

МИНИСТЕРСТВО ПРИРОДНЫХ РЕСУРСОВ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
ФЕДЕРАЛЬНОЕ АГЕНТСТВО ПО НЕДРОПОЛЬЗОВАНИЮ
ДЕПАРТАМЕНТ ПО НЕДРОПОЛЬЗОВАНИЮ ПО ПРИВОЛЖСКОМУ ФЕДЕРАЛЬНОМУ ОКРУГУ
ОТКРЫТОЕ АКЦИОНЕРНОЕ ОБЩЕСТВО «КОМПАНИЯ ВОТЕМИРО»

ГОСУДАРСТВЕННАЯ
ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
масштаба 1 : 200 000

Издание второе
Серия Южно-Уральская
Лист М-41-VII,(XIII) (Светлый)

ОБЪЯСНИТЕЛЬНАЯ ЗАПИСКА

Лядский П. В., Чен-Лен-Сон Б. И., Кваснюк Л. Н. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 200 000. Издание второе. Серия Южно-Уральская. Лист М-41-VII,(XIII) (Светлый). Объяснительная записка. – М.: Московский филиал ФГБУ «ВСЕГЕИ», 2018. 128 с.

Записка содержит сведения о геологическом строении и полезных ископаемых территории листа М-41-VII,(XIII). Охарактеризованы стратиграфические подразделения протерозойского, ордовикского, силурийского, девонского, каменноугольного, пермского, палеогенового, неогенового, четвертичного возраста. Описан интрузивный магматизм. Рассмотрена тектоника района, его геоморфологическое строение и история геологического развития. Приведены данные о месторождениях и проявлениях хрома, титана, меди, цинка и свинца, никеля, кобальта, редких земель, золота, урана, тория, кварца, флюорита, молибдена, вольфрама, ртути, бериллия, ниобия, каолинов, граната, асбеста, мусковита, вермикулита, талька, изумрудов, строительных материалов, кварцитов, глин, подземных вод; раскрыты закономерности их размещения. Содержатся сведения о гидрогеологических условиях и геолого-экологической обстановке.

Табл. 8, илл. 2, список лит. 85 назв., прил. 12.

Составители

Лядский П. В., Чен-Лен-Сон Б. И., Кваснюк Л. Н., Алексеева Г. А., Оленица Т. В., Мануйлов Н. В.

Научный редактор *Казак А. П.*

Редактор *Шкатова В. К.*

Эксперт НРС *Жданов А. В.*

ВВЕДЕНИЕ

Территория листа М-41-VII,(XIII) (Светлый) расположена на Южном Урале и относится к Ясенскому и Светлинскому районам Оренбургской области, на границе ее с Казахстаном. Географические координаты угловых точек границы в пределах листа РФ приведены в таблице 1.

Таблица 1

Географические координаты угловых точек границы листа М-41-VII,(XIII) в пределах РФ

№ точек	С. ш.	В. д.
1	51°20'0"	60°0'0"
2	51°20'0"	61°0'0"
3	50°42'7"	60°59'58"
4	50°39'24"	60°48'38"
5	50°40'15"	60°19'33"
6	50°47'56"	60°9'34"
7	50°49'50"	60°11'12"
8	50°51'1"	60°2'18"
9	50°48'17"	60°0'0"

Геологическое строение этой территории определяют две крупные структуры: Восточно-Уральское поднятие и западная часть Кустанайско-Тургайского прогиба, разделенных Сарыобинской системой глубинных разломов.

Площадь листа расположена на границе Зауральского плато и Тургайской равнины. Через нее проходит водораздел северо-восточного простирания между бассейнами реки Урал и реками, впадающими в бесточные озера на востоке. Местность равнинная с увалисто-холмистой до слабоволнистой поверхностью, расчлененной на северо-западе врезами долин р. Кумак и ее притоков, на юго-востоке неглубокими впадинами озер. Относительные превышения элементов рельефа достигают 145 м (от 272 до 417 м).

Климат резко континентальный: суровая малоснежная зима (до -42 °С), жаркое (до +42 °С) сухое лето. Количество осадков около 300 мм за год, 50 % из них выпадают в период май-июль. Периодически бывают засухи.

Район экономически развит. Поселки городского типа Светлый и Кумак возникли на базе промышленных разработок никелевого сырья и золота. В Светлом построен никелевый ГОК, рудник в поселке Кумак закрыт, но к северу от него ведется разведка золота. Населенные пункты сельского типа насчитывают от 5 до 250 домов. В населенных пунктах проведена газификация. Среди населения преобладают русские, проживают также казахи, украинцы, немцы. Основным занятием преобладающего сельского населения является зерновое земледелие и скотоводство.

Южную часть территории пересекает железная дорога Профинтерн-Рудный Клад. Параллельно железной дороге следует асфальтированная автотрасса, соединяющая поселки Домбаровский и Светлый. Кроме того, сеть улучшенных дорог соединяет большинство населенных пунктов.

Эколого-геологические условия района благоприятны или удовлетворительны. Исключением является отсутствие пресных вод в юго-восточной части его площади. Кроме того, в этой же части площади угрожающие условия создались в окрестностях Буруктальского ГОКа из-за большого количества отвалов и ареалов рассеивания рыхлых продуктов никель-кобальтовых силикатных руд.

Грунты в районе глинистые, суглинистые, супесчаные и щебеночные. Грунтовые воды в долинах рек и на приозерной равнине на востоке территории залегают на глубине от 1 до 5 метров, на остальной территории 2–15 м.

Условия проведения геологических исследований на территории листа М-41-VII следующие: геологическое строение сложное и очень сложное; геоморфологическое строение также в основном сложное; дешифрируемость материалов аэрокосмических съемок плохая и лишь на отдельных участках в северо-западной части района удовлетворительная; проходимость хорошая, обнаженность слабая, участками средняя. Район относится к полужакрытым на западе и закрытым на востоке территориям. В западной части площади на водоразделах и склонах широко развиты покровные образования мощностью обычно не более 5 м. Обнажения коренных пород встречаются по бортам рек, балок и оврагов. Наиболее представительные из них – по реке Кумак и ее притокам. Восточная часть площади перекрыта за редкими исключениями образованиями мезозойской коры выветривания и неоген–четвертичными отложениями мощностью от 10 до 80 м.

В основу настоящего комплекта Госгеолкарты-200 положены материалы геологического доизучения масштаба 1 : 200 000 площади листа М-41-VII в пределах территории Российской Федерации, проведенного в 2005–2008 гг., и обширные материалы предшествующих исследований. Основными являются сведения, содержащиеся в отчетах по геологической съемке, ГДП и ГКК масштаба 1 : 50 000, а также в монографиях по отдельным вопросам геологического строения рассматриваемой территории. В значительной степени использованы также результаты разведочных, поисковых, геохимических и геофизических работ, космо- и аэрофотоснимки разных масштабов и геологической дешифрируемости.

Полевые исследования, входящие в состав ГДП-200, выполняли А. С. Лисов, Б. И. Чен-Лен-Сон, Г. А. Алексеева, А. А. Кожемякин, В. Н. Колесников, В. С. Акимов, Н. В. Игошкина, И. Б. Андрощук. На камеральных работах были заняты А. С. Лисов (ответственный исполнитель), Б. И. Чен-Лен-Сон, Г. А. Алексеева, П. В. Лядский, Т. В. Оленица, Л. Н. Кваснюк, Л. И. Решетникова, Е. С. Курочкина.

Цифровые модели комплекта Госгеолкарты-200 выполнены в ГИС ArcView (версия 3.3) в Региональном информационном центре ОАО «Компания вотемиро» Алексеевым В. Л., Мережко Ю. В., Голушковым А. Н., Оленица Т. В., Косаревой О. В. Электронная база первичных геологических данных составлена сотрудниками ОАО «Компания вотемиро» в формате Excel.

Кроме предусмотренного «Инструкцией...», 1995 г.» комплекта карт, дополнительно составлена карта допалеогеновых образований. Карта более полно характеризует геологическое строение района, перекрытого неоген–четвертичными образованиями, и является оптимальной основой для карты полезных ископаемых и закономерностей их размещения.

Спектральный полуколичественный и химический анализы выполнялись в ЦХЛ «Оренбурггеология». Определения абсолютного возраста во ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург).

При составлении главы «Стратиграфия» использованы определения: конодонтов – О. В. Артюшковой, В. Н. Барышева, В. Н. Пучкова; хитинозой – Н. М. Заславской; акритарх – И. С. Макаровой; брахиопод – А. Н. Ходалевица, И. М. Гарань, Ю. Б. Павельева, И. И. Горского, А. А. Плюсниковой, Т. И. Федоровой, Д. В. Наливкина, А. А. Петренко, Н. Н. Лапиной, Г. А. Степановой, А. Ф. Торбаковой, В. Н. Востоковой; строматопор – В. И. Яворского, О. В. Богоявленской, Н. Я. Спасского; кораллов – Э. Э. Бульванкера, И. И. Горского, Е. И. Качанова, Д. Д. Дегтярева, М. В. Шурыгиной, Ф. Е. Янет, Н. Я. Спасского, Г. Шнейдера; гониатитов – Б. И. Богословского; пелеципод – Р. А. Бенедиктовой; фораминифер – Е. П. Медведевой, Н. И. Орловой, М. В. Постоялко, Л. Г. Петровой, Н. М. Малаховой, Л. И. Эсминцевой, Г. Шнейдера; флоры – А. В. Хабакова, Г. П. Радченко, М. А. Сенкевича; спорово-пыльцевых комплексов – Е. В. Чибриковой, Н. Н. Лапиной, Л. С. Березовчук, Е. Г. Лаптевой, И. К. Петряковой, О. И. Пахомовой; криноидей – В. Я. Бородиной, Р. С. Елтышевой, В. С. Милициной, Ж. А. Полярной; водорослей – Н. И. Орловой; трилобитов – Н. Я. Анцыгина; тентакулитов – В. Л. Клишевича; хитинозой – Н. М. Заславской.

В настоящей записке «Введение», «Заключение», главы «Геологическая изученность», «Стратиграфия» (от нижнего рифея до каменноугольной системы включительно и мезозой), «Интрузивный магматизм», «Тектоника» и «История геологического развития» написаны П. В. Лядским; главы «Полезные ископаемые» и «Закономерности размещения полезных ископаемых и оценка перспектив района» написаны Б. И. Чен-Лен-Соном, Л. Н. Кваснюк; глава «Геоморфология» и разделы главы «Стратиграфия» от палеогена до четвертичной системы включительно – Г. А. Алексеевой; главы «Гидрогеология» – Н. В. Мануйловым и «Эколого-

геологическая обстановка» – Т. В. Оленица. Объяснительная записка является сокращенным вариантом отчета «Материалы к Госгеолкарте-200 листа М-41-VII».

Авторы искренне благодарят А. В. Жданова, А. Н. Мельгунова, А. П. Казака, В. К. Шкатову за советы, консультации и помощь, оказанную при составлении и оформлении комплекта Госгеолкарты-200.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ

Планомерное исследование района работ началось в 30-х–40-х годах прошлого столетия. В 1936–1941 гг. геологическую съемку масштаба 1 : 200 000 в верховьях реки Тобол проводила К. И. Дворцова. В 1946–1953 гг. изучение угленосности каменноугольных отложений проводили А. А. Петренко, Е. П. Бойцова, К. А. Мазина, Н. К. Овечкин в 1947–1949 гг. выполнили геологическую съемку масштаба 1 : 200 000 листов М-41-VII и VIII. Ими впервые было обращено внимание на никеленосность коры выветривания Буруктальского массива гипербазитов, что привело к открытию Буруктальского месторождения силикатного никеля.

В 1955–1963 гг. геологическую съемку масштаба 1 : 200 000 листов М-41-I и VII провели В. Н. Краснова, А. Д. Наумов, М. А. Кригер, Я. А. Рихтер и Е. С. Тальнов. Авторами была составлена первая сводная геологическая карта листов М-41-I и VII [46]. Помимо собственных материалов были использованы аэрофотоматериалы, результаты геофизических исследований и материалы геологосъемочных работ масштаба 1 : 50 000, проводившихся разными исследователями в течение 1952–1963 гг. Авторами выделены докембрийские гранитогнейсы, гнейсы, кварциты. Осадочные отложения, развитые от р. Кайракты на севере (выше одноименного поселка) до оз. Жетыколь на юге, отнесены к нижнему палеозою. Метаморфизованные вулканы основного состава Кундыбаевской структуры В. Н. Красновой и др. отнесены к верхнему силуру–нижнему девону. В пределах Сарыобинского грабена выделены терригенно-углистые отложения позднеурнейско–ранневизейского возраста, ранневизейские пироксен-плагиоклазовые базальты и андезиты, средневизейские туфогенные отложения и средневизейско–намюрские мраморы, песчаники, конгломераты (фаунистически охарактеризованные). Авторами детально петрографически охарактеризованы интрузивные образования.

Геологосъемочные работы более крупного масштаба (ГС, ГДП, ГГК в основном масштаба 1 : 50 000) интенсивно проводились в 1960–1998 гг. Их осуществляли: в 1961 г. М. В. Лозовой; в 1963 г. М. Е. Кулиджанян и И. И. Никитин; в 1968 г. П. В. Лядский; в 1969 и 1978 гг. А. М. Ченцов; в 1974 г. А. Х. Сибгатулин; в 1978 г. А. Г. Галимов; в 1978 г. Е. И. Якобс. Эти работы отличались большими объемами картировочного бурения и опробования. В результате их проведения составлены карты: геологические, карты домезозойского фундамента, полезных ископаемых, прогнозов и другие. Съемки выполнялись на протяжении длительного времени (в несколько десятилетий), естественно, что при этом авторы располагали различным фактическим материалом, как по качеству, так и по количеству. Нередко карты составлены в различных легендах и не всегда увязаны между собой. К недостаткам этих работ можно отнести:

– состав геологических комплексов и их границы недостаточно увязаны с геофизическими полями;

- в большинстве своем необоснован возраст выделяемых комплексов;
- не изучены тектонические структуры покровного характера;
- невыяснена связь гипербазитовых массивов с покровными структурами;
- недостаточно разработано структурно-минерагеническое районирование.

В большинстве своем схемы расчленения стратиграфического разреза и магматических образований площади листа М-41-VII в указанных съемочных работах близки к схеме разработанной при проведении ГС-200 В. Н. Красновой. Некоторые попытки изменения и уточнения возраста выделенных комплексов оказались недостаточно аргументированными фактическим материалом.

Наряду с геологическими съемками проводились тематические работы, касающиеся вопросов структурно-формационного районирования, корреляции стратиграфических разрезов, магматических комплексов, металлогенического анализа и оценки ресурсов полезных ископаемых. Основными исполнителями их были: в 1961 г. И. Н. Эдельштейн; в 1964–1967 гг. М. Д. Тесаловский; в 1977–1988 гг. И. А. Смирнова, В. Л. Черкасов; в 1995 г. В. Т. Тищенко.

Поисковые и поисково-съёмочные работы в районе, в пределах Суундук-Кумакского междуречья проводились в начале XX века и были связаны с открытием Кумакского и Сине-Шиханского месторождений золота. Эти работы проводили: в 1924–1925 гг. А. Н. Гейслер; в 1928 г. М. Н. Альбов; в 1929 г. А. А. Корепов; в 1935 г. И. Г. Кассин и Е. С. Усая; в 1937–1938 гг. Н. В. Куклин; в 1939 г. М. Г. Руб и В. М. Рожанец; в 1940 г. А. П. Ларченко. К концу 50-х годов прошлого века, в связи с критической ситуацией, сложившейся на Кумакском руднике, были возобновлены поисково-разведочные и тематические работы в пределах золотоносного рудного поля. В них принимали участие: в 1959–1962 гг. П. Г. Исаев; в 1962 г. М. И. Воин и В. Н. Вихтер; в 1964 г. Ю. А. Бурлин, А. Г. Акиншина; в 1965 г. В. А. Максимов. Общий итог этих работ – вывод о наличии запасов в Кумакском рудном узле, в 1,5–2 раза превышающих все запасы, отработанные за 50 лет. Однако по решению Оренбургского совнархоза рудник в 1964 г. был ликвидирован.

В 1990 г. поисковые и разведочные работы были возобновлены и проводились: в 1990–1991 гг. А. М. Посталовским; в 1993 г. Г. Н. Хан. Этими работами были выявлены промышленные концентрации золота в Тыкашинской зоне, особенно значительные на участке Васин-Цезарь. На последнем с 2003 по 2008 гг. проводились разведочные работы Оренбургской горной компанией, которые позволили выделить рудные тела золота подсчитать запасы по ним и утвердить их в ГКЗ.

Открытие в 1950–1960 гг. на Южном Урале крупных месторождений меди, никеля, асбеста, пьезокварца обусловило в пределах описываемой площади постановку целенаправленных поисковых и тематических работ на силикатный никель (А. Я. Хвесин, И. Н. Эдельштейн, 1950–1958; Х. М. Афанасьев, А. Я. Хвесин, 1959–1960; Э. Э. Арутюнян, 1960–1961; И. П. Устинов, 1970); редкие и рассеянные элементы (М. И. Куровец, 1958; А. А. Озол, А. П. Казак, 1963; К. М. Сиротин, 1962; Г. И. Самаркин, Е. А. Самаркина, 1964); пьезооптическое сырьё (Н. И. Черниченко, 1961). Указанные исследования, за исключением поисково-разведочных работ на силикатный никель, не привели к открытию месторождений, однако дали большой объём фактического материала по геологическому строению и металлогении территории.

В 1950–1958 гг. А. Я. Хвесин, И. Н. Эдельштейн и др. проводят разведку Буруктальского месторождения окисленных руд никеля и кобальта. Были обобщены результаты разведочных работ на площади Буруктальского месторождения, в том числе по VII участку, который расположен частично на изученной территории. Подсчитаны запасы руд никеля и кобальта. Составлена схематическая геологическая карта Буруктальского серпентинитового массива масштаба 1 : 25 000. Установлено преимущественное развитие никеленосных кор выветривания по серпентинизированным дунитам и перидотитам и меньшее – по пироксенитам. Наибольшее практическое значение имеет остаточная кора выветривания площадного типа. Рекомендованы поисковые работы на Карашакольском гипербазитовом массиве.

В 1959–1960 гг. Х. М. Афанасьев, А. Я. Хвесин и др. проводят поисковые работы на Карашакольском гипербазитовом массиве. Никеленосные коры выветривания обнаружены лишь в северной части участка на площади 600 м². Массив в целом был признан бесперспективным.

В 1962–1964 гг. Д. С. Кофман выполнил поиски крупнолистового мусковита в западной части Обалькольской горст-антиклинали. Выявлено несколько проявлений слюды, листы которой оказались в основном сильно деформированными.

В 1970–1972 гг. Л. Ф. Бойко проводит поисковые работы на Жетыкольском участке. На площади 4×5 км² пройдено три профиля картировочных и поисковых скважин глубиной до 340 м. Две скважины пробурены до глубин 607 и 670 м. Выполнены скважинные геофизические исследования, литогеохимическое, керновое и гидрохимическое опробование. Работами в целом подтверждено геологическое строение участка и характер оруденения, описанные А. М. Ченцовым. Выявлена серия зон бедной преимущественно вкрапленной халькопирит-сфалерит-пиритовой минерализации. На четырех разрозненных участках содержания меди составляли 0,1–0,66 %, цинка – 0,1–0,60 % на мощность (по скважине) 0,5–3,0 м. Автор рекомендовал продолжить поисковые работы на участке. Недостатком работ следует считать отсутствие анализов проб на золото.

В 1973–1977 гг. в южной части Кокпектинской депрессии Е. В. Миронов выполнил поисковые работы на медь, в результате которых выявлено Западно-Кокпектинское медно-колчеданное и Южно-Кокпектинское медно-порфиоровое проявления.

В 2003–2006 гг. проведены поисково-оценочные работы на элювиальные каолины в пределах Восточно-Уральского поднятия [42]. Поисково-картировочным бурением была охвачена почти вся территория Обалькольской горст-антиклинали. В результате уточнено геологическое строение многих участков этой структуры, определен вещественный состав, формационная принадлежность, площадное распространение гранитоидных комплексов и выявлено Ковыль-

ное проявление элювиальных каолинов. На последнем в настоящее время проводятся поисково-оценочные работы.

В 2005–2007 гг. Н. Т. Шмельковым выполнены поиски на Жетыкольской площади Кундыбаевской горст-антиклинали медно-колчеданных золотосодержащих руд. В результате этих работ создан комплект карт, наиболее важными из которых являются геолого-прогнозные карты Жетыкольского поискового участка (масштаба 1 : 50 000) и Озерного рудного поля (масштаба 1 : 10 000). Выявлены Озерная и Кокпектинская положительные палеовулканические структуры и ряд депрессионных структур, выполненных черносланцевыми отложениями продуктивными на сульфидно-углеродистый тип оруденения. Установлено, что медно-цинково-колчеданное золотосодержащее оруденения Урожайного рудопроявления и всего Озерного рудного поля имеет прожилково-вкрапленный характер со средним содержанием условной меди 1,92 %. Выполнена оценка прогнозных ресурсов категории P_1 и P_2 меди, цинка и золота, даны рекомендации по продолжению поисковых и поисково-оценочных в пределах Жетыкольской площади.

С конца 1950-х годов и до 1990-х годов на рассматриваемой территории выполнен значительный объем разнообразных геофизических исследований. В их комплекс входили электромагнито-гравиразведка и различные виды каротажа глубоких скважин.

В 1958–1959 гг. проведены аэромагниторазведочные работы в масштабе 1 : 50 000 (А. Е. Медведев и др.). Составлен план изодинам ΔT указанного масштаба, выявлена серия аэромагнитных аномалий, связанных в основном с массивами гипербазитов. До этого проводились на локальных участках наземные магниторазведочные работы масштаба 1 : 25 000 (в 1954 г. В. Б. Андреев, О. А. Щербаков; в 1959 г. Р. А. Репин) и масштаба 1 : 10 000 (в 1965–1966 гг. В. А. Большов, М. Г. Калитин). Они были поставлены в основном для картирования серпентинитовых массивов и поисков никеленосных кор выветривания.

В 1960–1963 гг. проводились региональные комплексные геофизические исследования масштабов 1 : 50 000–1 : 200 000, которые выполняли: в 1960–1963 гг. Е. Э. Попова; в 1961 г. В. Л. Тепляков; в 1963 г. А. Ф. Грачев, М. С. Дюфур; в 1964 г. Р. И. Вербицкий, Н. И. Виноградова. Получен большой материал по структурно-тектоническому районированию территории, ее геологическому строению и перспективности на различные виды полезных ископаемых. В 1967 г. А. М. Виноградовым были завершены тематические работы по обобщению и переинтерпретации геофизических материалов, в которой были детально освещены указанные результаты геофизических работ.

Электроразведочные работы выполнялись с 1956 г. сначала для поисков подземных вод (в 1956 г. Я. И. Флоринский; в 1959 г. В. Л. Тепляков; в 1969 г. А. М. Кондратьев). В 1963–1966 гг. эти работы, методом ВЭЗ проводили С. А. Докучаев и В. А. Большов на Кумакском рудном поле, в результате которых были выделены зоны высокоомных сильно окварцованных пород.

В 1970–1974 гг. комплексные геофизические исследования, включающие МПП, проводились В. Н. Третьяком и Г. С. Матасовым в пределах Кокпектинской депрессии. В 2005–2007 гг. электроразведочные работы методом ЗМПП были проведены в пределах Жетыкольской площади А. В. Тарасовым и В. Ю. Черным.

