано к печати 24/III 1966 г.
Формат 60×90¹/₁₆ Печ. л. 7 Уч.-изд. л. 9
Тираж 100 экз. Зак. № 04407

Издательство «Недра». Москва. Центр, ул. Кирова, 24
Типография фабрики № 9 ГУГК