Геохимические исследования проводились в комплексе с геофизическими и с геологическими работами. В 1977–1981 гг. обобщение геохимических материалов по восточной части Оренбургской области провели Е. Ф. Грицаюк (1979 г.) и В. Б. Черняхов (1982 г.). Ими составлены карты геохимических аномалий в масштабе 1 : 50 000 с указанием степени их перспективности на разные типы оруденения и даны рекомендации по очередности их изучения.

Изучение гидрогеологических условий территории началось в середине 50-х годов прошлого столетия, в связи с началом освоения целинных земель восточных районов Оренбургской области. Поиски подземных проводили: в 1954–1956 гг. Л. В. Трубкин; в 1957 г. И. А. Остроумова и Г. П. Маянцев; в 1958 г. И. А. Дергачев; в 1959 г. А. П. Гаркуша и Г. П. Маянцев.

В 1959 г. Л. В. Пердельским и Г. П. Маянцевым составлена первая гидрогеологическая карта листа М-41-VII в масштабе 1 : 200 000. Были выявлены основные закономерности локализации подземных вод в гранитоидных, гипербазитовых массивах и зонах разрывных нарушений. Карта была некондиционной из-за недостаточного количества буровых скважин.

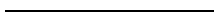
В 1965 г. Д. Ф. Захарченко обобщены результаты гидрогеологических исследований, проведенных в восточных районах Оренбургской области.

В 1967 г. Т. А. Шимкова составила карты масштаба 1 : 200 000 химизма вод и гидрохимических аномалий. В пределах рассматриваемой территории выделено 12 гидрохимических аномалий перспективных на колчеданное, полиметаллическое, редкометалльное и золото-сульфидное оруденение.

В 1968–1969 гг. С. К. Байрамуковым и Г. А. Лабутиной составлена государственная гидро-геологическая карта листа М-41-VII в масштабе 1 : 200 000. Установлено, что участки развития пресных подземных вод носят локальный характер и связаны с трещиноватостью и зонами разломов в породах фундамента. Запасы каждого из них могут обеспечить населенные пункты с потребностью в воде от 500 до 1 000 м³/сут.

Радиометрические исследования на описываемой площади начались в 1948–1952 гг. в пределах Кумакского золоторудного месторождения, где было выявлено проявление с содержанием урана до 0,2 %. Систематические специализированные поиски урана стали проводиться с 1952 г., когда впервые была выполнена аэрогамма-съемка масштаба 1 : 50 000 Н. В. Барышевым. В 1958 г. на площади повторно проведена аэрогамма-съемка масштаба 1 : 25 000 станцией АСГМ-25 А. М. Барышевым и Ф. Е. Туровым, которая сопровождалась наземной пешеходной и автогамма- и эманационной съемками для проверки многочисленных выявленных аномалий. В 1958 г. А. Е. Медведевым при проведении аэрогамма поисков в зоне Сарыобинского грабена выявлены две аномалии № 11 и 40, из которых аномалия № 11 была подтверждена бурением и М. Е. Кулиджаняном в ее пределах в 1963 г. выявлено Аккудукское проявление урана. Специализированные радиометрические поиски проводились в 1963 г. Г. А. Дикушиным; в 1963–1965 гг. И. С. Мартюшиным. Все аномалии по природе активности ими подразделены на 3 группы: ториевые, ураноториевые и урановые. По приуроченности к структурно-вещественным комплексам аномалии образуют 5 групп: аномалии в корях выветривания гранитогнейсов, в пегматитах и позднепалеозойских гранитах, в корях выветривания углеродистых отложений, в лимонитизированных корях выветривания основных и ультраосновных пород, в пестроцветных неогеновых и сероцветных аллювиальных четвертичных глинах.

Начиная с конца 50-х годов прошлого столетия в районе проводятся попутные поиски урана при проведении геологосъемочных, поисковых и разведочных работ. Этими работами было выявлено большое количество аномалий различного генезиса и литолого-петрографической приуроченности, оцененные в большинстве своем отрицательно.



СТРАТИГРАФИЯ

Территория листа М-41-VII расположена в пределах Восточно-Уральского поднятия и Восточно-Уральского прогиба. В ее геологическом строении принимают участие осадочные, вулканогенные, метаморфические образования от докембрийского до четвертичного возраста включительно. Большая часть стратифицируемых пород относится к палеонтологически немой. Их расчленение производилось главным образом на принципах литостратиграфии с привлечением петрографических, петрохимических, геохимических, петрофизических данных, результатов структурного и картировочного бурения, геофизических исследований, определения абсолютного возраста. Большая часть стратифицируемых пород фундамента перекрыта корой выветривания и палеоген–четвертичными образованиями. Их естественные разрезы наблюдаются, как правило, по рекам. Стратиграфический разрез исследуемого района представлен рифеем, палеозоем (ордовикская, силурийская, девонская, каменноугольная системы), мезозоем (кора выветривания), кайнозоем (палеогеновая, неогеновая, четвертичная системы).

НИЖНЕРИФЕЙСКАЯ (БУРЗЯНИЙ) ЭРАТЕМА

Нижнерифейская эратема представлена яршалинской, бескрыковской и осиновской толщами.

Образования этих толщ обнажаются в ядрах магматизированных горст-антиклинальных структур Кумакской зоны, согласно районирования серийной легенды. Они не имеют широкого площадного распространения и представляют останцы разных размеров среди гранитоидов. Наиболее полные разрезы нижнерифейских образований откартированы в пределах в Джанабайской и Обалькольской горст-антиклиналей.

Яршалинская толща (RF₁?jr) выделена П. В. Лядским в 1966 г. [51]. Естественные обнажения пород толщи отсутствуют. Площади ее развития откартированы скважинами в южной части Обалькольской горст-антиклинали, в долине р. Буруктал. В составе толщи преобладают гранат-силлиманит-биотитовые плагиогнейсы, силлиманит-плагиоклаз-слюдяно-кварцевые, реже биотит-кварц-силлиманитовые кристаллосланцы, биотитовые плагиогнейсы. Указанные породы практически повсеместно в разной степени мигматизированы. В плагиогнейсах развиты слоистые и теневые мигматиты, в кристаллосланцах – очковые и порфирибластические. Породы толщи образовались по терригенно-осадочным отложениям в результате метаморфизма в условиях амфиболитовой фации и дальнейших изменений при гранитизации, мигматизации и диафтореза. Плотность их от 2,55 до 2,7 г/см³, магнитная восприимчивость – от 10 до 500·10⁻⁶ ед. СГС. Взаимоотношения с подстилающими образованиями не установлены. Граница яршалинской толщи с породами вышележащей бескрыковской на листе не наблюдается. Северо-западнее на сопредельной территории она согласная и устанавливается по исчезновению в разрезе силлиманитовых разностей гнейсов и сланцев [51]. Мощность толщи более 1 000 м.

Палеонтологические находки отсутствуют. Возраст толщи разными исследователями определяется по-разному: от PR₁ до PR₃–С [29]. Авторами данной объяснительной записки возраст яршалинской толщи, как и в серийной легенде, условно принят раннерифейский.

Бескрыковская толща (RF₁?bs) выделена П. В. Лядским в 1966 г. [51]. Представлена амфибол-биотитовыми, гранат-биотитовыми и биотитовыми плагиогнейсами.

Образования толщи наиболее широко развиты в Обалькольской горст-антиклинали, в долине рр. Буруктал и в Желтой. Здесь среди них преобладают биотитовые, роговообманково-биотитовые часто мигматизированные плагиогнейсы. Западнее они слагают небольшую площадь между восточным контактом Котансинского гранитного массива и Веселовским грабеном и состоят в основном из биотитовых, гранат-биотитовых, иногда силлиманитсодержащих плагиогнейсов, сильно мигматизированных. В Джанабайской горст-антиклинали мигматизирован-

ные биотитовые плагиогнейсы толщи развиты в верховьях р. Сасык. Минеральные ассоциации пород толщи относятся к амфиболитовой фации метаморфизма.

Плотность пород – от 2,55 до 2,68 г/см³, магнитная восприимчивость – от 10 до 100·10⁻⁶ ед. СГС. В поле силы тяжести площади распространения бескрыковской и яршалинской толщ расположены в области минимума. На картах локальных аномалий (H=2 км) они на фоне окружающих гранитоидов выделяются положительными аномалиями интенсивностью 10–20 мГал. Магнитное поле обеих толщ в целом пониженное спокойное. На аэрофотоснимках выходящие на поверхность структурные коры выветривания по породам яршалинской и бескрыковской толщ характеризуются серым, темно-серым фототонном со слабовыраженным тонкополосчатым рисунком.

Мощность бескрыковской толщи в пределах описываемой территории установить трудно. Западнее, в разрезе р. Кумака она достигает 1 000 м [51]. Контакты ее с вышележащей осиновской и нижележащей яршалинской толщами согласные. Радиологический возраст по цирконам, монофракции которых отобраны в породах разреза р. Кумак (определения Ю. Р. Беккера, Г. М. Акимовой, 1979), колеблется от 695 до 1 780±120 млн лет [3]. Так как в пробах преобладают разнородные округлые матовые зерна, то они, скорее всего, являются терригенными и датируют возраст более древних пород, подвергшихся размыву. В свою очередь, верхние цифры, возможно, являются датировками верхнерифейских этапов прогрессивного метаморфизма. Таким образом, за отсутствием других данных, со значительной долей условности, возраст бескрыковской толщи принимается как раннерифейский, в соответствии с серийной легендой [26].

Осиновская толща (RF₁?os). Образования по составу, характеру и степени метаморфизма аналогичные образованиям осиновской толщи, принятой Южно-Уральской легендой, выделены на листе М-41-VII впервые. Породы, отнесенные к этой толще, широко развиты на водоразделе рр. Кумака и Тобола. Естественные разрезы их здесь отсутствуют. На поверхности наблюдаются многочисленные развалы и выходы тел кварцитов, микрокварцитов и кварцитовидных сланцев. Бурением скважин установлено, что в составе толщи преобладают сланцы слюдяно-кварцевые, графитисто-кварцево-сланцевые, графитисто-кварцевые, кварциты, двусланцевые гнейсы, микрогнейсы. В них часто развиты процессы мигматизации с образованием слоевых, реже тeneвых мигматитов. Минеральные ассоциации пород относятся к эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фациям метаморфизма. Плотность их колеблется от 2,37 до 2,65 г/см³, составляя в среднем 2,54 г/см³, магнитная восприимчивость – от 10 до 25·10⁻⁶ ед. СГС. В поле силы тяжести площади развития осиновской толщи располагаются в области глубокого минимума и на картах локальных аномалий не выделяются среди окружающих интрузий гранитоидов. Магнитное поле в их пределах слабо дифференцированное и отличается очень низкой интенсивностью. Выходы на поверхность образований коры выветривания по породам толщи на аэрофотоснимках выделяются светло-серым фототонном с тонкополосчатым рисунком, обусловленным грядами развалов и коренных выходов микрокварцитов и кварцитовидных сланцев.

Мощность толщи из-за интенсивной складчатости и насыщения интрузиями определить трудно. По геофизическим данным она достигает от 800 до 1 000 м. Осиновская толща, судя по общему структурному плану и по появлению в верхах бескрыковской толщи за пределами площади, в разрезе р. Кумака, кварцево-сланцевых сланцев, залегает согласно, с переслаиванием на последней [51]. Взаимоотношения с более молодыми стратиграфическими подразделениями тектонические. Данные о возрасте осиновской толщи на площади листа отсутствуют и предположительный раннерифейский ее возраст принят согласно легенде Южно-Уральской серии [26].

ПАЛЕОЗОЙСКАЯ ЭРАТЕМА

Палеозойские стратифицируемые образования в пределах листа развиты в Алапаевско-Адамовской и Красногвардейско-Светлинской структурно-формационных зонах и относятся к ордовикской, силурийской, девонской и каменноугольной системам.

ОРДОВИКСКАЯ СИСТЕМА

На площади листа М-41-VII представлена маячной свитой, энбекшинской и кособродской толщами.

Маячная свита (O₂тс) выделена И. Ф. Мамаевым в 1958 г. [3]. Распространена в пределах Алапаевско-Адамовской зоны и Текельдытауского района Красногвардейско-Светлинской

зоны. Разрезы свиты можно наблюдать по р. Кумак, в 5 км ниже по течению от устья р. Тыкаша и до устья р. Коянсай (западнее границы листа) [51, 83]. Здесь, в нижней части толщи, преобладают полевошпат-хлоритовые, кварц-хлорит-полевошпатовые, полевошпат-актинолитовые сланцы с прослоями метапесчаников, метаалевролитов, кварцитов. В верхней части разреза метапесчаники, метаалевролиты, кварц-серицитовые, реже углисто-серицитовые сланцы. Мощность свиты по разрезу – 800 м. В зонах интенсивных тектонических дислокаций породы маячной свиты претерпели более высокотемпературные преобразования и представлены биотитовыми сланцами, микрогнейсами, гнейсами, а в зоне экзоконтакта Котансинского массива – мигматитами (скв. 14) [52].

В Красногвардейско-Светлинской зоне породы свиты фрагментарно распространены в Текельдытауском районе, где они слагают небольшие участки в южной части Желтинского грабена. обнажения здесь отсутствуют, и об их составе можно судить только по картировочным скважинам. Преобладают кварцево-сланцевые, слюдисто-кварц-полевошпатовые иногда с примесью углистого вещества сланцы, реже встречаются метапесчаники и метаалевролиты [42, 50, 68].

Плотность пород – от 2,5 до 2,67 г/см³, магнитная восприимчивость – $8-130 \cdot 10^{-6}$ ед. СГС. Поле силы тяжести пород маячной свиты спокойное и характеризуется положительными значениями. Магнитное поле, в целом, пониженное, положительные аномалии связаны с поясами даек габброидов.

Площади распространения пород маячной свиты на аэрофотоснимках характеризуются серыми и светло-серыми фототонами с полосатым рисунком, отражающим следы слоистости и сланцеватости в рыхлых продуктах коры выветривания.

Ассоциации пород свиты относятся к гнейсосланцевой формации зональных метаморфических комплексов, с минеральными парагенезисами эпидот-амфиболитовой фации во внутренних частях термальных структур и зеленых сланцев во внешних. В последних отчетливо видно, что метаморфические породы образовались по породам терригенной глинисто-алевритово-песчаниковой формации.

Органические остатки отсутствуют. Контакты маячной свиты с нижележащей бескряжковской толщей тектонические, с вышележащей энбекшинской – согласные с переслаиванием. По положению в разрезе и находкам органических остатков в стратотипе, в Челябинской области, возраст маячной свиты принимается как средний ордовик.

Энбекшинская толща (O₂₋₃?en) выделена П. В. Лядским в 1995 г. в разрезе р. Урус-Кискен, непосредственно западнее описываемой территории [53]. На листе М-41-VII породы толщи развиты в Алапаевско-Адамовской зоне и в Текельдытауском районе Ильиновско-Марииновской подзоны. В Алапаевско-Адамовской зоне они слагают синклинали складки высоких порядков Коянсайской моноклинали. По данным бурения среди них преобладают метабазалты, плагиоклаз-хлоритовые, кварц-хлорит-плагиоклазовые, плагиоклаз-актинолитовые сланцы с бластоалевритовой, бластосаммитовой и бластоофитовой структурой (табл. 2). Сланцы образовались по пирокласто-осадочным породам с отчетливой реликтовой слоистостью, по базальтам, реже по габбродолеритам. На картах локальных аномалий трансформированного поля силы тяжести (H=2 км) площади развития указанных сланцев выделяются положительными аномалиями интенсивностью до 20 мГал. Магнитное поле резко дифференцированное, с преобладанием положительных аномалий интенсивностью до 500 нТл.

В Текельдытауском районе энбекшинская толща слагает северное относительно пологое погружение магматизированной Котансинской антиклинали и фрагментарно развита в пределах его восточного тектонического ограничения. Почти в центре структуры, южнее пос. Керуембай породы ее слагают крупный провес кровли Котансинского массива. Наиболее полный разрез толщи вскрыт на северном погружении антиклинали (скв. 13, 14). Нижняя его часть представлена частым переслаиванием кварц-биотит-полевошпатовых, кварц-актинолит-полевошпатовых и полевошпат-актинолитовых сланцев, средняя – полевошпат-актинолитовыми сланцами, верхняя – переслаиванием полевошпат-актинолитовых пара- и ортосланцев с метабазалтами. Минеральные ассоциации пород относятся к фации зеленых сланцев. Сланцы нижней половины разреза образовались в основном по вулканогенно-осадочным и осадочным породам, верхней – по базальтам, гиадокластитам и пирокласто-осадочным породам основного состава. Мощность толщи здесь составляет около 800 м.

Средние химические составы вулканогенных, метавулканогенных и субвулканических пород

№ п/п	Название толщ, свит, комплексов, массивов	Наименование пород	Кол-во ан.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O	n.n.n
1	Энбекшинская толща (O ₂₋₃ ?en)	Метабазальты	9	48,2	0,88	15,39	3,0	6,8	0,2	7,15	6,34	3,66	0,31	0,15	1,2	5,35
2	Жетыкольская толща (D ₁ ?žt)	Метабазальты и ортоамфиболиты	6	51,3	0,62	16,68	2,33	5,9	0,18	9,55	6,11	3,14	0,75	0,10	0,54	2,60
3		Метадациты	3	68,36	0,34	15,14	1,67	2,67	0,08	1,26	2,94	4,98	1,46	0,05	0,04	1,57
4		Метариодациты	6	70,0	0,37	14,11	1,62	2,54	0,05	1,21	2,18	5,73	0,84	0,09	0,11	1,32
5		Жетыкольские субвулканические образования (D ₁ ?žt)	Метагаббродиабазы	2	47,64	0,82	14,77	3,36	7,47	0,2	8,00	10,12	2,35	1,6	0,16	0,78
6		Метариодацит	3	72,92	0,34	14,07	1,16	1,81	0,02	0,89	1,64	4,63	1,12	0,07	0,11	1,67
	Кокпектинская толща (D ₁₋₂ kk)															
7	Первая (нижняя) подтолща (D ₁ kk ₁)	Базальты	12	49,8	1,41	15,96	3,68	7,61	0,21	6,06	7,97	3,16	0,21	0,15	0,29	3,2
8	Вторая (средняя) подтолща (D ₁ kk ₂)	Пироксен-плагиофировые базальты	6	49,24	0,92	16,2	3,37	6,9	0,2	7,26	8,57	3,37	0,25	0,14	0,1	3,3
9		Плагиориодациты	3	72,26	0,25	12,69	1,84	2,60	0,06	1,15	1,17	5,69	0,10	0,07	0,43	1,35
10	Третья (верхняя) подтолща (D ₁₋₂ kk ₃)	Базальты афировые, плагиофировые	6	48,98	1,31	15,57	3,76	7,51	0,13	5,57	11,41	2,47	0,25	0,14	0,17	2,9
11	Кокпектинские субвулканические образования (D ₁₋₂ kk)	Плагиодациты	4	64,35	0,53	14,74	2,38	3,94	0,12	2,36	2,26	6,68	1,1	0,12	0,14	1,2
12		Плагиориолиты	2	76,67	0,27	12,49	1,27	0,65	0,02	0,32	0,44	5,34	1,17	0,05	0,28	1,43
13		Габбродиабазы	4	47,72	0,87	16,09	2,74	7,14	0,17	9,05	10,54	2,49	0,25	0,07	0,37	2,84
14	Журманкольская толща (D ₂ žm)	Базальты	2	50,83	0,74	16,9	6,25	2,2	0,13	6,88	8,15	3,01	1,15	0,16	0,12	3,52
15		Андезибазальты	5	55,03	0,73	16,55	2,04	4,47	0,1	6,76	5,77	4,56	0,62	0,13	0,33	2,84
16	Березняковская толща (D ₃ -C ₁ bz)	Андезиты	3	58,18	0,64	16,09	3,05	3,09	0,12	3,06	5,91	4,44	1,55	0,29	0,10	3,23
17	Березняковские субвулканические образования (D ₃ -C ₁ bz)	Дациты	2	64,8	0,68	16,60	1,4	3,33	0,08	1,90	2,71	3,62	1,59	0,16	0,14	2,46
18	Аккаргинская толща (C ₁ ak)	Базальты	3	51,41	1,27	19,33	3,31	5,68	0,15	4,65	7,12	2,77	0,45	0,18	0,41	3,27
19		Андезибазальты	4	53,07	1,60	18,49	2,65	6,52	0,15	4,79	5,84	2,7	0,95	0,17	0,52	2,9
20		Дациты	3	65,64	0,54	15,22	1,02	4,31	0,11	3,8	1,38	3,16	3,11	0,13	0,18	1,85
21	Аккаргинские субвулканические образования (C ₁ ak)	Андезибазальты	2	53,68	1,24	18,77	6,58	0,93	0,01	4,25	4,26	1,89	2,13	0,16	0,34	4,95
22		Андезиты	3	60,13	0,92	17,65	2,21	4,93	0,14	3,06	2,26	4,50	1,37	0,18	0,48	2,12
23		Дацит	1	65,64	0,54	15,22	1,02	4,31	0,11	3,80	1,38	3,16	3,11	0,14	0,32	1,94
24		Риолиты	2	72,62	0,20	13,63	2,03	2,28	0,06	0,62	1,06	3,7	3,31	0,15	0,28	1,26
25	Кайрактинская толща (C ₁ kr)	Базальты	11	48,99	1,76	15,76	3,23	7,2	0,17	6,45	9,1	3,3	0,44	0,25	0,1	2,92

Восточнее породы толщи фрагментарно развиты на крыльях Джанабайской и Обалыкольской горст-антиклиналей и в разделяющем их Желтинском грабене. Представлены они плагиоклаз-актинолитовыми, плагиоклаз-хлоритовыми, кварц-хлорит-плагиоклазовыми сланцами по базальтам и пирокласто-осадочным породам основного состава. В зонах экзоконтактов интрузий они сменяются плагиоклаз-роговообманковыми с биотитом, гранатом роговиками, сланцами и амфиболитами с минеральными ассоциациями эпидот-амфиболитовой, реже амфибол-роговиковой и пироксен-роговиковой фаций регионально-контактового и контактового метаморфизма. Мощность толщи здесь, по геофизическим данным, не более 500 м. Большая часть пород толщи вдали от интрузивных контактов состоит из минеральных парагенезов фации зеленых сланцев.

Плотность пород колеблется от 2,54 до 3,08 г/см³ при среднем значении 2,79 г/см³, в роговиках – 2,83 г/см³. Магнитная восприимчивость – от 22 до 46·10⁻⁶ ед. СГС, достигая в отдельных разностях и в роговиках 670–790·10⁻⁶ ед. СГС. Последние в магнитном поле выделяются (южнее пос. Керуембай) в виде контрастной положительной аномалии до 500 нТл.

На аэрофотоснимках выходы коренных пород толщи (в долине р. Кумака) характеризуются серым, темно-серым фототонном со слабополосчатой до линзовидной структурой. На площадях развития кор выветривания по ним преобладают светло-серые фототона с довольно отчетливым полосатым рисунком.

Химические составы наименее измененных метабазальтов, метагаббродиабазов и ортосланцев по ним относятся к нормальнощелочным составам базальтов натриевой серии со слабовыраженным известково-щелочным трендом фракционирования (табл. 2). Западнее описываемой площади, в бассейне р. Урус-Кискен в низах разреза толщи развиты метабазальты, составы которых сильно недосыщены кремнеземом (46–48 %), обогащены элементами группы железа и отличаются толеитовым трендом фракционирования [53].

Энбекшинская толща согласно, с переслаиванием залегает на маячной свите и предположительно без видимого несогласия в пределах Южно-Керуембаевской периклинали перекрывается нижнесилурийскими отложениями булатовской толщи. Эти данные не противоречат принятому серийной легендой средне-позднеордовикскому возрасту толщи [26].

Кособродская толща (O₂₋₃?ks) развита в пределах северного погружения Обалыкольской горст-антиклинали и в северной части Желтинского грабена. Буровыми скважинами здесь, выше отложений энбекшинской толщи, вскрыты туфосланцы слюдяно-кварц-плагиоклазового состава по туфам кислого состава, метатуфопесчаники, метариодациты, метадациты того же минерального состава. В подчиненном количестве встречены кварцево-сланцевые, слюдисто-кварцевые сланцы, микрокварциты и перекристаллизованные автомагматические брекчии с обломками риолитов и дацитов.

Минеральные ассоциации пород образовались в условиях фации зеленых сланцев. Плотность пород колеблется от 2,4 до 2,65 г/см³, магнитная восприимчивость – от 10·10⁻⁶ до 22·10⁻⁶ ед. СГС. В трансформированном поле силы тяжести (H=2 км) площади развития толщи выделяются отрицательными аномалиями интенсивностью 60–65 мГал. Магнитное поле в их пределах спокойное, со значениями близкими к нулю. Достоверных данных о мощности и возрасте отложений, относимых к кособродской толще, в пределах листа М-41-VII не имеется, поэтому они приняты, со значительной долей условности, таковыми как в утвержденной легенде Южно-Уральской серии [26]. Мощность 700–1 000 м.

СИЛУРИЙСКАЯ СИСТЕМА

На площади листа представлена булатовской толщей и жиландытаусской свитой.

Булатовская толща (S₁bl). Под названием булатовской толща впервые выделена и описана К. П. Херасковым и Е. Е. Милановским в 1959 г. [29]. В современном объеме принята согласно Южно-Уральской легенде. Представлена глинисто-кремнистыми, углисто-кремнистыми сланцами филлитизированными с прослоями метатуффитов, углисто-глинистых известняков. Картируется в пределах Южно-Керуембаевской периклинали, в юго-западном углу площади. Породы толщи перекристаллизованы в условиях фации зеленых сланцев. Плотность их от 2,64 (сланцы) до 2,81 (базальты) г/см³, магнитная восприимчивость – 10·10⁻⁶ ед. СГС. В геофизических полях площади развития толщи из-за незначительных размеров практически не выделяются. Мощность толщи – 150–250 м.

Возраст булатовской толщи раннесилурийский, установлен по находкам органических остатков в ее отложениях западнее границы листа, в верховьях р. Киембай [29]. Контакт с ни-

жележащей энбекшинской толщей не вскрыт, скорее всего, согласный, с вышележащими толщами – тектонический.

Жиландытаусская свита ($S_1\check{z}l$) выделена в Восточных Мугоджарах Р. А. Сегединым и Г. А. Костик в 1975 г. [29]. Развита фрагментарно в северной части Желтинского грабена. По данным бурения она представлена кварцитовидными, графитисто-кварцево-сланцевыми, слюдяно-кварц-полевошпатовыми сланцами, метапесчаниками, метаалевролитами, редко с прослоями биотитовых микрогнейсов. Минеральные ассоциации пород образовались в условиях фации зеленых сланцев. Плотность пород – от 2,56 до 2,65 г/см³, магнитная восприимчивость – от $12 \cdot 10^{-6}$ до $25 \cdot 10^{-6}$ ед. СГС. На картах локальных аномалий (Н=2 км) образования жиландытаусской свиты и подстилающей ее кособродской толщи образуют отрицательные аномалии интенсивностью от 15 до 45 мГал. Магнитное поле на площадях развития свиты спокойное, с очень низкой интенсивностью. Мощность свиты с учетом складчатости – 400–600 м. Взаимоотношения с другими стратонами тектонические. Возраст ее, как и в серийной легенде, принят как раннесилурийский [26].

ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМА

Представлена жетыкольской, кундыбаевской, кокпектинской, журманкольской, блакской толщами (рис. 1).

Жетыкольская толща ($D_1\check{z}t$) выделена И. А. Смирновой в 1988 г. в Кундыбаевской горст-антиклинали [29]. Отложения толщи слагают основания изученных разрезов Сарыобинско-Кундыбаевского района восточной части Ильиновско-Марииновской подзоны и западной части Троицко-Буруктальской подзоны. Обнажения ее пород отсутствуют и изучена только бурением скважин. В составе толщи преобладают базальты, metabазальты плагиоклаз-амфиболовые, плагиоклаз-хлоритовые сланцы, микроамфиболиты по гиалокластитам, туфам и тефроидам основного состава, амфибол-биотит-плагиоклазовые сланцы по пирокласто-осадочным породам, метаалевролиты, в верхней части разреза – метадациты, метариолиты, их туфы, реже метаандезиты, туфосланцы с горизонтами метатуфопесчаников, метатуфитов. Метавулканические породы в разрезе развиты не повсеместно, только в пределах отдельных палеовулканических построек (Озерной и других). Максимальная мощность их до 400 м.

Минеральные составы пород сложные, с широким развитием неустойчивых парагенезисов, весьма невыдержанных в пространстве. Выделяются ассоциации зеленокаменного и зеленосланцевого метаморфизма, развитые на большей части площадей распространения толщи; ассоциации регионально-контактового и контактового метаморфизма эпидот-амфиболитовой и амфибол-роговиковой, редко пироксен-роговиковой фации и низкотемпературного гидротермального изменения, локально развитые в Кундыбаевской и Сарыобинской структурах. Плотность пород толщи колеблется от 2,85 до 3,1 г/см³ основных составов и от 2,56 до 2,72 г/см³ – умереннокислых, магнитная восприимчивость – от 5 до $40 \cdot 10^{-6}$ ед. СГС, редко достигая $2800 \cdot 10^{-6}$ ед. СГС в породах, обогащенных при ороговикании вкрапленностью магнетита. В трансформированном поле силы тяжести (Н=2 км) образуют положительные аномалии интенсивностью 5–20 мГал. В магнитном поле площади их распространения характеризуются низкими до нулевых значениями ΔT .

На аэрофотоснимках площади развития толщи характеризуются преимущественно серым и темно-серым фототонном и слабополосчатым, полосчато-линзовидным рисунком фотоизображения, осложненным в пределах палеовулканических построек (Озерной) кольцевыми линейными элементами высокого порядка. Нижний контакт жетыкольской толщи не вскрыт. Перекрывается она согласно с переслаиванием, редко с местными несогласиями кундыбаевской толщей. Мощность толщи, по геофизическим данным, от 800 до 1000 м. Предположительный раннедевонский возраст установлен по хитинозоям плохой сохранности [23].

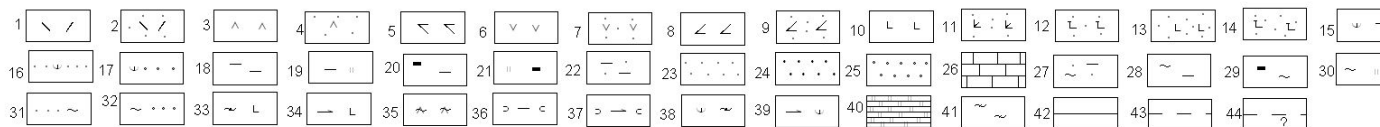
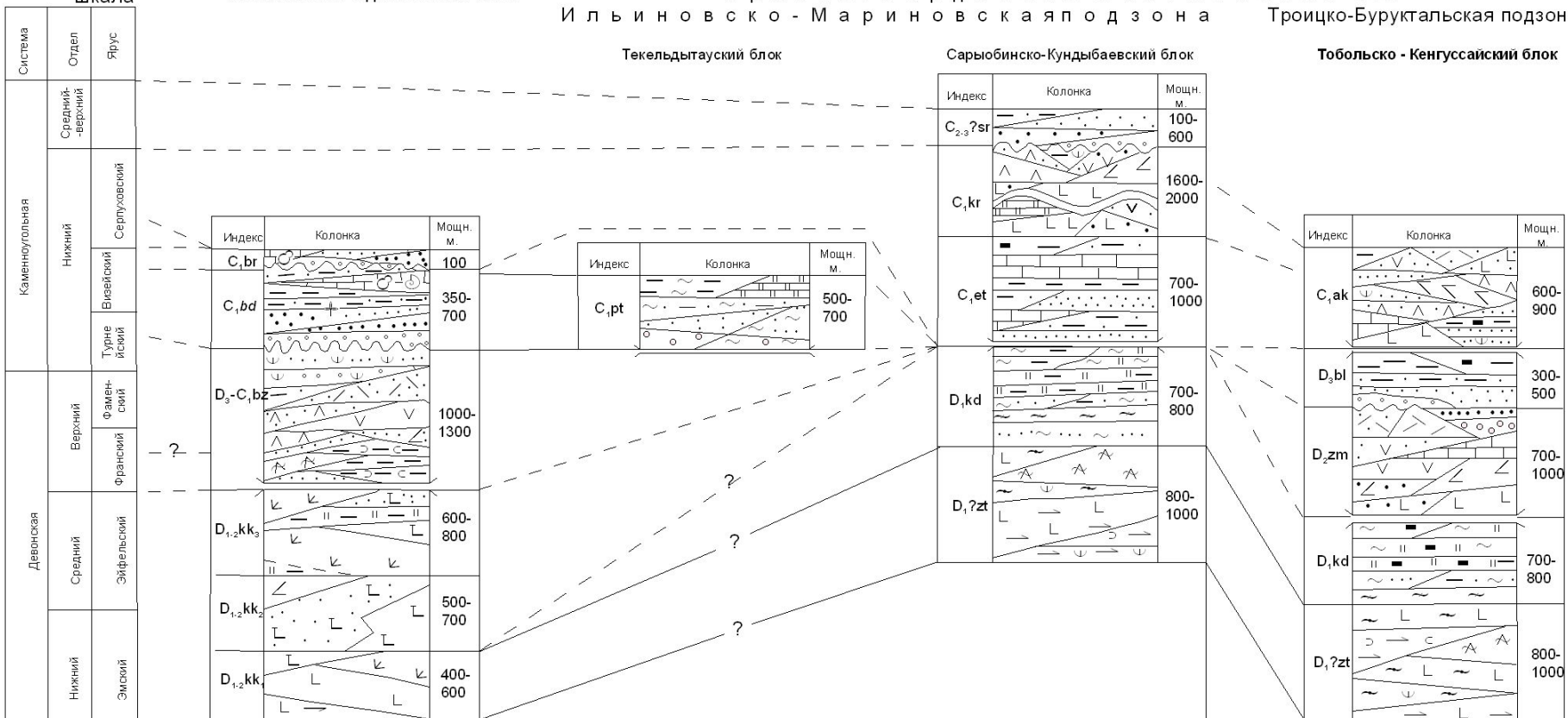
Кундыбаевская толща (D_1kd) пространственно развита в тех же подзонах и структурах, что и жетыкольская толща, нивелируя палеовулкано-тектонический рельеф последней (рис. 1). Естественные разрезы отсутствуют, обнажения редки и представлены в основном графитисто-кварцевыми, углисто-кремнистыми сланцами, микрокварцитами. Наиболее полные разрезы толщи вскрыты скважинами в бассейнах рр. Кайракты и Кокпектысай. В нижней части разреза толщи преобладают графитизированные филлитизированные углисто-кремнистые и глинисто-кремнистые, графитисто-кварцевые сланцы, углеродистые метаалевролиты и метапесчаники с прослоями метаконгломератов; в верхней – слюдяно-кварц-плагиоклазовые, биотит-плагиоклазовые с графитом сланцы, метапесчаники, метаалевролиты, реже метатравелиты, туфосланцы и метатуфиты с прослоями графит-серицит-кварцевых сланцев.

Стратиграфическая шкала

Алапаевско-Адамовская СФЗ

Красногвардейско-Светлинская СФЗ
Ильиновско-Мариновская подзона

Троицко-Буруктальская подзона



1-17 эффузивные, вулканокластические, пирокласто-осадочные породы: 1-риолиты, 2-туфы риолитов, 3-дациты, 4-туфы дацитов, 5-риодациты, 6-андезиты, 7-туфы андезитов, 8-андезиобазальты, 9-уфы андезиобазальтов; 10-12 базальты: 10-афировые, 11-спилитовидные, 12-пироксен-плагифиоровые; 13-14 туфы базальтов: 13-афировых, 14-пироксен - плагифиоровые, 15-туфоалевролиты, 16-туфопесчаники, 17-туфоконгломераты; 18-26осадочные породы:18-21сланцы: 18-глинистые,19-глинисто-кремнистые,20-глинисто-углистые,21-углисто-кремнистые;22-алевролиты,23-песчаники,24-гравелиты, 25-конгломераты,26-известняки; 27-32 глинистые: метаморфизованные осадочные породы: 27-металевролиты; 28-30 филитизированные сланцы: 28-глинистые, 29-углисто-глинистые,30-глинисто-кремнистые;31-металесчаники,32-метаконгломераты;33-34метабазальты:33-плагиклаз-хлоритовые,34-плагиклаз-амфиболовые; 35-метариолиты, метадациты;35-36 туфосланцы;36-слюдисто-хлорит-полевошпатовые,37-амфибол - плагиклазовые;38-39 метатифиты;38-хлорит-полевошпатовые;39-амфибол-плагиклазовые;40-мраморы,41-сланцы слюдисто-кварц-полевошпатовые;42-44: линии корреляции подразделений:42-по составу,43-по возрасту,44-предполагаемые.

Рис. 1. Схема корреляции обобщенных стратиграфических разрезов девона-карбона структурно-формационных зон, подзон и блоков

Породы толщи претерпели в основном зеленосланцевый метаморфизм, в отдельных сильно дислоцированных зонах – регионально-контактовый, а в экзоконтактах интрузий – контактовый метаморфизм эпидот-амфиболитовой и амфибол-роговиковой фаций. Плотность их в среднем составляет $2,75 \text{ г/см}^3$, магнитная восприимчивость – $50 \cdot 10^{-6}$ ед. СГС. В трансформированном поле силы тяжести ($H=2 \text{ км}$), площади развития толщи выделяются отрицательными аномалиями интенсивностью $10\text{--}20 \text{ мГал}$. Магнитное поле спокойное, с низкими значениями ΔT .

На аэрофотоснимках выделяются только площади с выходами на поверхность рыхлых продуктов коры выветривания по породам толщи, характеризующиеся светло-серым фототонном с тонким прерывисто-полосчатым, реже грубополосчатым рисунком.

Мощность толщи – от 700 до 800 м, увеличиваясь в отдельных впадинах восточной части Кундыбаевской горст-антиклинали до 1 000 м. Раннедевонский возраст при составлении серийной легенды, принят на основе согласного залегания ее на отложениях жетыкольской толщи и присутствия в ее разрезе метариодацитов аналогичных кислым вулканитам верхней части разреза последней.

Кокпектинская толща. В первые вулканиты верховьев р. Кумака и его правых притоков выделены в 1998 г. в кокпектинскую толщу Н. Т. Видюковым [29]. Толща развита в Еленовско-Кумакском грабен-синклиории, где слагает Кокпектинскую вулcano-тектоническую депрессию и ряд тектонических блоков южнее. Естественные ее разрезы можно фрагментарно наблюдать в нижних течениях рек Котансу, Кокпекты и Джабыги, они дополняются разрезами поисковых скважин на глубину до 1 200 м.

В этих разрезах в составе толщи выделяется три подтолщи. *Первая (нижняя) подтолща* (D_1kk_1) – базальты, metabазальты афировые, спилитовидные, вариолитовые в верхах плагиофировые. Мощность 400–600 м. *Средняя подтолща* (D_1kk_2) – лавы и туфы пироксен-плагиофировых базальтов, андезибазальтов, реже лавовые брекчии, гиалокластиты, в верхах с горизонтами туффитов, яшмоидов, редко лавы риодацитов, плагиориолитов и прослой туфов кислого состава. Мощность 500–700 м. *Верхняя подтолща* ($D_{1-2}kk_3$) – базальты, афировые спилитовидные, вверху порфиоровые с прослоями их туфов, кремнистых туффитов и яшмоидов. Мощность 600–800 м.

Минеральные ассоциации пород толщи типичны для фации зеленых сланцев. Преобладает зеленокаменный тип изменения с сохранением структурно-текстурных особенностей вулканитов. В локальных зонах развиты процессы пропилитизации с сульфидной минерализацией. В бортовых частях Кокпектинской депрессии базальтоиды перекристаллизованы в плагиоклаз-актинолитовые сланцы, а у контактов интрузий превращены в плагиоклаз-роговообманковые роговики.

Плотность пород основного состава – от $2,6$ до $3,1 \text{ г/см}^3$, в среднем $2,98 \text{ г/см}^3$. Магнитная восприимчивость – от $20 \cdot 10^{-6}$ до $50 \cdot 10^{-6}$ ед. СГС, в среднем $31 \cdot 10^{-6}$ ед. СГС. В трансформированном поле силы тяжести ($H=2 \text{ км}$) породы толщи образуют положительные аномалии интенсивностью $50\text{--}80 \text{ мГал}$. Магнитное поле сильно дифференцированное с узлами и зонами положительных аномалий высокого порядка с интенсивностью $100\text{--}400 \text{ нТл}$.

На аэрофотоснимках вулканиты Кокпектинской депрессии характеризуются серым и темно-серым фототонном со слабовыраженным пятнисто-мозаичным рисунком с фрагментами кольцевых и дугообразных линеаментов.

Химические составы базальтоидов толщи относятся к натриевой серии с нормальной щелочностью, с несколько повышенными содержаниями титана, суммарного железа и слабовыраженным толеитовым типом фракционирования (табл. 2).

Ранне-среднедевонский возраст кокпектинской толщи принят при составлении серийной легенды из-за сходства с вулканитами фаунистически охарактеризованных айдырлинской и александринской толщ [29].

Журманкольская толща ($D_2\check{z}m$) выделена сначала под названием коскольского комплекса И. А. Смирновой в 1987 г., переименованного в 1998 г. Н. Т. Видюковым в журманкольскую толщу [29]. Распространена в пределах Буруктальского аллохтона, у восточной границы листа. Обнажения отсутствуют, изучена скважинами до глубины 1 100 м. В низах разреза толщи преобладают афировые базальты, сменяющиеся выше пироксен-плагиофировыми. В верхах преобладают афировые и порфиоровые андезибазальты с прослоями андезитов, дацитов, риолитов, их туфов. Локально в верхах появляются пачки туффитов, кремнисто-глинистых сланцев с прослоями известняков. Мощность толщи 700–1 000 м.

Минеральные ассоциации пород образовались в условиях фации зеленых сланцев. Плотность базальтоидов в среднем $2,83 \text{ г/см}^3$, магнитная восприимчивость $50 \cdot 10^{-6}$ ед. СГС. В трансформированном поле силы тяжести ($H=2 \text{ км}$) породы толщи образуют положительные аномалии интенсивностью до 80 мГал . Магнитное поле в слаботектонизированных блоках спокойное,

пониженное 80–400 нТл, в других, насыщенных телами серпентинитов и зонами пропилитизации, сильно дифференцированное, со значениями от –400 до +500 нТл.

Химические составы базальтов и андезибазальтов толщи характеризуются низкими содержаниями титана, железа и относятся к составам известково-щелочной серии, натровой группе, с отчетливо выраженным боуэновским трендом фракционирования (табл. 2).

Журманкольская толща, предположительно, имеет тектонические контакты с нижележащей кундыбаевской толщей и перекрывается несогласно, участками грубо согласно фаунистически охарактеризованной блакской толщей. В обломках известняков верхней части разреза найдены остатки криноидей среднего девона [37].

Блакская толща (D_3bl) названа блакской в 1998 г. Н. Т. Видюковым песчано-глинистая толща И. А. Смирновой, к которой отнесены франские отложения Буруктальского аллохтона. Локально развита в центральных частях депрессий: Блакской, Восточно-Жетыкольской, Журманкольской. Обнажения отсутствуют, изучена скважинами. Сложена толща конгломератами, гравелитами, песчаниками, алевролитами, глинистыми и углисто-глинистыми сланцами. Мощность 300–500 м.

Минеральные ассоциации пород образовались в условиях фации зеленых сланцев. Плотность пород от 2,47 до 2,72 г/см³, магнитная восприимчивость – $8-55 \cdot 10^{-6}$ ед. СГС. На гравиметрических картах остаточных аномалий (Н=2 км) площади развития толщи выражаются отрицательными аномалиями Δg до –5 мГал, в магнитном поле – отрицательными значениями до 80–200 нТл. Блакская толща залегает трансгрессивно, чаще несогласно, реже без видимого несогласия на журманкольской толще. В обломках известняков конгломератов найдены кораллы и брахиоподы франа [37].

ДЕВОНСКАЯ–КАМЕННОУГОЛЬНАЯ СИСТЕМЫ

Системы представлены позднедевонско–раннекаменноугольной березняковской толщей.

Березняковская толща (D_3-C_1bz) в современном объеме выделена в серийной легенде и наблюдается только в пределах Еленовско-Кумакского грабен-синклинория. Небольшой фрагмент естественного разреза толщи можно наблюдать по правому берегу р. Кумак, у одноименного поселка. Полные разрезы получены по скважинам. Толща сложена туфами от основного до кислого состава, часто перекристаллизованными в туфосланцы, ксенотуфами, туфоконгломератами, туфопесчаниками, туфоалевролитами, туфопелитами с горизонтами лав базальтов, андезитов, дацитов и прослоями туффитов, углисто-глинистых сланцев, алевролитов, песчаников, редко известняков. Мощность 1 000–1 300 м. Породы претерпели динамотермальный метаморфизм в условиях фации зеленых сланцев и ороговикование в экзоконтактах интрузии с образованием биотит-кварцевых и биотит-плагиоклазовых роговиков. Плотность пород варьирует от 2,6 до 2,77 г/см³, повышаясь до 2,9 г/см³ в лавах базальтов. Магнитная восприимчивость от 7 до $40 \cdot 10^{-6}$ ед. СГС.

В трансформированном поле тяжести (Н=2 км) площади развития толщи выделяются слабо-выраженными аномалиями от 0 до +15 мГал, в магнитном поле – переменными значениями ΔT от –200 до +200 нТл.

На аэрофотоснимках для выходов на поверхность образований коры выветривания по породам толщи характерен серый фототон со слабовыраженным полосчатым рисунком.

Органические остатки в породах толщи не обнаружены. Нижняя граница толщи тектоническая. Выше ее с размывом залегают отложения фаунистически охарактеризованной брединской свиты. Возраст принят в соответствии с серийной легендой [26].

КАМЕННОУГОЛЬНАЯ СИСТЕМА

Каменноугольная система представлена брединской свитой, потаповской, еткульской, кайрактинской, аккаргинской, биргильдинской и сарыобинской толщами (рис. 1).

Брединская свита (C_1bd) впервые выделена и описана А. А. Петренко в 1940 г. [29]. Распространена в Еленовско-Кумакском грабен-синклинории Алапаевско-Адамовской зоны. Естественные разрезы отсутствуют, изучена скважинами и горными выработками. В разрезе преобладают песчаники, гравелиты, конгломераты, алевролиты, углисто-глинистые сланцы, в подчиненном количестве находятся известняки, прослой углей и горизонты вулканитов основного состава. Мощность толщи 350–700 м.

Минеральные парагенезисы пород отвечают фации зеленых сланцев. Породы отличаются низкой плотностью 2,34–2,65 г/см³ и магнитной восприимчивостью $5-20 \cdot 10^{-6}$ ед. СГС. На карте

локальных аномалий поля силы тяжести ($H=2$ км) наиболее мощные разрезы отложений толщи характеризуются пониженными значениями Δg $-5-10$ мГал. Магнитное поле ее площадей развития в целом пониженное до -300 нТл с редкими локальными аномалиями высокого порядка со значениями до $+200$ нТл.

На аэрофотоснимках площади с выходами и элювиальными развалами пород брединской свиты характеризуются серым фототонном с отчетливо выраженным полосчатым и пунктирно-полосчатым рисунком. Площади с рыхлыми образованиями коры выветривания по ним отличаются светло-серым фототонном с тонкополосчатым рисунком.

Брединская свита с размывом залегает на березняковской толще и с размывом перекрывается биргильдинской толщей.

Возраст отложений свиты в районе установлен предшественниками по остаткам микрофауны и спор древних папертников, каламитов и других растений [83]. В углистых сланцах и алевролитах определен комплекс спор: *Trachytriletes* cf. *minutus* Naumova, *T.* cf. *solidus* Naumova, *Lophatriletes rotundus*, *Zonalites mincerosus* nov., *Zonotriletes psilopteris* Luber, *Calamotriletes microrugosus major* Luber, *Ernestiodendronaletes grandis* Luber, *Cycadofilictriletes testiculatus* Luber, *C. mollis* Luber, *C. scrupus* Luber, *Angaropteritriletes trichacanthus* f. *temus* Luber. Эти комплексы характерны для верхнетурнейского и нижневизейского подъярусов.

В известняках определены фораминиферы: *Earlandia alegas* (Raus. et Reith.), *Endothyra* cf. *tuberculata* Lip., *E.* ex gr. *tatispiralis* Lip., *E.* cf. *brevivoluta* (Lip.), *E.* ex gr. *tenuiseptata* (Lip.), *E.* ex gr. *stiendothyra* (Lip.), *Tetrataxia* cf. *expansus* Mal., *Dainella* (?) sp. indet., *Septaglomospirana* (?) sp., *Brunsiina* cf. *uralica* Lip. По заключению М. В. Постоляко, возраст известняков – ранневизейский (косвинский горизонт).

Потаповская толща (C_{1pt}) фрагментарно развита в Желтинском грабене Ильиновско-Марииновской подзоны. Обнажения толщи отсутствуют и ее разрез изучен только скважинами. В его составе преобладают песчаники, конгломераты, углисто-глинистые и глинистые сланцы, филлитизированные, мраморизованные известняки, мраморы. Породы интенсивно дислоцированы и часто перекристаллизованы в метапесчаники, металевролиты, кварцево-слюдяно-плагиоклазовые сланцы, углистые филлиты, мраморы. Минеральные ассоциации отвечают условиям фации зеленых сланцев. Петрофизические свойства пород толщи в целом близки к таковым брединской свиты. В трансформированном поле силы тяжести ($H=2$ км) образует узкие, линейной формы отрицательные аномалии интенсивностью до 20 мГал.

Данные о мощности и возрасте толщи в пределах листа отсутствуют. Взаимоотношения с другими толщами тектонические. По сходству с брединской свитой и согласно серийной легенде возраст ее принимается как турнейский–визейский, мощность – $500-700$ м.

Еткульская толща (C_{1et}) принята серийной легендой в объеме терригенно-карбонатной толщи, выделенной В. Л. Алексеевым в 1988 г. [23]. Слагает нижнюю часть разреза Сарыобинской грабен-синклинали. В разрезе преобладают известняки, углеродистые известковистые песчаники, алевролиты, глинистые, глинисто-известковистые, углисто-глинистые сланцы. Обнажения отсутствуют и почти полный разрез толщи вскрыт скважинами (№ 10, 11). Нижний ее контакт не вскрыт, сверху перекрывается вулканитами кайрактинской толщи (скв. 11). Мощность толщи не менее $700-1\ 000$ м.

Породы ее перекристаллизованы в условиях фации зеленых сланцев. Плотность песчаников, сланцев – $2,65-2,75$ г/см³, мраморизованных известняков – $2,7-2,74$ г/см³. Магнитная восприимчивость соответственно – $4-50 \cdot 10^{-6}$ и $2-20 \cdot 10^{-6}$ ед. СГС. В трансформированном поле силы тяжести ($H=2$ км) породы толщи образуют отрицательные аномалии интенсивностью до 65 мГал. Магнитное поле в пределах их развития отрицательное со значениями от -200 до -400 нТл. За пределами листа, севернее пос. Комсомольского в известняках верхней части разреза толщи собрана обильная фауна на основе которой возраст толщи в серийной легенде принят как поздневизейский [78].

Аккаргинская толща (C_{1ak}) в полном объеме, принятом серийной легендой, выделена П. В. Лядским в 1998 г. [54]. Распространена в Тобольско-Кенгуссайском районе, на правом берегу оз. Шалкар-Ега-Кара. В составе толщи, по данным бурения скважин, преобладают базальты, андезиты, дациты, их туфы, песчаники, алевролиты, углисто-глинистые сланцы, в подчиненном количестве находятся туффиты, известняки, мраморы, филлиты [68]. Мощность толщи, по геофизическим данным, $600-900$ м. Широко развиты субвулканические образования от основного до кислого состава.

Минеральные ассоциации пород образовались в условиях фации зеленых сланцев, а в зонах экзоконтактов – амфибол-роговиковой фации. Плотность вулканитов умеренно кислого состава – от $2,64$ до $2,72$ г/см³, андезитов – $2,75-2,80$ г/см³, базальтов – $2,82-2,9$ г/см³, терригенно-осадочных пород – $2,60-2,67$ г/см³, известняков, мраморов – $2,72-2,75$ г/см³. Магнитная вос-

приемчивость от 5 до $70 \cdot 10^{-6}$ ед. СГС. На картах остаточных аномалий поля силы тяжести ($H=2$ и 5 км) породы толщи располагаются в области отрицательных значений Δg , от 0 до -15 мГал. Магнитное поле пониженное от 0 до -500 нТл. Взаимоотношения с другими стратонами в пределах листа тектонические. Визейско–серпуховский возраст толщи установлен по находкам и определениям фораминифер на соседних листах М-41-II и VIII.

Кайрактинская толща (C_1kr) выделена Н. Т. Видюковым в 1998 г. в виде комплекса в объеме базальтовой толщи среднего девона В. Л. Алексева [23, 29]. Толща слагает восточную часть Сарыобинской грабен-синклинали. Естественные разрезы отсутствуют. Наиболее полные разрезы, вскрытые скважинами (№ 11 и др.), сложены базальтами, метабазальтами, андезибазальтами, их туфами, с редкими горизонтами андезитов, дацитов, их туфов и туффитов. Среди вулканитов встречаются линзы известняков и мраморов. Согласно залегает на еткульской толще, с вышележащими стратонами контакты отсутствуют. Мощность, по геофизическим данным, 1 600–2 000 м [31, 32].

Породы толщи метаморфизованы в условиях фации зеленых сланцев. Химические составы базальтоидов толщи характеризуются высокими (более 7) отношениями Na_2O/K_2O , повышенными содержаниями титана, суммарного железа и отчетливо выраженным толеитовым трендом фракционирования (табл. 2). Плотность их в среднем – $2,96$ г/см³, магнитная восприимчивость – $50 \cdot 10^{-6}$ ед. СГС. В поле силы тяжести толща образует положительные остаточные локальные аномалии (при $H=2$ км) интенсивностью до 45 мГал. Магнитное поле пониженное – от 0 до -300 нТл. Верхневизейский–серпуховский возраст толщи принят в серийной легенде по согласному налеганию ее на еткульскую толщу и находкам фауны в горизонтах известняков среди базальтов южнее, в Казахстане [29].

Биргильдинская толща (C_1br). К толще, согласно серийной легенде, отнесены конгломераты, гравелиты, песчаники, известняки с редкими горизонтами базальтов, обнажающиеся и вскрытые скважинами юго-восточнее пос. Кумак в Еленовско-Кумакском грабен-синклинории. В известняках найдены поздневизейско–раннесерпуховские фораминиферы [83]: *Earlandia cf. vulgaris* (Raus. et Reitl.), *Endothyra* sp. indet., *E. ex gr. pauciseptata* Raus., *E. ex gr. parapriscia* (Schlyk.), *E. pannusaeformis* Schlyk., *E. ex gr. similis* Raus. et Reitl., *E. aff. pauciseptata* Raus., *Cribrospira* (?) sp. indet., *Globoendothyra* sp. indet., *G. cf. paula* (Viss.), *Endothyranopsis* ex gr. *crassa* (Brady), *Omphalotis* sp. indet., *Pseudoendothyra illustria* (Viss.), *Eostaffella* (*Eostaffellina*) *subsphaerica* (Gan.), *E. ex gr. prisca* Raus., *Endostaffella* ex gr. *parva* (Moell.), *E. cf. asymmetrica* Ros., *Archaediscus* Schlyk., *A. sp. indet.*, *A. cf. pauxillus* Schlyk., *Forschia mikhailovi* Dain.

Толща с размывом залегает на подстилающих отложениях. Мощность 90–100 м. Породы ее метаморфизованы в условиях фации зеленых сланцев. Петрофизические свойства их не отличаются от таковых нижележащей брединской свиты, и в геофизических полях толща из-за малых размеров площадей ее развития не выделяется.

Сарыобинская толща ($C_{2-3}sr$) выделена Н. Т. Видюковым в 1998 г. в объеме конгломератовой толщи, предположительно, фамен–раннетурнейского возраста А. М. Ченцова [29, 78]. Развита в северной части Сарыобинской грабен-синклинали Ильиновско-Марииновской подзоны. Разрез ее изучен скважинами и представлен полимиктовыми конгломератами, гравелитами, песчаниками, алевролитами зеленовато-серого и красно-бурого цвета. Мощность 100–600 м. Залегает с размывом на поверхности нижележащих толщ карбона. Верхняя граница не установлена. Минеральные ассоциации и петрофизические свойства пород близки к таковым еткульской толщи. В геофизических полях они от последних не обособляются. Органические остатки не встречены. Возраст ее принят в серийной легенде по находкам флоры средне-позднекаменноугольного возраста в Денисовской зоне [78].

МЕЗОЗОЙСКИЕ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ

Образования мезозойской коры выветривания распространены повсеместно и представлены корой выветривания площадного и линейно-трещинного типов. Первая наблюдается на всех более древних породах, за исключением районов интенсивного проявления неотектонических процессов, приречного мелкосопочника и долин рек. Средняя мощность площадной коры выветривания равна 15–30 м, на интенсивно эродированных площадях современных поднятий – 5–7 м. Кора выветривания трещинно-линейного типа в «чистом» виде наблюдается редко и связана постепенным переходом с площадной. Четко выраженная кора этого типа отмечается в зонах региональных разломов, в тектонически ослабленных зонах и в зонах мелких нарушений. Четко прослеживается прямая связь мощности коры с особенностями тектонического строения

палеозойского фундамента. Мощность кор трещинно-линейного типа достигает 100–120 м. В обоих случаях, в самом общем виде, в корах выветривания выделяется три зоны (снизу вверх): дезинтеграции, выщелачивания и охр. По минералогическому составу в районе выделяется несколько профилей выветривания: нонtronитовый, силицифицированный, охристо-глинистый и гидрослюдистый. Первые два приурочены к ультраосновным породам, остальные встречаются на породах кислого, среднего, основного состава и метаморфических образованиях.

По вещественному составу выделяются следующие коры выветривания:

- кора выветривания пород гранитоидного ряда, гнейсов, вулканитов кислого состава;
- кора выветривания по интрузивным, эффузивным и пирокластическим породам основного и среднего состава;
- кора выветривания по ультрабазитам;
- кора выветривания по сланцам;
- кора выветривания по известнякам.

Кора выветривания по породам гранитоидного состава имеет значительное развитие и представлена, в основном, площадным типом. Она перекрывает примерно две трети всей площади гранитных массивов и почти целиком перекрывает все участки развития гранитоидных пород, гнейсов и вулканитов кислого состава. Строение коры выветривания по кислым породам представляется в следующем виде (снизу-вверх): дресвяные образования зоны дезинтеграции мощностью 1–1,5 м; дресвяно-гидрослюдистые образования – 10–20 м; гидрослюдисто-каолинитовые образования – 10–15 м; каолинитовые глины – 15–20 м; охристо-каолинитовые глины – до 4 м. Характерным для коры выветривания кислых пород является присутствие циркона, монацита, ксенотима, граната и ильменита. Спектральными анализами установлены незначительно повышенные по сравнению с коренными породами содержания ванадия, меди, циркония, стронция, реже – бериллия, ниобия и редкоземельных элементов. В общем случае содержание всех микроэлементов за исключением свинца, кобальта и никеля возрастает снизу вверх по разрезу.

Кора выветривания по основным и средним интрузивным породам, эффузивам и их туфам развита почти повсеместно на площадях развития этих пород. Типичный разрез этого типа коры выглядит следующим образом (снизу вверх): зона дезинтеграции – 8 м; гидрослюдисто-монтмориллонитовая и каолинит-монтмориллонитовая зона – до 13 м; охристо-каолинитовая зона, сложенная красными, малиново-красными глинами – первые метры. Кора выветривания по туфам среднего состава обычно сиреневого цвета. Для кор выветривания по метабаазальтам характерны новообразования карбонатов в виде тонких прожилков. Спектральными анализами установлено увеличение по сравнению с коренными породами содержания следующих элементов: никеля, меди, свинца, цинка, ванадия.

Кора выветривания по серпентинитам развита на всех ультрабазитовых массивах района и представлена площадным и линейно-трещиноватым типами. Характеризуется наличием следующих зон (снизу вверх): зона дезинтегрированных карбонатизированных серпентинитов – 50–70 м, чаще – 15–20 м; зона нонtronитовых глин – 1–5 м, редко 8 м; зона охристо-кремнистых пород – 3–5 м. С продуктами разложения серпентинитов связаны повышенные концентрации никеля и кобальта.

Кора выветривания по сланцам представлена в нижней части дезинтегрированными породами – 2–3 м; в средней части – светлоокрашенными каолинитовыми каолинит-гидрослюдистыми глинами – 12–20 м; в верхней – серыми, желтыми, розовато-коричневыми обохренными глинами – 2–3 м.

Кора выветривания по известнякам пользуется в данном районе ограниченным распространением. Наблюдается только силицифицированный профиль коры выветривания. Окремнение известняков носит гипергенный характер и проявляется в виде густой сети тонких опалово-халцедоновых прожилков, заполняющих трещины отдельности породы.

Возраст кор выветривания разными авторами трактуется по-разному, но большинство исследователей считают возраст максимального корообразования позднеэратским–раннемеловым. Незначительные по масштабам эпохи корообразования существовали и позднее, а на открытых участках эти процессы продолжают и поныне. Авторами данной объяснительной записки возраст основного корообразования принят как мезозойский.

КАЙНОЗОЙСКАЯ ЭРАТЕМА

ПАЛЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА

ЭОЦЕН

Саксаульская свита (P_2^{sk}). Образования свиты представлены кварцитовидными песчаниками, залегающими в виде глыб на сглаженных вершинах невысоких возвышенностей, и мелкозернистыми кварцевыми песками с редкими прослоями гидрослюдисто-каолининовых глин. Характерной особенностью песчаников являются тонкие ветвистые отверстия, из-за которых породы получили определение «дырчатые». Возраст образований установлен на основании сопоставления с подобными, флористически охарактеризованными породами, распространенными от Южного Урала до Усть-Урта [15]. Мощность отложений саксаульской свиты до 5 м.

НЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА

МИОЦЕН

Чаграйская свита ($N_1^{1-2}cg$) распространена ограничено, в виде локальных участков площадью менее 0,5 км². Образования свиты представлены ожелезненным мелкозернистым кварцевым песком с линзами крупнозернистых железистых песчаников, гравелитов и крупногалечниковых конгломератов. В основном, это элювиальные развалы на водоразделах, склонах и других положительных формах рельефа. В коренном залегании отложения чаграйской свиты выявлены предшественниками [23]. Они вскрыты тремя небольшими карьерами размером 100×60 м и глубиной до 4 м. В карьере глубиной 4 м, расположенном в 2,5 км к юго-востоку от пос. Озерный сверху вниз вскрыты:

1. Белые тонкозернистые кварцевые пески со стяжениями карбоната, с примесью щебня кварца и с прослоями «рыжих» крупнозернистых обожженных кварцевых песков. Последние имеют волнистую слоистость.
2. Крупно- и грубозернистые, обожженные кварцевые пески с включениями небольших глыб железистых песчаников.

Данные осадки по своему литологическому составу сопоставляются нами с чаграйской свитой верхнего олигоцена, развитой в Тургайском прогибе. Подобные отложения восточнее изученной площади описаны и фаунистически охарактеризованы В. С. Дубининым [37].

Наурузумская свита ($N_1^{1-2}nr$). Образования свиты представлены каолиновыми глинами грязно-белыми со светло-желтыми и голубовато-белыми прослоями. В основании разреза глины коричневые, серые, до черных, с обломками обуглившейся древесины, прослоями мелкозернистого светло-серого песка, обломками известняков. Приурочены к Жетыкольской впадине, где вскрыты скважинами предшественников [23]. По спорово-пыльцевому комплексу определен возраст как среднеэоценовый (определения В. А. Полухиной).

В скважине № 16 вскрыты сверху вниз:

1. Светло-коричневые песчаные четвертичные глины с примесью гравия внизу интервала.
2. Зеленовато-коричневые, пятнами кирпично-красные плиоценовые глины.
3. Глины светло-зеленые, пятнами желтые, содержат примесь гальки кварца.
4. Глины плиоценовые желтовато-светло-серые с примесью песка, «бобовника» лимонита и галек кварца.
5. Глина каолиновая грязно-белая, прослоями голубовато-белая и светло-желтая.
6. Глина каолиновая темно-серая с лиловым оттенком; в интервалах 40–44, 49–51 и 53–54 м темно-серая до черной с остатками обуглившейся древесины.
7. Глинистая кора выветривания гранодиоритов.
8. Выветрелые среднезернистые граниты.

Работами ГДП-200 в скважинах были вскрыты подобные отложения. Характерный разрез описан в скважине № 26, сверху вниз:

1. Суглинки буровато-коричневые 1 м
2. Глины слабо песчаные плотные с включениями карбонатных стяжений и примазок Mn 15 м
3. Грязно-коричневая песчаная (до суглинков) глина с карбонатными стяжениями, дресвой и полуокатанными обломками гальки кварцевого состава
4. Глина аргиллитоподобная светло-коричневая с розовым оттенком до глубины 22,5 м, затем – красновато-буря, в отдельных интервалах интенсивно карбонатизированная, омарганцеванная 16 м
5. Глина грязно-зеленого цвета аргиллитоподобная с бобовинами железо-марганцевого состава

6. Песок мелкозернистый серого цвета с незначительным ожелезнением	3 м
7. Глина аргиллитоподобная; до глубины 46 м – желтовато-белая, преимущественно каолинитового состава, затем – серая, с коричневым оттенком.....	32 м
8. В интервале 55,0–55,5 м – углефицированные отложения с древесными и растительными остатками; с глубины 64 м – глина серая до светло-серой.....	1 м
9. Песок мелкозернистый светло-серого цвета	5 м
10. Глина аргиллитоподобная каолинитовая.....	1 м
11. Структурная кора выветривания синевато-серого цвета по биотит-полевошпат-амфиболовым сланцам	2 м

Из отложений, вскрытых этой скважиной на глубине 58 м, определен спорово-пыльцевой спектр, предположительно сформированный при накоплении отложений наурзумской свиты миоцена (определение Лаптевой Е. Г.). Максимальная мощность наурзумской свиты 41 м.

Светлинская свита (N₁³sv). Образования свиты развиты преимущественно на востоке и юге листа и приурочены к различным формам рельефа: водоразделам, склонам логов и ложбинообразным понижениям. Породы свиты представлены преимущественно зеленовато-серыми глинами с горизонтами характерных темно-красных глин с серыми прослоями вертикального направления, включениями глины и железо-марганцевых бобовин. Иногда в основании наблюдается базальный горизонт гравийно-галечникового состава, но преимущественно – прослойки песка. Залегают образования светлинской свиты на корях выветривания палеозойских пород или на глинах наурзумской свиты без видимого несогласия. На соседней территории возраст подобных отложений датируется по данным изучения комплексов спор и пыльцы. Мощность образований 30 м.

ПЛИОЦЕН

Жиландинская свита (N₂¹zl) представлена кирпично-красными, красно-бурыми гипсоносными известковистыми глинами с железо-марганцевыми бобовинами и линзами песка в основании. Отложения свиты приурочены к водоразделам и водораздельным склонам. Развиты на всей территории листа. Залегают с постепенным переходом на образованиях светлинской свиты или на породах палеозойского возраста. Возраст дан по сопоставлению с датированными отложениями соседних территорий и в соответствии с серийной легендой Южного Урала. Мощность отложений жиландинской свиты 15 м.

ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА

ПЛЕЙСТОЦЕН

ЭОПЛЕЙСТОЦЕН

Делювиальные образования (dE), представленные красно-бурыми глинами, мощностью 5–7 м, приурочены к водораздельным склонам. Залегают глины, как правило, на различных горизонтах мезозойской коры выветривания, реже – на плиоценовых отложениях и породах складчатого фундамента. Возраст дан на основании положения в рельефе и в соответствии с серийной легендой Южного Урала.

Верхнее звено

Чумлякский горизонт. Нижнежуншуликская подсвита, верхняя часть. *Озерно-аллювиальные образования (laE||žn₁²)* распространены преимущественно в южной части листа и в Жетыкольской приразломной впадине. Образования комплекса представлены толщей глин, алевроитов и песчаных глин мощностью до 30 м. Обычно они залегают под маломощным чехлом четвертичных элювиальных и делювиальных супесей и суглинков на коре выветривания мезозойского возраста. Иногда характеризующиеся образования представлены мелкозернистыми глинистыми песками с нечеткой горизонтальной слоистостью. Комплекс образований, вероятнее всего, озерный с аллювиальной составляющей дельтового характера. Палеонтологические остатки фауны и флоры в подобных образованиях Зауралья дают возможность параллелизовать их с акчагыльскими или апшеронскими породами Приуралья и Поволжья [15]. Возраст дан в соответствии с серийной легендой Южного Урала и на основании определений возраста по СПК, выделенному из отложений, вскрытых скв. 15, в 5 км западнее свх. Буруктальский

(определение Лаптевой Е. Г.). К отложениям этого комплекса приурочено месторождение песка.

ЭОПЛЕЙСТОЦЕН–НЕОПЛЕЙСТОЦЕН, НИЖНЕЕ ЗВЕНО

Лозьвинский горизонт. *Делювиальные и аллювиальные образования* (d,dE–llz) представлены ярко-коричневыми и буровато-рыжими монтмориллонит-каолинит-гидрослюдистыми глинами, содержащими мелкие железистые бобовинки, а в основании разреза – валуны и гальку. Приурочены к водоразделам и склонам речных долин в верховьях рек Тыкаша и Котансу. Залегают на отложениях разного возраста от палеозойских пород до плиоцена, но в основном – на мезозойской коре выветривания. Мощность образований от 10 до 30 м. Возраст дан по положению в рельефе и в соответствии с серийной легендой Южного Урала.

НЕОПЛЕЙСТОЦЕН

Нижнее звено

Чернореченский и карпийский горизонты объединенные. *Аллювиальные образования чернореченской террасы* ($\alpha^1\text{cr}+\text{kr}$) выделены в долинах рек Жабыга и Алгабаз. Аллювий представлен песками, гравийниками и галечниками, гравийно-галечными отложениями, глинистыми песками, с прослоями песчанистых глин. Гравий и галька хорошо окатаны. В верхней части слой сильно ожелезнен и приобретает бурый цвет. В нижней части песок кварцевый, мелкозернистый, хорошо отсортированный. Аллювиальные образования залегают на плиоценовых глинах, палеозойских породах или коре выветривания мезозойского возраста. Мощность образований до 6 м. Раннечетвертичный возраст террасы определяется ее геоморфологическим положением и в соответствии с серийной легендой Южного Урала.

Среднее–верхнее звенья

Элювиальные и делювиальные образования (e,dll–lll) развиты незначительно в северо-западной и северо-восточной частях листа, в верхних частях склонов речных долин. Представлены глинами, суглинками с дресвой и щебнем, содержание которых увеличивается к низам разреза. Налегают образования с большим стратиграфическим перерывом на любые нижележащие породы. Мощность отложений от 1,5 до 6 м.

Делювиальные образования (dll–lll) слагают склоны долин реки Кумак и ее притоков, а также покрывают водораздельные склоны в восточной части листа. Комплекс данных образований сложен песчаными глинами, суглинками, часто известковистыми, со щебнем выветрелых подстилающих пород. Мощность до 5–13 м. К ним приурочены месторождения кирпичных глин, песчано-гравийного материала и россыпи золота.

Верхнее звено

Стрелецкий и ханмейский горизонты объединенные. *Аллювиальные образования второй надпойменной террасы* ($\alpha^2\text{llst}+\text{hn}$) развиты в долинах реки Кумак и ее притоков – Котансу и Нижняя Славенская. Характерной особенностью террасы является ее двучленное строение: вверху залегают суглинки, супеси и алевриты, внизу – разнозернистые полимиктовые пески с прослоями галечников и песчаных глин. Мощность образований достигает 18 м.

Невьянский и полярноуральский горизонты объединенные. *Аллювиальные образования первой надпойменной террасы* ($\alpha^1\text{llnv}+\text{pu}$) развиты в долинах реки Кумак и всех ее притоков. В разрезе аллювия преобладают пески, супеси, суглинки, а глины и галечники имеют подчиненное развитие. Аллювий первых надпойменных террас всех рек территории листа имеет сходное строение. Отличие заключается лишь в составе галечников и валунов, мощностях руслового и пойменного аллювия. Возраст отложений дан по сопоставлению с образованиями на смежных листах, где возраст определен по палеонтологическим остаткам. Мощность образований до 10 м. К отложениям этого комплекса приурочено месторождение песчано-гравийного материала.

ПЛЕЙСТОЦЕН, НЕОПЛЕЙСТОЦЕН, ВЕРХНЕЕ ЗВЕНО–ГОЛОЦЕН

Озерные образования (III–Н) выполняют озерные ванны карстовых озер в зонах выхода карбонатных известняков в Жетыкольской приразломной впадине.

Породы представлены глинами и алевролитами мощностью до 5 м.

ГОЛОЦЕН

Горбуновский горизонт. *Делювиальные и аллювиальные образования (d,aHgr)* развиты в пределах обеих зон. Формируют аккумулятивные поймы мелких притоков, ручьев, ложков и оврагов с временным водотоком. Представлены глинистым песком, супесями, суглинками и глинами со щебнем и гравием местных пород. Мощность образований 5 м.

Озерные образования (lHgr) развиты на востоке картируемой территории, в Тобол-Аятской зоне. Выполняют современные озерные ванны и слагают их пляжи. Пляжи и косы озер сложены обычно песком с примесью гальки, днище – иловатыми глинами, илами, сапропелем. Мощность образований достигает 5 м.

Аллювиальные образования (aHgr) имеют повсеместное распространение в долинах рек и их притоков. Они формируют высокую и низкую пойменные террасы, слагают русла рек, их пляжи и косы. Представлены полимиктовыми песками, галечниками, илистыми глинами с линзами почвы руслового и пойменного комплексов. Мощность достигает 10 м. Включают в себя месторождение песчано-гравийного материала.

Горбуновский горизонт, верхняя часть. *Техногенные образования (tHgr²)* связаны с деятельностью человека. На территории листа это отвалы и выемки карьеров по добыче и переработке минерального сырья, покрытия дорог и улиц, насыпи. Представлены щебнем, суглинками со щебнем. Мощность отложений до 30 м.

НЕРАСЧЛЕНЕННЫЕ ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Элювиальные и делювиальные образования (e,d) покрывают маломощным чехлом дочетвертичные образования в верхних частях водораздельных склонов, среди других генетических типов доминируют. Породы комплекса представлены серыми, красновато-бурыми суглинками и глинами с мелким щебнем подстилающих пород. В отдельных случаях залегают на озерно-аллювиальных образованиях нижежуншуликской подсветы. Мощность не превышает 5 м. К образованиям приурочены месторождения кирпичных глин и россыпи золота.

Элювиальные образования (e) развиты на наиболее возвышенных участках с абсолютными отметками от 360 до 380 м. Приурочены к зоне главного водораздела каспийского и полярно-морского бассейнов. Породы комплекса представлены суглинками, глинами, супесями со щебнем и дресвой. Мощность не превышает 0,5 м.

ИНТРУЗИВНЫЙ МАГМАТИЗМ

Интрузивные породы на листе М-41-VTI занимают большую часть площади, слагая различные по форме, величине и составу массивы широкого возрастного диапазона. Выделяются следующие интрузивные образования:

- ордовикские: киёмбаевский комплекс дунит-гарцбургитовый ($\nu\sigma', \sigma'Ok$);
- средне-позднеордовикские: энбекшинские субвулканические образования ($\nu\beta'O_{2-3}en$);
- позднеордовикские: крыклинский комплекс метагаббро-метадиорит-метаплагиогранитовый ($\nu'O_3k_1; g\delta, qg\delta O_3k_2; gp\gamma O_3k_3$);
- раннесилурийские: копинский комплекс плагиогранитогнейсово-мигматитовый ($p\gamma gS, kp$);
- раннедевонские: жетыкольские субвулканические образования ($\nu\beta'; \lambda'D_1?zt$), каменнодольский комплекс ультрамафитовый ($\Sigma'D_1kd$), карашакольский комплекс дунит-верлит-пироксениновый ($\Sigma'D_1kr$), аккаргино-буруктальский комплекс дунит-гарцбургитовый ($\Sigma'D_1ab$);
- ранне-среднедевонские: кокпектинские субвулканические образования ($\lambda; \zeta; \nu\beta D_{1-2}kk$);
- среднедевонские: журманкольские субвулканические образования ($\nu\beta; \zeta D_2zm$);
- позднедевонские: джабыгасайский комплекс диорит-плагиогранитовый ($\nu, \nu\delta D_3d_1; \delta, m\delta, q\delta, q\delta - \delta D_3d_2; \gamma\delta, p\gamma\delta D_3d_3; p\gamma - \gamma\delta D_3d_{3-4}; \gamma, p\gamma\pi, p\gamma, l\gamma D_3d_4$), коскольский комплекс габбро-диорит-плагиогранитовый ($\nu D_3ks_1; \delta, q\delta D_3ks_2$), урускисенский комплекс монцонит-граносиенит-лейкогранитовый ($q\mu\delta, \mu D_3u_1$);
- позднедевонские–раннекаменноугольные: березняковские субвулканические образования ($\zeta, \lambda\zeta, \lambda D_3 - C_1bz$);
- раннекаменноугольные: кайрактинские субвулканические образования ($\zeta; \nu\beta C_1kr$), аккаргинские субвулканические образования ($\lambda, \zeta; \alpha\beta, \alpha; \nu\beta C_1ak$), кумакский комплекс диорит-плагиогранитовый ($\delta; \delta\pi C_1k_1; p\gamma C_1k_2$), кокпектысайский комплекс габбро-диорит-тоналитовый ($\nu C_1kk_1; \delta, q\delta C_1kk_2; p\gamma, p\gamma\delta C_1kk_3$), барамбаевский комплекс диорит-плагиогранитовый ($q\delta, \delta - q\delta C_1b_2; \gamma\delta C_1b_3; p\gamma, p\gamma\pi C_1b_4$);
- ранне-среднекаменноугольные: каменецкий комплекс габбро-граносиенит-гранитовый ($q\mu\delta C_{1-2}km_1; \gamma\xi C_{1-2}km_2$);
- среднекаменноугольные: кайранкольский комплекс диорит-гранодиорит-гранитовый комплекс ($\delta, q\delta C_2kr_1; \gamma\delta C_2kr_2; \gamma C_2kr_3$);
- раннепермские: джабыкско-санарский комплекс гранит-лейкогранитовый ($\gamma, g\gamma, l\gamma; \gamma, l\gamma, \alpha, pP_1ds$), шалкарский комплекс гранитовый ($\gamma\delta P_1s_1; \gamma; l\gamma, \alpha, pP_1s_2$).

ОРДОВИКСКИЕ ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Киёмбаевский комплекс дунит-гарцбургитовый ($\nu\sigma', \sigma'Ok$) представлен Киёмбаевским массивом (№ 3*), расположенным в междуречье рек Славенка и Киёмбай. Значительная часть массива находится за пределами западной границы листа.

В структурном отношении он приурочен к Еленовско-Кумакскому грабен-синклинию, к зоне сочленения Верхнекиёмбаевского и Актастинского разломов глубинного заложения типа структурных швов.

В плане, включая часть выходящую за рамки листа, массив имеет форму кольца, вытянутого в субмеридиональном направлении и разорванного на западе и северо-востоке. Площадь его составляет около 90 км². Южная половина массива имеет форму полумесяца с апофизами и заливами во вмещающие породы. Форма северной части отдаленно напоминает эллипс и тоже имеет очень извилистую линию контактов, из-за того, что массив прорван Акжарской интрузией гранитоидов на севере и Верхнекиёмбаевской интрузией гранитоидов в центре. Контакт с

* Здесь и далее номер массива на тектонической схеме.

гранитоидами Акжарской интрузии почти вертикальный или падает под серпентиниты. Северный контакт с Верхнекиембаевской интрузией падает под гранитоиды под углом 70–75°. В контактах серпентиниты перекристаллизованы или гидротермально переработаны в тальк-карбонатные породы (**t.brn**).

Вмещающими породами для массива являются песчанико-сланцевые нижнесилурийские отложения булатовской толщи и среднеордовикские отложения маячной свиты на юге, нижне-среднедевонские эффузивы на западе и северо-востоке, нижнекаменноугольные сланцы и эффузивы среднего и основного состава на востоке. По данным глубокого бурения [88] серпентиниты имеют неровный извилистый западный контакт, содержат в себе ксенолиты (тектонические отторженцы) фаунистически охарактеризованных нижнесилурийских сланцев, порою весьма крупные, размером до 1–2 км. Поверхность контакта в целом падает под серпентиниты на восток под углом 70–85°.

Контурсы Кiemбаевского массива довольно четко отбиваются контрастными положительными аномалиями магнитного поля. Несовпадение геологических контуров с геофизическими отмечается в местах развития тальк-карбонатных образований значительной мощности, которые по магнитным свойствам практически не отличаются от вмещающих пород.

В гравитационном поле массиву соответствуют положительные локальные аномалии позволяющие предполагать, что под гранитоидами Верхнекиембаевского массива северная и южная часть Кiemбаевского массива соединяются.

Внутреннее строение северного и южного участков массива характеризуется наличием концентрической зональности. Центральные части слагаются серпентинизированными дунитами и перидотитами (гарцбургитами), которые к периферии массивов сменяются антигоритовыми и хризотиловыми серпентинитами, а на контакте с вмещающими породами – хлоритизированными и оталькованными серпентинитами.

Преимущественным развитием пользуются серпентинизированные разности. Слабо серпентинизированные перидотиты и дуниты центральных частей массива занимают сравнительно небольшие участки и находятся в явно подчиненном количестве. По характеру минералогического состава серпентиниты подразделяются на антигоритовые и антигорит-хризотилловые, редко хризотилловые.

По данным петрохимических пересчетов гипербазиты Кiemбаевского массива образуют непрерывный по составу ряд дуниты-гарцбургиты. На долю дунитов приходится около 20 %, большинство из них является пироксенсодержащими. Содержание оливина высокое от 75 до 98 %. Общее содержание пироксенов в ультрабазитах не превышает 20–25 %. Моноклинный пироксен в шлифах устанавливается крайне редко, а по данным петрохимических пересчетов, он определен, примерно, в третьей части образцов в количестве не превышающем 2–4 %. Энстатит наиболее часто встречается в количестве 10–20 %.

Средний химический состав дунитов, гарцбургитов и серпентинитов по ним довольно постоянный и приведен в таблице 3. Плотность серпентинитов 2,62 г/см³, серпентинизированных гипербазитов – 2,67 г/см³; магнитная восприимчивость соответственно – 1 500·10⁻⁶ и 700·10⁻⁶ ед. СГС.

Таблица 3

Средний химический состав пород Кiemбаевского массива

Компоненты	Серпентинизированные дуниты (8 ан.)	Серпентинизированные гарцбургиты (25 ан.)	Хризотилловые серпентиниты (25 ан.)	Серпентиниты смешанного состава (15 ан.)	Антигоритовые серпентиниты (25 ан.)
SiO ₂	35,80	37,0	37,5	37,19	38,01
Al ₂ O ₃	0,56	0,59	0,47	0,60	0,53
TiO ₂	0,06	0,16	0,03	0,06	0,05
CaO	0,33	0,41	0,01	0,38	0,26
MgO	42,0	39,90	41,0	40,03	40,92
Cr ₂ O ₃	0,36	0,31	0,40	0,39	0,39
FeO	2,96	2,93	1,67	1,93	2,03
Fe ₂ O ₃	4,85	5,22	5,45	5,93	3,79
NiO	0,25	0,27	0,26	0,30	0,29
CoO	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01
MnO	0,11	0,09	0,09	0,07	0,09
K ₂ O	0,03	0,05	0,003	0,02	0,03
Na ₂ O	0,03	0,07	0,02	0,01	0,02
п.п.п.	13,0	12,75	13,40	13,57	13,55
Сумма	100,3	100,0	100,08	100,44	100,25

По своему составу киембаевский комплекс относится к магнезиальной группе, перспективной на никель и асбест. В северной половине Киембаевского массива находится одно из крупнейших в России месторождений хризотил-асбеста. На ультраосновных породах массива развита древняя кора выветривания, с которой связаны месторождения и рудопроявления никель-кобальтовых силикатных руд. Кроме того, в контактах с гранитоидами значительным распространением пользуются тальк-карбонатные породы пригодные для применения в промышленности.

Время первичного внедрения Киембаевского массива на уровень верхних горизонтов земной коры принимается нами ордовикским и связывается со стадией рифтогенеза. Подтверждением этому служит тот факт, что породы нижнесилурийского возраста в тектонических отторженцах не несут каких-либо следов ороговикования.

В дальнейшей истории развития региона гипербазиты массива ведут себя как пластичные образования, неоднократно протрудировавшие в породы вышележащих формаций.

СРЕДНЕ-ПОЗДНЕОРДОВИКСКИЕ ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Энбекшинские субвулканические образования ($v\beta'O_{2-3}en$) являются составляющей частью одноименного комплекса, развиты в пределах площадей распространения метавулканитов этого комплекса и образований нижележащей маячной свиты. Представлены они силлами, штоками, мелкими телами неправильной формы и дайками метагаббродолеритов. Размеры их от 0,2 до 1 км в поперечнике при протяженности до 3 км. Наибольшая концентрация их наблюдается на восточном крыле Славенской антиклинали, в долине р. Кумака. Резкое увеличение на этом участке в разрезе энбекшинской толщи метабазальтов и ортосланцев по ним, наличие тел метагаббродолеритов, локальных положительных аномалий Δg интенсивностью 25 мГал и узловой характер распределения высокочастотных магнитных аномалий свидетельствуют о существовании здесь магмовыводящих зон.

Химические составы метабазальтов энбекшинского комплекса характеризуются нормальной щелочностью, с отношением Na_2O к K_2O от 5 до 26, высокими содержаниями титана, суммарного железа и отчетливо выраженным толеитовым трендом фракционирования (табл. 2).

Минеральный и химический состав метагаббродолеритов сходен с составами метабазальтов энбекшинской толщи, описанными в главе «Стратиграфия», от последних метагаббродолериты отличаются мелко- до среднезернистой бластоофитовой структурой и более однородной в основном линейной, редко массивной текстурой.

ПОЗДНЕОРДОВИКСКИЕ ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Крыклинский комплекс метагаббро-метадиорит-метаплагиогранитовый выделен в 1995 г. П. В. Лядским на листе М-40-VI [53].

Породы комплекса широко распространены в пределах Текельдытауского района Ильиново-Марииновской подзоны, где они слагают краевые части крупных полихронных плутонов: Джабыгасайского, Джарбутакско-Боетского, Обалькольского, развитых в обрамлении горст-антиклинальных выступов докембрийского фундамента. В пределах докембрийских блоков они слагают многочисленные мелкие интрузии разной формы с заливистыми контактами и со сложным строением. Породы комплекса обнажаются очень редко и вскрыты в основном скважинами. Они образуют ряд, представленный гнейсоплагиогранитами (68 %), гнейсодиоритами (20 %), кварцевыми гнейсодиоритами (9 %), метагаббро и апогаббровыми амфиболитами (3 %). Этот ряд сформировался в три фазы: *первой* – метагаббро и апогаббровых амфиболитов ($v'O_3k_1$), *второй* – гнейсодиоритов и кварцевых гнейсодиоритов ($g\delta, qg\delta O_3k_2$), *третьей* – гнейсоплагиогранитов ($gr\gamma O_3k_3$). Породы комплекса прорывают и мигматизируют метаморфические образования яршалинской, бескрыковской, осиновской толщ, сланцы маячной свиты и энбекшинской толщи. В свою очередь они подвержены процессам катаклаза, перекристаллизации, реоморфизма с наложением парагенезов копинского комплекса и прорваны интрузиями каменнодольского, джабыгасайского, урускисенского и других более молодых комплексов. Контакты пород крыклинского комплекса с вмещающими толщами в указанных полихронных массивах неровные, заливистые, в основном согласные. Форма их в значительной степени обусловлена более поздними складчатыми деформациями. Внутри массивов отмечается большое количество мигматизированных вмещающих пород.

Апогаббровые амфиболиты встречаются в виде небольших останцов и мелких ксенолитов среди гранитоидов Обалькольского массива (№ 14). Преобладают мезократовые разности, состоящие из сине-зеленой роговой обманки ($c:Nq=18-23^\circ$) – 35–60 %, плагиоклаза (№ 30–37) – 45–60 %; второстепенных минералов: биотита – до 5 %, эпидота (цоизита, клиноцоизита) – до 10 %, кварца – до 4 %. Роговая обманка часто замещена биотитом, реже актинолитом, хлоритом с эпидотом; плагиоклаз переполнен эпидотом, цоизитом, серицитом. Акцессорные минералы представлены магнетитом, сфеном, ильменитом, апатитом, цирконом. Структура нематогранобластовая, гранобластовая, бластогаббровая; текстура аксиолитовая, полосчатая, линейная, реже пятнистая.

Плотность амфиболитов от 2,86 до 2,92 г/см³, магнитная восприимчивость $10-32 \cdot 10^{-6}$ ед. СГС.

Гнейсодиориты и кварцевые гнейсодиориты слагают в Текельдытауском районе северные и северо-восточные части Джабыгасайского (№ 8), Обалькольского (№ 14) и южную часть Джарбутакско-Боетского (№ 11) полихронных, полиформационных массивов и ряд мелких тел вне их пределов. В большинстве своем они претерпели сложные преобразования: от дробления, катаклаза, милонитизации до высокотемпературной перекристаллизации с плагиобластезом, мигматизацией, сменившиеся локально развитыми процессами динамометаморфизма и диафтореза. Наименее измененные гнейсодиориты состоят из андезина (№ 30–33) – 45–60 %, сине-зеленой роговой обманки ($c:Nq=22-28^\circ$) – 20–40 %, биотита – 10–12 %, кварца – 3–5 % (до 8 % в кварцевых гнейсодиоритах). Вторичные минералы представлены биотитом, хлоритом, эпидотом, цоизитом, серицитом, карбонатом; акцессорные – магнетитом, апатитом, цирконом. Структура бластогипидиоморфнозернистая до гранобластовой, текстура гнейсовая, полосчатая.

Плотность гнейсодиоритов от 2,65 до 2,82 г/см³, в среднем 2,79 г/см³; магнитная восприимчивость от 10 до $27 \cdot 10^{-6}$ ед. СГС.

Гнейсоплагиограниты слагают большую часть Обалькольского (№ 14), Верхнежелтысайского (№ 15) и восточную периферию Котансинского (№ 9) полиформационных массивов. Это мелко-среднезернистые породы светло-серого до слабополосчатого серого цвета, гнейсоватые, с гранобластовой, бластогипидиоморфнозернистой, бластокатакластической структурой. Главные минералы представлены плагиоклазом (45–65 %), кварцем (23–36 %); второстепенные – биотитом (5–10 %, редко до 22 %), микроклином (2–8 %); акцессорные – цирконом, апатитом, магнетитом, рутилом. Плагиоклаз-олигоклаз № 25–28, часто раздроблен, гранулирован и замещается агрегатом кварца и микроклина.

В экзоконтактах раннепермских гранитоидных интрузий гнейсоплагиограниты обычно имеют неоднородное полосчатое строение, обусловленное процессами реоморфизма и появления инъективного материала лейкогранитового состава.

Плотность гнейсоплагиогранитов от 2,58 до 2,72 г/см³, в среднем 2,64 г/см³, магнитная восприимчивость от 2 до $68 \cdot 10^{-6}$ ед. СГС.

В поле силы тяжести площади развития комплекса, где преобладают породы гранитоидного состава, приурочены к отрицательным аномалиям со значениями в его трансформированных вариантах ($H=2$ км) от 15 до 30 мГал. Магнитное поле в их пределах спокойное, пониженное, со значениями – 100–300 нТл.

На аэрофотоснимках площади развития коры выветривания по породам комплекса характеризуются светло-серым фототонном с массивным или грубополосчатым рисунком.

Химические составы пород образуют непрерывный ряд от габброидов до гранитоидов и относятся к калинатовому ряду известково-щелочной серии (табл. 4).

В легенде Южно-Уральской серии возраст комплекса принят как ордовикский или силурийский. Учитывая, что интрузии комплекса прорывают среднеордовикские отложения маячной свиты, а в нижнесилурийских отложениях интрузий комплекса не встречено, возраст комплекса является, скорее всего, позднеордовикским.

РАННЕСИЛУРИЙСКИЕ ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Копинский комплекс плагиогранито-гнейсово-мигматитовый ($pygS,kr$) выделен П. В. Лядским в 1995 г. на листе М-40-VI, по реке Урус-Кискен и ее притоку балке Коба [53].

Средние химические составы plutonic and ultrametamorphic rocks

№ п/п	Название комплекса	Наименование пород	Кол-во ан.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O	п.п.п
1	Крыклинский (v'O ₃ k ₁ ; gδ,qgδO ₃ k ₂ ; gpyO ₃ k ₃)	Амфиболиты апогаббровые	5	47,91	1,06	17,65	3,69	6,05	0,16	6,87	10,13	2,85	0,51	0,14	0,12	3,17
2		Гнейсодиориты	2	56,68	1,03	16,74	2,44	5,83	0,18	4,30	3,75	3,72	0,81	0,19	0,34	3,74
3		Кварцевые гнейсодиориты	3	60,60	0,96	15,75	4,96	3,15	0,16	1,81	4,21	3,37	2,17	0,14	0,38	2,51
4		Гнейсоплагиограниты	3	72,27	0,3	13,84	0,95	1,73	0,07	0,90	1,95	5,86	0,57	0,08	0,27	1,2
5	Копинский (pygS ₁ kp)	Плагиогранитоogneйсы	2	76,66	0,24	11,38	0,97	2,35	0,04	1,16	0,68	4,84	0,26	0,03	0,05	1,14
6	Каменнодольский (Σ'D,kd)	Серпентиниты	3	40,86	0,30	2,94	4,28	3,84	0,1	34,09	1,12	0,21	0,06	0,04	0,87	10,98
7	Карашакольский (Σ'D,kr)	Серпентиниты	8	40,0	0,07	2,6	4,87	4,17	0,19	35,58	0,35	0,05	0,02	0,02	0,08	11,8
8	Аккаргино-буруктаьский (Σ'D,ab)	Серпентиниты	10	38,88	0,14	1,05	4,71	2,97	0,12	41,1	0,67	0,03	0,03	0,03	0,05	10,72
9	Джабыгасайский (v,vδD ₃ d ₁ ; δ ^m δ,qδ,qδ-δD ₃ d ₂ ; γδ,pyδD ₃ d ₃ ; py-γδD ₃ d ₃₋₄ ; γ,pyπ,py,lyD ₃ d ₄)	Габбро	3	47,78	0,78	16,36	2,77	6,44	0,17	8,97	11,12	2,39	0,14	0,06	0,07	2,55
10		Диориты	4	54,77	1,06	16,46	2,94	5,24	0,11	4,30	7,45	3,45	1,64	0,31	0,12	1,98
11		Кварцевые диориты	5	60,30	0,9	16,55	1,81	3,86	0,1	3,25	4,67	4,20	1,60	0,24	0,1	1,89
12		Тоналиты	4	67,05	0,34	16,27	2,10	1,97	0,08	1,11	4,13	4,90	1,09	0,22	0,2	1,03
13		Гранодиориты	4	66,55	0,43	16,44	0,50	2,28	0,05	1,06	2,15	4,30	3,20	0,11	0,12	2,42
14		Плагиограниты	4	73,29	0,23	15,13	0,76	1,09	0,04	0,33	1,16	5,05	1,62	0,06	0,1	1,08
15		Граниты жильные	2	73,13	0,20	14,19	0,55	1,83	0,02	0,16	0,91	3,24	5,55	0,05	0,1	0,62
16	Коскольский (vD ₃ ks ₁ ; δ,qδD ₃ ks ₂)	Габбро	11	47,67	0,65	18,27	1,97	7,37	0,12	8,97	9,53	2,26	0,35	0,04	0,2	2,34
17		Габбродиориты	4	53,37	0,56	15,81	2,02	5,77	0,11	8,07	8,99	2,94	0,78	0,03	0,15	1,17
18		Диориты	6	55,42	0,54	18,48	2,74	5,20	0,12	4,62	8,02	2,92	0,54	0,11	0,37	1,23
19		Кварцевые диориты	4	60,15	0,72	15,45	2,62	4,65	0,15	3,14	7,49	3,37	1,07	0,1	0,32	1,18
20	Урусиксенский (qμδ,μD ₃ u ₁)	Монзониты	2	54,13	1,19	15,63	3,08	5,09	0,14	5,82	5,74	3,34	5,00	0,21	0,15	1,42
21	Барамбаевский (qδ,δ-qδC ₁ b ₂ ; γδC ₁ b ₃ ; py,pyπC ₁ b ₄)	Кварцевые диориты	2	61,7	0,44	14,46	6,30	0,64	0,09	4,0	5,06	3,40	1,40	0,04	0,08	2,12
22		Гранодиориты	2	66,57	0,39	16,68	3,01	0,81	0,05	1,81	2,68	4,65	2,98	0,03	0,1	1,02
23		Плагиограниты	3	74,3	0,16	13,32	3,50	0,2	0,05	0,59	0,56	3,55	2,56	-	0,06	1,14
24	Кокпектысайский (vC ₁ kk ₁ ; δ,qδC ₁ kk ₂ ; py,pyδC ₁ kk ₃)	Габбро	9	48,33	0,84	19,90	3,64	7,12	0,15	4,83	8,81	2,74	0,40	-	-	2,87
25		Диориты	10	55,87	0,52	18,74	2,71	3,81	0,11	3,60	7,07	3,52	0,39	0,17	-	-
26		Кварцевые диориты	5	61,5	0,3	17,46	3,72	4,06	0,12	1,95	5,86	3,53	0,79	0,1	0,23	0,81
27		Плагиограниты	6	72,92	0,3	13,69	0,84	1,58	0,03	0,32	3,22	4,70	1,15	0,06	0,37	1,06
28	Каменецкий (qμδC ₁₋₂ km ₁ ; γξC ₁₋₂ km ₂)	Кварцевые монцодиориты	2	63,63	0,71	16,08	1,98	2,87	0,07	2,45	3,40	3,25	2,80	0,05	0,24	2,07
29	Кайранкольский (δ,qδC ₂ kr ₁ ; γδC ₂ kr ₂ ; γC ₂ kr ₃)	Диориты	2	56,76	0,97	16,42	1,96	4,40	0,11	5,33	5,51	4,30	2,80	-	-	1,23
30		Кварцевые диориты	2	59,74	0,7	15,62	1,22	4,64	0,09	4,35	5,51	3,55	2,36	-	-	1,87
31		Гранодиориты	3	67,60	0,53	16,4	1,29	2,05	0,04	1,34	2,81	4,35	2,51	-	-	1,02
32		Граниты	3	70,07	0,21	16,02	1,19	1,04	0,05	0,50	2,38	4,96	2,53	-	-	1,34
33	Джабыкско-санарский (γ,gy,ly;γ,ly,α,pP,ds)	Граниты	11	73,30	0,17	14,04	0,87	1,58	0,02	0,20	1,47	3,63	4,51	-	-	0,68
34	Шалкарский (γδP ₁ δ ₁ ; γ;ly,α,pP ₁ δ ₂)	Гранодиориты	4	65,05	0,45	16,29	1,93	2,07	0,06	2,23	3,24	4,47	2,98	-	-	1,83
35		Граниты	15	71,10	0,24	14,64	0,53	1,62	0,03	0,83	2,06	4,60	3,33	-	-	1,17

Породы комплекса слагают западную часть Обалыкольского массива (№ 14) одноименной горст-антиклинали. Эта часть массива обособляется в интрузивно-мигматитовое тело удлиненной (3,5×22 км) формы, приуроченное к мобильной зоне долгоживущих дислокаций, отделяющих рифейские толщи горст-антиклинория от раннепалеозойских образований Желтинского грабена. Обнажения пород комплекса отсутствуют, и о его составе можно судить только по мелким картировочным скважинам. Преобладают плагиомигматиты, плагиогнейсограниты, в подчиненном количестве находятся гнейсограниты и слабо мигматизированные пара- и ортогнейсы и амфиболиты.

Плагиомигматиты в массиве относятся к порфиробластическому, очковому и линзовидному типам. В останцах гнейсов и амфиболитов преобладают слоистые мигматиты, реже тентовые и артериты. Лейкосомы в них представлены лейкократовыми биотитовыми плагиогранитами непостоянного состава, содержащими иногда микроклины до 15 %. Часть последнего явно образовалась позже, в результате диффузной калишпатизации. Плагиоклаз представлен олигоклазом № 24–26, а в зонах диафтореза – альбитом № 2–6. Плагиогранито-гнейсы, ассоциирующие с мигматитами, слагают пластообразные, реже уплощенные линзовидные тела мощностью от дециметров до нескольких сотен метров. Контакты этих тел обычно согласные, редко слабосекущие. Между ними и мигматитами наблюдаются постепенные переходы через тентовые гнейсограниты и мигматиты.

Плагиогнейсограниты – серые, светло-серые, иногда полосчатые, слабо сланцеватые, среднезернистые, реже мелкозернистые породы с цветовым индексом 5–8 %. Минеральный состав их: олигоклаз № 25–27 – 40–70 %, кварц – 20–30 %, биотит – 3–8 %, микроклин – 0–15 %; акцессорные минералы представлены апатитом, цирконом, сфеном, магнетитом, эпидотом. В тентовых плагиогранито-гнейсах увеличивается количество биотита до 22 %, иногда появляется сине-зеленая роговая обманка (до 12 %) и в значительных количествах сфен.

Гнейсограниты развиты ограниченно, слагают маломощные дайки и от вышеописанных плагиогранито-гнейсов отличаются преобладанием гипидиоморфнозернистых структур, меньшей гнейсоватостью, более лейкократовым составом (биотита – 4–8 %) и относительно повышенными содержаниями микроклина (от 17 до 28 %). В химических составах плагиогранито-гнейсов наблюдаются значительные колебания в содержаниях кремнезема, железа и щелочей, особенно калия. В целом они относятся к кислым составам нормального ряда калиево-натриевой серии (табл. 4).

Плотность пород комплекса – от 2,62 до 2,69 г/см³, магнитная восприимчивость – от 2 до 34·10⁻⁶ ед. СГС. На картах остаточных аномалий поля силы тяжести (H=2 км) площади развития пород комплекса представлены отрицательными аномалиями со значениями Δg от –30 до –45 мГал, в магнитном поле – аномалиями интенсивностью от –200 до –300 нТл.

Мигматиты и плагиогнейсограниты копинского комплекса развиваются по породам бескрыловской, кособродской толщ и крыклинского комплекса и в свою очередь прорываются гранитоидами позднедевонского возраста. Возраст цирконов (по изотопным составам свинца) из пород комплекса, развитых северо-западнее, в долине р. Урус-Кискен, колеблется от 412 до 430 млн лет [53]. При составлении серийной легенды комплекс отнесен к раннему силуру, что не исключает его более молодой, позднесилурийский возраст.

РАННЕДЕВОНСКИЕ ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Жетыкольские субвулканические образования ($v\beta^i; \lambda D_1 ? \dot{z}t$) представлены пестрыми по составу интрузивными породами, пространственно и генетически связанными с вулканитами раннедевонской жетыкольской толщи. Они широко развиты в Кундыбаевской горст-антиклинали Ильиновско-Мариновской подзоны. Субвулканические образования представлены метагаббродолеритами, дацитами, риодацитами, плагиориолитами.

Субвулканические интрузии в Кундыбаевской горст-антиклинали сконцентрированы в основном в палеовулканических постройках. Наибольшее количество их сосредоточено в пределах сложной полигенной Озерной постройки, в меньшей степени, преимущественно основного состава, в Кокпектысайской простой моногенной постройке и в незначительном количестве в остальной части площади, в зонах разломов.

В Озерной палеовулканической постройке субвулканические интрузии наиболее широко развиты в западной ее более эродированной части. Здесь они участвуют в строении внешнего экструзивно-лавого пояса сложной палеокальдеры, слагая корневые зоны экструзивно-лавовых куполов и кальдер проседания высокого порядка. Форма их в плане кольцевая, подко-

вообразная, в разрезе от конической до пластообразной и силлообразной. Мощность их колеблется от первых метров до 500 м, чаще 20–100 м [82].

Среди субвулканических пород кислого состава в Озерной палеопостройке преобладают метариолиты, метаплагиориодациты и ортосланцы по ним.

В геофизических полях субвулканические интрузии указанных пород выделяются отрицательными аномалиями Δg интенсивностью до -5 мГал и положительными магнитными аномалиями до 400 нТл над ороговикованными разностями, обогащенными магнетитом. Над телами слабо ороговикованных пород магнитное поле отрицательное, со значениями до 200 нТл.

Натровые метариолиты состоят из реликтов порфировых выделений альбита (№ 6–10) редко кварца, калинатрового щелочного полевого шпата и микроаллотриоморфнозернистой до микрогранобластовой основной массы, представленной агрегатом альбита и кварца с примесью в равных количествах калинатрового щелочного полевого шпата, биотита. Встречаются единичные зерна апатита, циркона, магнетита. В ороговикованных разностях увеличивается количество магнетита, укрупняются зерна, кварца и полевых шпатов, появляются порфиробласты биотита, роговой обманки, редко граната. В гидротермально измененных породах широко развит серицит, хлорит, увеличивается количество кварца (**q.src**), и часто появляются вкрапленность, гнезда и прожилки пирита, редко сфалерита и халькопирита (**py.q.src**). Текстура пород флюидально-сланцеватая до плоскопараллельной.

В плагиориодацитах, метадацитах порфировые выделения представлены олигоклазом, а основная масса меньше содержит кварца и больше биотита или замещающего его хлорита.

Химические составы пород кислого и умеренно кислого состава образуют непрерывный ряд с содержанием кремнезема от 68 до 75 % и относятся к известково-щелочной серии с нормальной щелочностью и резким преобладанием Na_2O над K_2O [23].

Следующими по распространенности в пределах описываемой площади являются метагаббродолериты, амфиболиты и ортосланцы по ним. Субвулканические тела их также сконцентрированы в пределах палеовулканических построек. Форма тел от пластообразной, силлообразной до линзовидной и подковообразной. Мощность колеблется от первых метров до 200 м, составляя в среднем 20–60 м. Протяженность их от 300 до 3 000 м. Наиболее протяженные силовые залежи вместе с вмещающими породами собраны в складки высокого порядка [82].

Минеральные составы и структурно-текстурные особенности метаморфизованных пород указанной группы очень разнообразны и определяются интенсивностью их перекристаллизации, ороговикования и гидротермальных изменений. Наиболее часто в их составах встречается роговая обманка сине-зеленая, реже уралитовая, плагиоклаз (от основного олигоклаза до лабрадора), эпидот, цоизит, хлорит, реже актинолит, серицит, сфен, лейкоксен, карбонат и сульфиды. В геохимических составах метаортпород основного состава наблюдаются низкие концентрации элементов сидерофильной группы: Ni, Co, Mn, Ti, V и повышенные содержания Y, Ba, Pb, что свидетельствует о принадлежности их к известково-щелочной серии с боуэновским трендом фракционирования [82].

Жетыкольские субвулканические образования сингенетичны вулканитам жетыкольской толщи и совместно с ними часто встречаются в обломках в гравелитах и песчаниках вышележащей кундыбаевской толщи. Однако последние фазы их становления завершались уже при формировании разреза последней. На это указывают редкие залежи и дайки метариодацитов и метагаббродолеритов, встречающиеся в бортах конседиментационных депрессий, выполненных отложениями кундыбаевской толщи.

Каменнодольский комплекс ультрамафитовый ($\Sigma D_1 kd$) представлен многочисленными тектонизированными телами серпентинитов, развитыми почти во всех шовных зонах, кроме Восточно-Сарыобинской и Джетыгаринской. Наиболее крупное из них – Кайрактинский массив (№ 6), расположенный в Восточно-Аниховской шовной зоне. Массив представляет собой тело удлиненной формы, вытянутое в субмеридиональном направлении на 7 км при ширине до 1,5 км. В физических полях выделяется аномальными значениями магнитного поля до 2 000 нТл и положительной аномалией в трансформировании поля силы тяжести ($H=2$ км) до +20 мГал. По геофизическим данным контакты его падают навстречу друг другу, и примерно на глубине 1 км массив выклинивается [31, 32]. Контакты с вмещающими породами тектонические или протрузивные. Массив сложен аподунитовыми, апогарцбургитовыми серпентинитами и в разной степени серпентинизированными пироксенитами. Пироксениты развиты в краевой восточной и южной части массива и имеют постепенные переходы в горнблендиты, апогаббровые амфиболиты и полосчатые амфиболиты его приконтактной оторочки. Плотность пород зависит от степени серпентинизации и колеблется от 2,6 до 3,14 г/см³, магнитная восприимчивость варьирует от 700 до $2\,200 \cdot 10^{-6}$ ед. СГС.

Серпентиниты представлены агрегатами лизардита с петельчатыми структурами (по дунитам), с зёрнами бастита (по гарцбургитам) и антигорита в краевых частях массива. Химические составы пород приведены в таблице 4. Среди них преобладают составы характерные для гарцбургитов, дунитов и реже оливиновых диопсидитов. По взаимоотношениям с вмещающими породами установлено, что с контактами массива связана перекристаллизация энбекшинских метабазальтов в полосчатые амфиболиты, а кремнистых пород в кварциты. Серпентиниты прорваны интрузиями верхнедевонского джабыгасайского комплекса. Эти данные не противоречат принятому в серийной легенде раннедевонскому возрасту комплекса.

Остальные более мелкие тела каменнодольского комплекса имеют обычно линзовидную до дайкообразной форму, близки по составу к ассоциации Кайрактинского массива, отличаясь лишь большей степенью серпентинизации, рассланцевания, оталькования и амфиболизации.

Карашакольский комплекс дунит-верлит-пироксенитовый ($\Sigma'D_1kr$) представлен Карашакольским (№ 21) и Егакаринским (№ 16) массивами.

Карашакольский массив (петротип) расположен в северо-западной части Буруктальского аллохтона, прослежен от оз. Жетыколь до северо-восточной границы листа и далее за ее пределы на территорию Казахстана. Его южная половина при ширине 2–4 м прослежена в северо-восточном направлении на 20 км. В магнитном поле массив представлен положительной магнитной аномалией интенсивностью до 2 000 нТл с очень сложным строением, с локальными понижениями от 0 до 100 нТл. На картах остаточных аномалий ($H=2$ км) он образует отрицательную аномалию интенсивностью до 15 мГал. Обнажения редки, вскрыт картировочными скважинами. Западный контакт Карашакольского массива тектонический, изучен по результатам бурения скважин. В приконтактной зоне скважинами вскрыты дробленные, рассланцованные под углом 70–80° к горизонту углеродистые сланцы кундыбаевской толщи. Ширина зоны дробления не превышает первых десятков метров. Профильные геофизические исследования свидетельствуют о крутом (около 70°) восточном падении западного контакта Карашакольской интрузии. Восточный контакт массива, по данным бурения и геофизических наблюдений, активный интрузивный со стороны габброидов и диоритов Коскольского массива. Карашакольский массив сложен преимущественно гарцбургитами, редко встречаются дуниты и пироксениты. Породы нацело серпентинизированы. Апогарцбургитовые серпентиниты представлены в основном антигоритовыми или хризотил-антигоритовыми разностями с порфиroidной или пойкилитовой структурой. Пироксен обычно образует более крупные зёрна (до 1 см), замещен обыкновенной роговой обманкой и антигоритом. Оливин мене крупный, часто образует более идиоморфные зёрна в пироксене, нацело серпентинизирован. В большинстве случаев породы представлены тонкозернистой хризотил-антигоритовой массой с листоватой, петельчатой или решетчатой структурой и тонкой вкрапленностью магнетита (2–3 %). Химические анализы пород свидетельствуют о их преимущественно гарцбургитовом составе (табл. 4).

Ортопироксениты и верлиты образуют в верхней части массива редкие небольшие (до 200×500 м) тела.

Егакаринский массив является наиболее крупным в Сарыобинской грабен-синклинали и представляет собой типичную трещинную интрузию дайкообразной формы. При ширине до 5 км массив вытягивается на 25 км в северо-восточном направлении, вдоль зоны Западно-Сарыобинского глубинного разлома и уходит за пределы площади на юг. Площадь его около 40 км².

Массив сложен серпентинитами по верлитам, дунитам, амфиболизированным оливиновым пироксенитам. В магнитном поле породы массива характеризуются резко выраженными положительными значениями ΔT до 1 000 нТл.

На северо-западе вмещающими породами массива являются сланцы кундыбаевской и жетыкольской толщ, на юго-востоке – филлитизированные осадочные породы еткульской толщ. Контакты протрузивные с мощными зонами тектонитов. По геофизическим данным, массив имеет в целом крутое юго-восточное падение [31, 32]. На большем протяжении контакты осложнены интрузиями диоритов, реже габбро раннекаменноугольного комплексысайского комплекса.

Массив слабо обнажен, обычно на поверхности в обнажениях встречаются антигоритовые серпентиниты, частично или нацело окремненные. Преобладают апоперидотитовые, аопироксенитовые, очень редко аподунитовые антигоритовые, реже антигорит-хризотилитовые серпентиниты. Серпентиниты по пироксенитам развиты больше у восточного контакта массива.

Антигоритовые серпентиниты имеют петельчатую или перекрещено-волоknистую структуру, сквозь которую просвечивает тeneвая (реликтовая) порфиroidная структура. Магнетит (от 5 до 10 %) образует шнуровидные выделения или развит в виде точечной сыпи, группируясь в пятна. В ряде шлифов сохраняются корродированные зёрна хромшпинелидов.

Структура пироксенитов панидиоморфнозернистая, крупнозернистая, текстура массивная. Сложены они крупными кристаллами пироксена, иногда нацело замещенного амфиболом актинолит-тремолитового ряда. Амфибол в свою очередь замещен серпентинитом.

Вблизи контактов серпентиниты массива, как правило, оталькованы и карбонатизированы (**t.cl**), местами превращены в листвениты (**l**).

Средние химические составы пород массива приведены в таблице 5. В них наблюдается пониженные содержания никеля, повышенные Al_2O_3 , CaO , пониженные значения коэффициента M/F , средние для перидотитов и пироксенитов 7,9 [68].

Таблица 5

Средний химический состав ультраосновных пород Егакаринского массива

Компоненты	Серпентиниты по верлитам (ср. из 5 ан.)	Серпентиниты по оливиновым пироксенитам (ср. из 3 ан.)
SiO_2	40,04	41,83
TiO_2	0,07	0,08
Al_2O_3	2,19	3,65
Cr_2O_3	0,46	0,34
Fe_2O_3	6,91	5,03
FeO	2,49	2,84
MnO	0,08	0,05
MgO	36,83	32,74
CaO	0,18	1,59
NiO	0,14	0,13
P_2O_5	0,05	0,03
H_2O	0,03	0,29
n.n.n.	10,89	10,73

Аккаргино-буруктальский комплекс дунит-гарцбургитовый ($\Sigma'D_{1ab}$) представлен Буруктальским массивом (№ 22), слагающим основание одноименного аллохтона, и мелкими телами в Тобольско-Кенгуссайском блоке.

Буруктальский массив является самым крупным в пределах Зауралья. Он занимает площадь 350 км^2 , имеет подковообразную форму с западной и восточной ветвями, разделенными диоритами, габбро Коскольской интрузии, эффузивными и вулканогенно-осадочными образованиями среднего и верхнего девона. С запада, юга и юго-востока массив окаймляется сланцами жетыкольской и кундыбаевской толщ раннедевонского возраста, с востока – осадочными отложениями раннекаменноугольного возраста. Контакты массива с вмещающими породами протрузивные рвущие и тектонические. Форма массива, по данным бурения и геофизических исследований, лополитообразная с центриклинальными, участками очень пологими ($25-40^\circ$) падениями контактов [28]. В подошве массива, по данным бурения, располагаются сильно дислоцированные сланцы кундыбаевской толщи, на которые он надвинут [28, 65].

В пределах массива развиты преимущественно перидотиты и дуниты, серпентинизированные на 60-80% или полностью. Среди перидотитов преобладают гарцбургиты, реже встречаются лерцолиты и верлиты. Средний химический состав их приведен в таблице 4. Определенной пространственной закономерности в их распространении не устанавливается. Дуниты развиты преимущественно в юго-западной части массива, где они слагают небольшие площади. В остальных частях массива преобладают перидотиты, содержащие дунитовые участки. Степень серпентинизации массива увеличивается от центра к периферии. Вдоль тектонических нарушений и контактов с вмещающими породами серпентиниты рассланцованы, оталькованы и карбонатизированы (**t.cl**). Жильная серия представлена дайками пироксенитов, горнблендитов, габбро, амфиболитов, диоритов, спессартитов, диоритовых порфиритов, кварцевых диоритов и плагиогранитов. С корой выветривания серпентинитов Буруктальского массива связано крупное месторождение силикатных никель-кобальтовых руд.

Буруктальский массив термально воздействует при протрузивном трении на породы кундыбаевской толщи нижнего девона и в свою очередь претерпел деструкцию при формировании в его пределах вулканотектонических структур журманкольского среднедевонского комплекса с появлением обломков серпентинитов в андезибазальтах этого комплекса. Галька серпентинитов выявлена в туфоконгломератах верхней части журманкольской толщи, а также в отложениях франского и фаменского ярусов. Массив прорван интрузиями габбро и диоритов позднедевонского коскольского комплекса. Эти данные подтверждают принятый серийной легендой раннедевонский возраст аккаргино-буруктальского комплекса.

РАННЕ-СРЕДНЕДЕВОНСКИЕ ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Кокпектинские субвулканические образования ($\lambda; \zeta; \nu \beta D_{1-2} k k$) представлены разными по составу интрузивными породами, генетически связанными с вулканитами одноименного комплекса. Породы комплекса слагают Кокпектинскую вулcano-тектоническую депрессию. Субвулканические образования составляют примерно 8–12 % петрофонда комплекса. Среди них преобладают габбродолериты, дациты, в подчиненном количестве находятся риолиты и редко встречаются андезиты, андезидациты, риодациты.

Габбродолериты широко развиты в северном и южном бортах депрессии, наименее осложненных разломами и поясами интрузий более поздних тектоно-магматических этапов. В них они слагают sill, крутопадающие тела сложной формы и дайки, прорывающие, в основном, базальты нижней подтолщи.

Мощность тел колеблется от 1 до 50 м, длина – от 10 до 300 м. На правобережье р. Кокпекты и на отдельных участках южного борта они образуют узлы, в которых габбродолериты и долериты составляют от 15 до 40 % от общего объема пород.

Габбродолериты серо-зеленого цвета мелко- и среднезернистые с бластоофитовой, габброофитовой, пойкилоофитовой, реже порфировой структурой и массивной, реже миндалекаменной текстурой. Состоят из альбита, эпидота, соссюрита, уралита, реже с примесью карбоната, хлорита, кварца. Из аксессуарных минералов встречаются сфен, рутил, ильменит, магнетит.

Плотность габбродолеритов в среднем составляет $2,91 \text{ г/см}^3$, магнитная восприимчивость – $31 \cdot 10^{-6}$ ед. СГС [52].

Дациты и андезидациты наиболее часто встречаются в центральной части депрессии, в долине р. Жабыги. Здесь они образуют пояс даек, протягивающийся в северо-восточном направлении на 2 км при ширине 0,6–0,8 км. Мощность даек колеблется от 0,5 до 4 м, длина – от 7 до 150 м. Залегают они в основном несогласно, с простиранием СВ 30–70° и СЗ 335–350°, реже согласно с простиранием СЗ 280–300°.

Дациты состоят из вкрапленников соссюритизированного плагиоклаза, реже амфибола и кварц-полевошпатовой основной массы с микрогипидиоморфнозернистой и микропойкилитовой структурой. Текстура массивная, редко флюидальная. Плотность дацитов и андезидацитов колеблется от $2,67$ до $2,80 \text{ г/см}^3$, средняя – $2,72 \text{ г/см}^3$, магнитная восприимчивость – от 15 до $975 \cdot 10^{-6}$ ед. СГС, средняя $20 \cdot 10^{-6}$ ед. СГС [52].

Риолиты и риодациты встречаются в основном в той части депрессии, где и дациты. Здесь они слагают субвулканическое тело шириной 100–150 м и длиной до 500 м, вытянутое в северо-восточном направлении, и ряд маломощных даек того же простирания.

Риолиты стекловатые, афировые, иногда с редкими вкрапленниками плагиоклаза, с фельзитовой основной массой, состоящей из кварца и альбит-олигоклаза. Плотность их – $2,63 \text{ г/см}^3$, магнитная восприимчивость – $16 \cdot 10^{-6}$ ед. СГС.

Химические составы субвулканических пород комплекса образуют почти непрерывный ряд с содержанием кремнезема от 47 до 76 %, с нормальными содержаниями щелочей, натриевым типом щелочности и известково-щелочным трендом фракционирования [52].

Субвулканические породы прорывают вулканиты кокпектинской толщи и встречаются в обломках грубообломочных туфов и лавовых брекчиях средней части ее разреза. Таким образом, формирование их происходило в течение всего периода развития вулканизма в пределах Кокпектинской депрессии. Метасоматические образования комплекса представлены пропилитами (р).

СРЕДНЕДЕВОНСКИЕ ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Журманкольские субвулканические образования ($\nu \beta; \zeta D_2 \check{z} m$) представлены интрузивными породами, генетически и пространственно связанными с вулканитами одноименного комплекса. Среди них в пределах северо-восточной части листа М-41-VII преобладают габбродолериты, реже встречаются дациты и андезиты. Восточнее, за пределами описываемой площади субвулканические породы представлены в основном дацитами, риолитами и реже андезитами. Субвулканические тела имеют неправильную, типа штоков или подковообразную до кольцевой форму, с шириной до 0,8 км, длиной до 3 км. Большая часть из них сконцентрирована в бортах Восточно-Жетыкольской кальдеры, а за пределами восточной границы площади в бортах Блакской и Журманкольской вулcano-тектонических депрессий.

Минеральные ассоциации габбродолеритов аналогичны таковым вмещающих их вулканитов основного состава и относятся к хлорит-эпидотовой и эпидот-актинолитовой субфациям фации зеленых сланцев. Химические составы пород комплекса характеризуются низкими содержаниями

ями элементов группы железа, относятся к составам известково-щелочной серии с натриевым типом щелочности и отчетливо выраженным боуэновским типом фракционирования.

ПОЗДНЕДЕВОНСКИЕ ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Джабыгасайский комплекс диорит-плагиогранитовый ($v, v\delta D_3 d_1$; $\delta, {}^m\delta, q\delta, q\delta - \delta D_3 d_2$; $\gamma\delta, p\gamma\delta D_3 d_3$; $p\gamma - \gamma\delta D_3 d_{3-4}$; $p\gamma, l\gamma; \gamma, p\gamma\pi, p\gamma D_3 d_4$) состоит из многочисленных интрузий разных размеров и формы, распространенных в Алапаевско-Адамовской зоне и Текельдытауском районе Ильиновско-Марииновской подзоны. Наиболее крупные массивы выявлены в Еленовско-Кумакском грабен-синклинии: Акжарский (№ 2), Верхнекиембаевский (№ 4); Джанабайской горст-антиклинали: Джабыгасайский (№ 8), Южно-Джабыгасайский (№ 10), Верхнекумсайский (№ 12), Верхнесасыксайский (№ 13). Фрагментарно породы комплекса развиты в бортах Кокпектинской депрессии, по периферии и в провесах кровли Котансинского массива, а также слагают мелкие, размером до первых километров, интрузии в восточной части Котансинской антиклинали и южной половине Обалькольской горст-антиклинали.

Акжарский массив в плане образует вытянутое вдоль Западно-Аниховского разлома клиновидное тело длиной до 18 км, при ширине в южной части 4 км. В геофизических полях он выражается пониженным спокойным магнитным полем и отрицательными остаточными аномалиями Δg ($H=2$ км) интенсивностью 15–20 мГал. Западный контакт тектонический с падением на запад под углом 70° . С востока породы массива контактируют (прорывая) с эффузивно-осадочными образованиями березняковской толщи, на юге – серпентинитами Киембаевского массива. Последние у контакта преобразованы в тальк-карбонатные породы. Становление массива происходило в три фазы: *первая* – габбро, *вторая* – диориты и кварцевые диориты, *третья* – гранодиориты, тоналиты, плагиограниты. Сложен в основном кварцевыми диоритами и гранодиоритами. Габбро встречается только в виде ксенолитов в диоритах и кварцевых диоритах и не образует самостоятельных площадей. Кварцевые диориты развиты в восточной и юго-восточной части массива, слагая примерно треть его площади. Гранодиориты слагают основную часть массива, развиты больше в его западной части, включают останцы диоритов и кварцевых диоритов и тесно ассоциируют на юго-западном фланге с тоналитами и плагиогранитами. Жильный комплекс представлен дайками плагиогранитов, гранитов, реже диоритов, спессартитов. На северной выклинке массива широко развиты березиты, часто золотоносные.

Диориты и кварцевые диориты состоят из сосюртитизированного, альбитизированного плагиоклаза – 50–60 %, занозистого альбита – 0–8 %, микроклина или пертита – 0–5 %, кварца – 3–15 %, зеленой роговой обманки – 5–10 %, хлоритизированного биотита – 5–15 %. Акцессорные минералы: сфен, циркон, циртолит, апатит, монацит, турмалин. Структура гипидиоморфнозернистая. Тоналиты отличаются содержанием кварца – 20–25 % и меньшим количеством темноцветных, гранодиориты большим количеством альбита – 10–12 % и калиевого полевого шпата – 9–13 %. Химические составы пород приведены в таблице 4.

Верхнекиембаевский массив пространственно находится в тесной структурно-тектонической связи с Киембаевской интрузией гипербазитов. Прорывая последнюю, он расчленяет ее на два самостоятельных массива. Форма массива в плане близка к изометричной с некоторой вытянутостью в меридиональном направлении. По геофизическим данным массив представляет собой плитообразное тело небольшой мощности – типа лополита. В зоне экзоконтактов гипербазиты оталькованы. Массив состоит из двух фаз. *Первая фаза* представлена диоритами, кварцевыми диоритами, габбродиоритами, *вторая фаза* – плагиогранитами, гранодиоритами, в незначительной части кварцевыми сиенитами и граносиенитами. Жильные образования представлены их мелкозернистыми порфиroidными разновидностями.

Габбродиориты распространены незначительно в краевых частях интрузий, а также в виде мелких самостоятельных тел. Они имеют непостоянный состав и, по-видимому, являются гибридными породами образовавшимися в результате ассимиляции диоритами вулканических пород основного состава.

Диориты и кварцевые диориты тяготеют к периферической части массива. Макроскопически они средне-грубозернистые, с массивной или гнейсоватой текстурой. Сложены они плагиоклазом № 35–40 – 60–70 % и роговой обманкой, часто замещенной биотитом и хлоритом, – 30–40 %. В кварцевых диоритах содержится до 10–15 % кварца. Из акцессорных минералов присутствуют магнетит, апатит, циркон, сфен. Гранодиориты сложены на 30–50 % плагиоклазом, 20–30 % калишпатом, 20–25 % кварцем, 10–15 % роговой обманкой и биотитом. Из акцессорных минералов присутствуют циркон, апатит, магнетит и сфен. Плагиоклаз обычно серицитизирован, принадлежит к ряду олигоклаз-андезин (№ 25–32), представлен неправильными не-

сколькими измененными призматическими зернами. Кварц в виде неправильных зерен заполняет пространство между зернами плагиоклаза. Микроклин в виде изометрических зерен очень неравномерно распределен в массе гранитоидов. Его содержание резко колеблется от 10 до 40–60 %. Это дает, при определенном соотношении цветных минералов и кварца, постепенные переходы с одной стороны в плагиограниты, с другой в граносиениты. Роговая обманка представлена призматическими и длинностолбчатыми зернами. По ней нередко развит биотит и хлорит.

По химическому составу гранодиориты занимают среднее положение между нормальными гранитами и гранодиоритами. Они умеренно богаты щелочами и пресыщены алюминием [49, 72].

Плагиограниты в отличие от гранодиоритов, характеризуются несколько меньшим содержанием цветных минералов, в основном представленных биотитом, и почти не содержат калишпата. Содержание плагиоклаза увеличивается до 50–60 %, кварца до 30–35 %.

Граносиениты присутствуют в резко подчиненном отношении. Они на 50–70 % сложены микроклином, 20–40 % плагиоклазом, 15–20 % роговой обманкой и биотитом, 5–20 % кварцем.

Значительные вариации составов пород второй фазы объясняются, с одной стороны, ассимиляцией гранитоидами второй фазы диоритов и кварцевых диоритов первой фазы, с другой стороны, позднемагматическим привнесением калия в уже раскристаллизованный массив.

Из-за плохой обнаженности взаимоотношение между породами первой и второй фазы остаются неизученными. По петрографическому составу отмечаются постепенные переходы между ними [72]. Такие взаимоотношения можно объяснить глубокой контаминацией гранитоидов второй фазы диоритами первой фазы, при незначительном временном перерыве их внедрения.

Не исключен вариант, что массивы комплекса являются однофазными, а диориты комплекса являются краевой фацией, образовавшейся за счет ассимиляции боковых пород и магматической дифференциации.

Химический состав пород комплекса приведен в таблице 4.

Среди гранитоидов Еленовско-Кумакского грабен-синклиория породы джабыгасайского комплекса имеют самые высокие концентрации никеля, кобальта, хрома, марганца и наивысшие кларки концентраций золота при повышенных содержаниях меди и вольфрама. Акцессорная минерализация комплекса магнетит-серно-колчеданная. Содержание золота в магнетитах достигает 100 мг/т и более, что говорит о высокой золоторудной перспективности комплекса [72, 83].

Верхнедевонский возраст комплекса в грабен-синклиории определяется по геологическим данным. Гранитоиды комплекса прорывают и метаморфизуют ниже-среднедевонские вулканы кокпектинской толщи и в свою очередь секутся дайками гранитоидов раннекаменноугольного кумакского комплекса. За пределами описываемой площади галька пород комплекса встречается в фаменских отложениях алтуйской толщи [29, 73].

Джабыгасайский полихронный массив включает три интрузивных тела джабыгасайского диорит-плагиогранитового комплекса, разделенных более древними ортогнейсами крыклинского комплекса. Эти интрузии расположены по южной и западной периферии Джабыгасайского массива и приурочены к внешней приконтактной части межформационной интрузии крыклинского комплекса зоны сочленения докембрийских и раннепалеозойских комплексов горст-антиклинального Джанабайского выступа с девонскими–раннекаменноугольными образованиями, обрамляющих грабенообразных прогибов. Наиболее крупные из них расположены на севере и в центре площади, в верховьях рр. Кокпекты и Джабыги. Северная интрузия представляет собой тело эллипсоидной формы с неровными, заливистыми контактами, вытянутое в северо-восточном направлении на 14 км при ширине 5–8 км. Расположенная южнее более крупная интрузия имеет сложную, близкую к подковообразной форму, осложнена останцами метаморфитов осиновской толщи. Площадь ее – 160 км².

Западный контакт интрузии в основном тектонический и лишь небольшими участками интрузивный с породами энбекшинской и кокпектинской толщ. Падение контактов крутое (60–80°) под вмещающие породы. Северный и восточный контакты извилистые, чаще согласные с залеганием вмещающих пород и падают в основном под массив под углами 55–60°. Южный контакт с ороговикованными породами энбекшинской толщи, предположительно, круто падает на север. Планпараллельные текстуры жидкой фазы, наблюдаемые в западной части интрузии, указывают на преобладающее западное и северо-западное падение гнейсоватости, свидетельствующее о пластообразной форме интрузии. Формирование позднедевонских интрузий Джабыгасайского массива происходило в четыре фазы: *первая* – габбро, габброамфиболиты, габбродиориты; *вторая* – диориты, кварцевые диориты; *третья* – гранодиориты, тоналиты; *четвертая* – плагиограниты, граниты. В интрузии верховьев р. Кокпекты преобладают породы первой и второй фаз, габброиды и диориты, в расположенной южнее – кварцевые диориты,

гранодиориты, плагиограниты. Жильная серия представлена плагиогранитами, плагиогранит-порфирами, гранитами, лейкогранитами, гранодиоритами, диоритами, микродиоритами, габбро.

В гранитоидах развиты зоны березитизации (**br**), окварцевания (**q**), часто с повышенными содержаниями золота. В экзоконтактах интрузий распространены роговики плагиоклаз-амфиболового состава.

Магнитное поле на площадях развития пород комплекса относительно спокойное, со значениями ΔT от -100 до -300 нТл. В трансформированном поле силы тяжести ($H=2$ км) они, в зависимости от состава слагающих их пород, выделяются положительными аномалиями интенсивностью от 15 до 35 мГал. Минеральные составы пород комплекса в Джабыгасайском массиве в основном близки к таковым в Акжарской интрузии. Они отличаются только более сильным замещением первичного плагиоклаза агрегатом альбита, эпидота, соссюрита, хлоритизацией темноцветных, широким развитием бластогипидиоморфнозернистых до гранобластовых структур и гнейсовидных текстур. Магнитная восприимчивость пород колеблется от 10 до $31 \cdot 10^{-6}$ ед. СГС, плотность – от 2,6 и до 2,88 г/см³. Химические составы пород указывают на принадлежность к известково-щелочной серии с нормальной натриевой и калинатриевой щелочностью (табл. 4).

Южно-Джабыгасайский массив, расположен южнее, в тектонической выклинке Джанабайской горст-антиклинали и имеет треугольную форму со сглаженными углами. Площадь его 74 км², сложен в основном тоналитами и плагиогранитами последних фаз комплекса. По периферии массива развиты гнейсодиориты, гнейсотоналиты крыклинского комплекса. Контакты в основном тектонические, реже интрузивные – с породами энбекшинской толщи.

Верхнесасыксайский массив незначительных (40 км²) размеров, сложной формы с очень неровными в плане контактами. Северная его часть сложена кварцевыми диоритами, южная – тоналитами и плагиогранитами. В кварцевых диоритах бурением скважин откартировано небольшое тело кварцевых монцодиоритов урусикенского комплекса. Верхнекумсайский массив на площади представлен своей южной частью, сложенной гнейсодиоритами.

Коскольский комплекс габбро-диорит-плагиогранитовый (vD_3ks_1 ; $\delta, q\delta D_3ks_2$) развит в Троицко-Буруктальской подзоне и представлен западной периферической частью крупного Коскольского массива (№ 24) (петротип).

На карте локальных аномалий Δg ($H=2$ км) породы массива с вмещающими их амфиболитами и вулканитами среднего девона образуют положительную аномалию интенсивностью до 65 мГал. На карте магнитных аномалий характеризуются слабо дифференцированным отрицательным (до -350 нТл) магнитным полем. Дешифрируемость и обнаженность массива плохая. Массив изучен картировочными скважинами. Контакты с вмещающими породами не вскрывались. По геофизическим данным западный из них круто падает под массив.

Большую часть изученной площади массива слагают среднезернистые зеленовато-светло-серые диориты и габбро. Породы имеют массивную текстуру, реже слабогнейсоватую ориентированную под углом $40-60^\circ$ к горизонту. Диориты состоят из роговой обманки (20–40 %), плагиоклаза (40–60 %), биотита (2–5 %), кварца (3–8 %). Структура пород гипидиоморфнозернистая за счет более идиоморфного плагиоклаза. Размер зерен амфибола и плагиоклаза составляет 1–3 мм. Плагиоклаз представлен полисинтетическими двойниками андезина (№ 35–37), и почти полностью замещен вторичными минералами (серицитом и эпидотом). Амфибол представлен обыкновенной роговой обманкой, плеохроирующей в светлых оттенках зеленого, зеленовато-синего и желтого цветов. Амфибол в отличие от плагиоклаза слабо затронут вторичными изменениями. Из примесей отмечается апатит (до 1 %) и микроклин (до 2 %).

На севере изученной части Коскольского массива преобладают габбро, которые отличаются от диоритов лишь большим содержанием амфиболов (до 30 %), меньшим содержанием кварца (0–3 %) и габбровой структурой. Состав плагиоклаза в габбро также андезиновый.

В диоритах встречаются небольшие (до 20 см) ксенолиты округлой формы, мелкозернистого габбро и амфиболитизированных базальтоидов журманкольской толщи. В скважинах в них вскрыты небольшие тела и дайки гранодиоритов и гранитов.

По химическому составу диориты Коскольского массива мало отличаются от среднего диорита по Р. Дели. Они являются нормальнощелочными (сумма Na_2O и K_2O равна 4,76 %), калиево-натриевыми (отношение $Na_2O/K_2O=3,2$), обладают слабо повышенной глиноземистостью. Габбро массива отличаются от среднего габбро повышенными содержаниями окиси кремния (52,34 %). Химический состав пород массива приведен в таблице 4. Плотность пород массива в пределах изученной его части составляет в среднем 2,8–2,9 г/см³. Магнитная восприимчивость изменяется от $30 \cdot 10^{-6}$ до $350 \cdot 10^{-6}$ ед. СГС, составляя в среднем $50 \cdot 10^{-6}$ ед. СГС.

Для пород Коскольского массива имеются определения радиологического возраста диоритов калий-аргоновым (на массу породы) методом – 330 и 333 млн лет; монофракций биотита и полевого шпата – 345 ± 7 млн лет (полевой шпат из диорита), 244 ± 5 млн лет (биотит), 286 ± 5 млн лет (полевой шпат из диорита) [23]. Омоложение, скорее всего, связано с воздействием гранитов шалкарского комплекса. На основе рвущих контактов с базальтоидами журманкольской толщи и находок галек пород комплекса в конгломератах аулиетасской толщи фамена возраст его в серийной легенде принят как позднедевонский [29].

Урусиксенский комплекс монцонит-граносиенит-лейкогранитовый ($q\mu\delta, \mu D_3 u_1$) представлен небольшим ($0,8 \times 2,5$ км) интрузивным телом в кварцевых диоритах Верхнесасыксайского массива. Породы его, по данным картировочных скважин, представлены среднезернистыми кварцевыми монцонитами и монцодиоритами, состоящими из сосюритизированного плагиоклаза – 45–60 %, пертита и занозистого альбита – 10–27 %, кварца – 5–15 %, биотитизированной роговой обманки – 5–7 % и биотита – 6–9 %. Контакты его с вмещающими кварцевыми диоритами не изучены, но, судя по более интенсивной перекристаллизации последних, они все же прорываются монцодиоритами. Возраст пород комплекса по рвущим контактам в породах джабыгасайского комплекса Каиндинского массива (северо-западнее площади) и по нахождению их в гальках фаменских конгломератов принят в серийной легенде как позднедевонский.

ПОЗДНЕДЕВОНСКИЕ–РАННЕКАМЕННОУГОЛЬНЫЕ ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Березняковские субвулканические образования ($\zeta, \lambda \zeta, \lambda D_3 - C, bz$) относятся к одноименному вулканическому комплексу. Представлены мелкими телами, штоками, дайками дацитов, риодацитов, риолитов, развитыми в основном в пределах Еленовско-Кумакского грабен-синклинория.

Преобладают крупно- и густопорфировые разности пород с вкрапленниками плагиоклаза, биотита, редко пироксена. Вкрапленники плагиоклаза сосюритизированы, биотита замещены хлоритом, пироксена уралитизированы и хлоритизированы. Основная масса фельзитовая, трахитоидная, реже пилотакситовая и интерсертальная. Минеральные составы пород отвечают условиям низкотемпературной субфации зеленосланцевого метаморфизма.

Химические составы характеризуются значительными колебаниями в содержаниях щелочей: от нормальных, слабощелочных до щелочных с высокими концентрациями калия [83].

Плотность пород комплекса зависит от их состава и колеблется от 2,68 до $2,87 \text{ г/см}^3$, магнитная восприимчивость – от 30 до $6 \cdot 10^6$ ед. СГС.

РАННЕКАМЕННОУГОЛЬНЫЕ ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Кайрактинские субвулканические образования ($\zeta; v\beta C, kr$) относятся к одноименному вулканическому комплексу, развитому в Ильиновско-Марииновской подзоне, в восточной части Сарыюбинской грабен-синклинали. Представлены куполами дацитов и штоками габбродолеритов с размерами 0,5–0,8 км в поперечнике.

Породы комплекса метаморфизованы в условиях фации зеленых сланцев. Химические составы габбродолеритов характеризуются высокими (более 7) отношением $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$, повышенными содержаниями титана, суммарного железа и отчетливо выраженными толеитовым трендом фракционирования [23].

Аккаргинские субвулканические образования ($\lambda, \zeta; \alpha\beta, \alpha; v\beta C, \alpha k$) являются комагматами вулканических одноименного комплекса. В составе субинтрузий комплекса преобладают габбродолериты, андезиты-базальты, андезиты, дациты, риолиты. Указанные породы слагают мелкие (400–900 м в поперечнике) тела удлиненной формы, пластовые залежи и дайки мощностью от первых метров до 60 м. В пространственном развитии они почти не выходят за границы площадей распространения синхронных с ними вулканических аккаргинской толщи. Основная масса субвулканических тел и даек не обнажена и вскрыта только скважинами. Наибольшее количество их встречено на западном борту впадины озера Шалкар-Егакара. Восточнее этого озера широко распространены тела микрокварцитов (νk), часть из которых, видимо, имеет генетическую связь с породами комплекса.

В геофизических полях и на аэрофотоснимках субвулканические породы комплекса из-за незначительных размеров слагаемых ими тел на фоне вмещающих пород практически не выде-

ляются. Отпрепарированные гряды микрокварцитов на снимках проявляются в виде узких полос с рельефным тонкополосчатым рисунком.

Минеральный и химический составы магматических пород комплекса практически не отличаются от составов вмещающих их вулканитов аккаргинской толщи. Основным отличием субвулканических пород является преобладание в них более массивных, однородных текстур, полнокристаллических структур (субофитовой, пойкилитовой, микрогранофировой до микрогипидиоморфнозернистой) и появлением во вкрапленниках биотита, обычно замещенного хлоритом.

На петрохимических диаграммах составы субвулканических пород и вулканитов аккаргинской толщи образуют единый (боуэновский) тренд фракционирования магматических расплавов. На диаграммах, отражающих вариации в содержаниях щелочей, этот тренд в области кислых составов сильно размыт. Это обусловлено в основном процессами серицитизации и в меньшей степени альбитизации [54].

Петрофизические свойства субвулканических пород комплекса практически не отличаются от таковых вмещающих их вулканитов.

Субвулканические породы и вулканиты аккаргинского комплекса относятся к последовательно дифференцированной базальт-андезит-дацитовый формации раннекаменноугольного (визейского) возраста.

Кумакский комплекс диорит-плагиогранитовый ($\delta, \delta\pi C_1 k_1$; $\rho\gamma C_1 k_2$) развит в Еленовско-Кумакском грабен-синклинии, в пределах Кумакского золоторудного узла. Представлен Тыкашинской интрузией (№ 1) и слепым телом шахты Новокапитальной, а также мелкими телами диоритов, восточнее Акжарского массива и роем золотоносных даек диоритов и плагиогранитов Кумакского золоторудного узла. Наиболее крупные тела имеют удлиненную дайкообразную форму и при ширине 0,5–0,8 м вытянуты в субмеридиональном направлении на 4–5 км. Интрузии сложены в основном альбитизированными диоритами, переходящими иногда постепенно в гранодиориты. Состоят они из плагиоклаза альбитизированного, эпидотизированного, иногда полностью замещенного серицитом – 50–60 %, калиевого полевого шпата – 0–10 %, занозистого альбита – 10–15 %, кварца – 4–20 %, биотита, часто хлоритизированного, – 12–15 %; аксессуарных: апатита, сфена, циркона, граната и рудных: пирита, хромита, ильменита. Структура мелко- или среднезернистая, гипидиоморфнозернистая до пегматоидной, текстура от массивной до брекчиевидной. Формирование пород комплекса сопровождалось интенсивным метасоматозом с образованием альбититов, листовитов, березитов (**br**), кварцевых и анкерит-кварцевых золотоносных жил (**q**) и обогащением пород магнетитом, гематитом, оттрелитом, мышьяком, ураном. Эти процессы обусловили образование сильно расчлененного магнитного поля на площадях развития пород комплекса со значениями ΔT от –100 до +200 нТл. Породы кумакского комплекса прорывают отложения березняковской толщи, брединской свиты и гранитоиды Акжарского массива. Гальки сильно измененных диоритов и диоритовых порфиритов встречаются в базальных конгломератах биргильдинской толщи. По этим данным в серийной легенде принят раннекаменноугольный возраст комплекса.

Кокпектысайский комплекс габбро-диорит-тоналитовый ($vC_1 k k_1$; $\delta, q\delta C_1 k k_2$; $\rho\gamma, \rho\gamma\delta C_1 k k_3$) представлен интрузиями разной формы и размеров, развитыми в восточной части Ильиново-Марииновской подзоны. В Сарыобинской грабен-синклинали развит целый пояс интрузий комплекса, приуроченный к Восточно-Сарыобинской, а на юге и к Западно-Сарыобинской шовным зонам. Наиболее крупный из них, расположенный в северной части пояса, Кайрактинский массив (№ 17) имеет удлиненную форму, вытянут вдоль шовной зоны на 13 км, при ширине 4–5 км. Сформировался в результате внедрения трех фаз: *первой* – габбро, габбродиориты (22 % от его площади), *второй* – диориты, кварцевые диориты (36 %), *третьей* – плагиограниты (42 %). Плагиограниты слагают северную часть массива, диориты – южную, габбро-западную и южную периферию. Контакты в основном тектонические и только южный интрузивный с вулканитами кайрактинской толщи. В магнитном поле площадь массива выделяется очень спокойным его характером с пониженными от –100 до –200 нТл значениями ΔT . В трансформированном поле силы тяжести ($H=2$ км) наблюдаются в его пределах локальные аномалии от 0 до –5 мГал над плагиогранитами и до +20 мГал над габброидами.

В Кундыбаевской горст-антиклинали расположен Кокпектинский массив (№ 20) (петротип), представленный своей только южной половиной. Контакт южного замыкания интрузии дугообразной формы, относительно спокойный, плавный с падениями под углами 60–70° под вмещающие породы. Последние представлены сланцами жетыкольской и кундыбаевской толщ, перекристаллизованными у контактов в плагиоклаз-амфиболовые и гранат-биотитовые роговики. Южная часть массива сложена на 57 % габбро первой фазы и на 43 % диоритами второй. На картах остаточных аномалий Δg ($H=2$ км) она выражается контрастной положительной анома-

лией интенсивностью до 70 мГал, в магнитном поле – положительной аномалией с очень сложной структурой и вариациями ΔT от 0 до 300 нТл.

На аэрофотоснимках породы указанных массивов характеризуются серым фототонном с прямой разнонаправленной штриховкой, отражающей трещиноватость на обнаженных участках. Площади развития кор выветривания выделяются светло-серым или белым фототонном.

Плотность габбро от 2,75 до 2,95 г/см³, составляя в среднем 2,87 г/см³; магнитная восприимчивость достигает $3\,000 \cdot 10^{-6}$ ед. СГС. Плотность диоритов составляет в среднем 2,77 г/см³, плагиогранитов – 2,63 г/см³; магнитная восприимчивость диоритов – $50\text{--}2\,000 \cdot 10^{-6}$ ед. СГС, плагиогранитов – $5\text{--}8 \cdot 10^{-6}$ ед. СГС.

Химические составы пород образуют ряд нормально щелочных составов от основных пород до кислых с натровым типом щелочности (табл. 4).

Определения радиологического возраста пород комплекса калий-аргоновым методом колеблются от 218 ± 18 до 291 ± 7 млн лет и отражают, скорее всего, процессы преобразования, связанные с раннепермским орогенезом, гранитообразованием и формированием гранитного пояса Южного Урала [9, 19, 23].

Раннекаменноугольный возраст комплексысайского комплекса принят серийной легендой на основании прорывания его породами образований кайрактинской толщи раннего карбона и наличия галек в сарыобинской толще.

Барамбаевский комплекс диорит-плагиогранитовый развит в юго-восточном углу площади, в Тобольско-Кенгуссайском районе и представлен фрагментами Журманкольского (№ 23) и Светлинского (№ 25) массивов. Формирование интрузий комплекса происходило в четыре фазы: *первую* – габбро, габбродиориты; *вторую* – диориты, кварцевые диориты ($q\delta, \delta\text{--}q\delta C_1 b_2$); *третью* – гранодиориты, тоналиты ($\gamma\delta C_1 b_3$); *четвертую* – плагиограниты ($r\gamma, r\gamma\tau C_1 b_4$). В составе указанных интрузий преобладают породы трех последних фаз. В Журманкольском массиве преобладают плагиограниты (69 %), гранодиориты (16 %), диориты и кварцевые диориты (15 %), в Светлинском – гранодиориты (52 %), кварцевые диориты (42 %), плагиограниты (6 %).

В геофизических полях интрузии характеризуются спокойным пониженным магнитным полем со значениями ΔT от -200 до -300 нТл. На картах остаточных аномалий Δg ($H=2$ км), в зависимости от их состава выделяются положительными (до +75 мГал) и отрицательными (до -45 мГал) аномалиями.

Породы комплекса прорывают образования аккаргинской толщи и в свою очередь рвутся мелкими интрузиями и дайками шалкарского раннепермского комплекса. Серийной легендой возраст его принят как верхневизейско–серпуховский.

РАННЕ-СРЕДНЕКАМЕННОУГОЛЬНЫЕ ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Каменецкий габбро-граносиенит-гранитовый комплекс ($q\mu\delta C_{1-2} km_1$; $\gamma\zeta C_{1-2} km_2$) на площади развит незначительно, встречаются редко в виде малых интрузий, приуроченных к шовным зонам: Восточно-Аниховской и Желтинской. Сложены они кварцевыми монцодиоритами и граносиенитами. Жильная серия – монцитит-порфиры, гранодиорит-порфиры. С породами комплекса развиты березиты и кварцевые жилы с сульфидно-золотым орудуением. По петро- и геохимическим особенностям близки к кумацкому комплексу, отличаясь высокими (25–33 %) содержаниями калинатрового полевого шпата. В геофизических полях из-за незначительных размеров интрузии комплекса не выделяются. Породы комплекса прорывают севернее описываемой площади серпуховские известняки. Радиологический возраст цирконов (уран-свинцовым методом) 324 ± 20 и 340 ± 20 млн лет [84, 85]. На основе этих данных возраст их принят как ранне-среднекаменноугольный.

СРЕДНЕКАМЕННОУГОЛЬНЫЕ ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Кайранкольский комплекс диорит-гранодиорит-гранитовый представлен субмеридиональным поясом интрузивных тел в южной части Сарыобинской грабен-синклинали, протягивающимся от оз. Караколь на юг, в пределы Казахстана. Самое крупное из них – Северо-Шалкарский массив (№ 18) с подковообразной в плане формы и общей площадью около 50 км². Выпуклая часть подковы массива обращена к северу, где он контактирует со сланцами кундыбаевской толщи, внутренняя – к югу, контактируя с ороговикованными образованиями еткульской толщи и Шалкарским массивом гранитов. Так как обнажения отсутствуют, картировоч-

ным бурением падение контактов не установлено. На картах локальных аномалий Δg площадь массива выделяется отрицательной аномалией интенсивностью от 5 до 35 мГал. Магнитное поле спокойное, понижение со значениями ΔT до -300 нТл. В составе интрузии выделяется три фазы: *первая* – диориты, кварцевые диориты (18–20 %) ($\delta, q\delta C_2kr_1$); *вторая* – гранодиориты (26 %) ($\gamma\delta C_2kr_2$); *третья* – граниты (нерасчлененные с гранодиоритами – 54–56 %) (γC_2kr_3). Плотность пород от 2,5 до 2,67 г/см³, магнитная восприимчивость – $10\text{--}35 \cdot 10^{-6}$ ед. СГС.

Диориты и кварцевые диориты состоят из плагиоклаза – 55 %, роговой обманки – 5–10 %, биотита – 5–15 %, кварца – 4–18 %, микроклина – 0–4 %. Структура гипидиоморфнозернистая.

Плагиоклаз образует короткопризматические, широкопластинчатые кристаллы. Состав: андезин № 30–32, закон двойникования альбитовой, нередко зональный, зерна альбитизированы, серицитизированы и сосюритизированы. Роговая обманка развита в виде призматических и удлиненных зерен размером 0,8–1,2 мм, в проходящем свете – зеленая и буровато-зеленая ($c:Nq=14^\circ$), замещается хлоритом, эпидотом. Биотит – коричневый и красно-бурый, представлен табличками и пластинками величиной до 1–2 мм. Кварц выполняет промежутки между зернами, ксеноморфный, нередко катаклазированный. В окварцованных диоритах количество кварца достигает 30 %. Вторичный кварц образует крупные гнезда, интенсивно замещая плагиоклаз. Микроклин развит только в калишпатизированных диоритах. Представлен преимущественно порфиробластами таблитчатой формы размером до 4 мм. В порфиробластах заключены полурастворенные зерна плагиоклазов. Акцессорные: апатит, циркон, сфен, пирит, магнетит.

Гранодиориты сложены: плагиоклазом – 30–35 %, кварцем – 20–22 %, микроклином – 20–30 %, биотитом – 5–10 %, амфиболом – 1–3 %. Структура пород гипидиоморфнозернистая, текстура массивная.

Плагиоклаз в изометрических и удлиненных табличках размером 0,5–2,0 мм. Состав: альбито-олигоклаз № 8–12 и олигоклаз-андезин № 26–30. Зерна альбитизированы, серицитизированы, нередко замещаются калишпатом. Микроклин в ксеноморфных зернах и порфиробластах размером до 3 мм, нередко образует каймы вокруг зерен плагиоклаза. Кварц образует ксеноморфные зерна размером 0,5–1,0 мм. Встречаются агрегатные скопления зерен округлой формы, содержащие включения циркона, пирита. Биотит представлен табличками размером 0,4–1,0 мм, зеленовато-бурого и желтовато-коричневого цветов, часто замещается хлоритом. Амфибол встречается редко, представлен зеленой роговой обманкой в ксеноморфных и удлиненных зернах размером не более 0,5 мм ($c:Nq=20^\circ$), замещается хлоритом. Акцессорные: апатит, циркон, сфен, ксенотим, пирит. Химические составы пород комплекса приведены в таблице 4.

Среднекаменноугольный возраст комплекса принят на основании рвущих контактов его пород с образованиями еткульской и аккаргинской толщ, и прорывания их гранитами шалкарского раннепермского комплекса. Радиологический возраст калий-аргоновым методом – от 304 ± 17 до 353 ± 10 млн лет [68].

РАННЕПЕРМСКИЕ ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Джабыкско-санарский комплекс гранит-лейкогранитовый ($\gamma, g\gamma, l\gamma; \gamma, l\gamma, a, pP, ds$). Интрузивные образования комплекса широко развиты в Восточно-Уральской зоне, слагая большую часть Верхнеушкотинского (№ 5), Котансинского (№ 9) крупных полихронных массивов, мелкие тела в горст-антиклинальных поднятиях и линейные дайкообразные интрузии в зонах разломов (Кумакская дайка).

В гравитационном поле массивы комплекса, даже небольшие, выделяются отрицательными локальными аномалиями высокой интенсивности, что говорит о их большой мощности. В магнитном поле они характеризуются отрицательными полями небольшой интенсивности и часто среди полей вмещающих пород не выделяются.

На аэрофотоснимках граниты комплекса характеризуются серым и светло-серым фототонном с пятнистым рисунком, участками осложненным сеткой разнонаправленных линий (трещин).

По форме массивы делятся на изометричные и линейные. Изометричные массивы (Котансинский, Верхнеушкотинский) приурочены к активизированным сиалическим блокам, как правило, имеют форму штоков и большую мощность до 6 000 м.

Граниты комплекса прорывают породы различного состава и формационной принадлежности: гранитоиды почти всех формаций, метаморфические породы бескрыковской, энбекшинской толщ и маячной свиты, ниже-среднедевонские вулканы и нижекаменноугольные отложения. Контактные изменения проявлены в гранитизации, ороговикании вмещающих пород и грейзенизации (**gr**), как в экзоконтактах, так и в эндоконтактах.

Из приведенных в легенде Южно-Уральской серии двух фаз гранитов джабыкско-санарского комплекса на описываемой площади развиты граниты и лейкократовые граниты обеих фаз нерасчлененные и жильные образования, представленные лейкократовыми гранитами, гранит-порфирами, аплитами и пегматитами, кварцевыми жилами (**q**).

Граниты описываемого комплекса серого, светло-серого цвета, средне-крупнозернистые, двуполевошпатовые, с примерно равным соотношением плагиоклаза и калинатрового полевого шпата, иногда с некоторым преобладанием последнего. Состав щелочных полевых шпатов – решетчатый и нерешетчатый микроклин-пертит с жилковатой формой пертитов распада. Пятнистая форма пертитов встречается реже. Плагиоклазы (олигоклазы, альбит-олигоклазы) почти всегда зональные, свежие. Для гранитов этого комплекса весьма характерно обильное развитие мирмекитов, что служит еще одним типоморфным признаком.

Граниты обладают большим разнообразием структур: мелкозернистые, среднезернистые равномернозернистые, среднезернистые порфировидные с крупными (3–5 см) четкими призматическими вкрапленниками калишпата, с совершенной спайностью и мелкими включениями биотита. Они, как правило, имеют субпараллельное расположение, определяющее гнейсовидную текстуру пород.

Микроструктура гранитов восточной части Котансинского массива имеет катакластический характер, проявляющийся в деформации зерен, корродированных ограничениях кристаллических индивидов и в образовании цементных структур с разным соотношением цементного агрегата и бластопорфировых зерен. Катаклиз сопровождается, как обычно, перекристаллизацией раздробленного материала.

Пегматиты – крупноблоковые биотитовые и мусковитовые с белыми, желтыми, светло-коричневыми, розовато-коричневыми полевыми шпатами и дымчатым темно-серым кварцем.

Гранит-порфиры характеризуются мелко-тонкозернистыми структурами и вкрапленниками серого кварца округлой формы и калишпата. В их составе преобладает калишпат двух типов: решетчатый микроклин и нерешетчатый микропертитовый с четким рисунком пертитов.

Средняя плотность гранитов и лейкогранитов – 2,54–2,57 г/см³, магнитная восприимчивость – от 15 до 70·10⁻⁶ ед. СГС.

Химические составы гранитов приведены в таблице 4.

Граниты комплекса имеют ярко выраженную редкометалльную Mo-W-Be-Bi-Nb-U геохимическую специализацию. С ними связаны вольфрамовые и молибденовые проявления грейзенового типа, проявления бериллия, тантала, ниобия и мусковита в пегматитах.

Самыми молодыми породами, прорываемыми интрузиями комплекса, являются раннекаменноугольные отложения брединской свиты. За пределами площади интрузии комплекса прорывают отложения серпуховского возраста.

Определения абсолютного возраста гранитов калий-аргоновым методом от 290±30 до 202±12 млн лет; уран-свинцовым по цирконам – от 350 до 240±30 млн лет, последние 278±3 млн лет, по монациту – 280 млн лет [50]. Приведенные данные свидетельствуют о раннепермском возрасте комплекса.

Шалкарский комплекс гранитовый ($\gamma\delta\rho_1\check{s}_1$; $\gamma;l\gamma,\alpha,\rho\rho_1\check{s}_2$). Интрузии комплекса развиты в Среднеисетско-Варненской зоне. Наиболее крупные из них – Обалькольская и Шалкарская, занимающие большие части одноименных полихронных массивов. Кроме них, в Обалькольской горст-антиклинали, южнее одноименного массива бурением выявлено большое количество интрузивных тел с размерами от 0,8 до 3 км в поперечнике, с формой от изометричной до удлиненной дайкообразной, реже подковообразной. Метасоматиты представлены телами грейзенов кварц-мусковитых (**gr**).

В геофизических полях крупные тела гранитов комплекса отчетливо выделяются отрицательными локальными аномалиями Δg (H=2 км) интенсивностью 65–70 мГал и спокойным пониженным магнитным полем от –100 до –300 нТл.

В Обалькольском массиве площадь гранитной интрузии шалкарского комплекса (Желтинской, по А. Х. Сибгатулину [68]) составляет примерно 125 км². Интрузия вытянута в субмеридиональном направлении на 27 км. Контакты ее очень неровные, залиvistые. Вмещающие породы – метаморфиты бескрыковской, осиновской толщ, ортогнейсы и мигматиты крыклинского, копинского комплексов, габбродиориты и диориты джабыгасайского комплекса. Породы массива обнажаются редко и падение контактов с вмещающими породами не установлено.

В составе интрузии преобладают лейкократовые биотитовые реже двуслюдяные граниты средне- и крупнозернистые с массивной или гнейсовидной текстурой. В подчиненном количестве развиты крупнозернистые порфировидные граниты, которые в виде небольших останцов встречаются среди лейкократовых и, по-видимому, относятся к первой фазе становления интрузии.

Жильный комплекс интрузии представлен мелкозернистыми биотитовыми гранитами, лейкогранитами, аплитами, пегматитами, кварц-полевошпатовыми и кварцевыми жилами.

Порфириовидные граниты – это крупнозернистые породы с порфириовой структурой, массивной или слабо гнейсоватой текстурой. Порфириовые выделения представлены полевыми шпатами. Размеры вкрапленников достигают 1 см. Цвет пород от серого, темно-серого до желтовато-серого.

Лейкократовые биотитовые граниты – это массивные светло-серые с желтоватым или розоватым оттенком породы, средне- и крупнозернистые, иногда несколько разгнейсованные. На местности образуют плоские обширные плитообразные выходы. Количество главных породообразующих минералов довольно резко меняется: кварц – 26–40 %, плагиоклаз – 25–55 %, калишпаты – 20–55 %, биотит – 1–10 %. Среди биотитовых гранитов отмечаются двуслюдяные и мусковитовые разновидности с содержанием мусковита до 5 %.

Под микроскопом породы массива имеют гипидиоморфнозернистую, пегматоидную, цементную, бластогранитную структуры. Текстура массивная, реже гнейсовая. Широко развиты текстуры замещения: мирмекиты, микропертиты и др.

Плагиоклаз представлен альбит-олигоклазом и олигоклазом, полисинтетически тонкосдвоенным. Зерна плагиоклазов серицитизированы, иногда содержат антипертитовые вросстки калишпатов. В мирмекитовых образованиях плагиоклазы, как правило, вдаются в зерна калишпата. Они часто содержат пойкилитовые включения биотита, циркона, апатита, гематита.

Калиевый полевой шпат, чаще всего представленный микроклином с характерной двойниковой решеткой, слабо пелитизирован, ксеноморфен по отношению к плагиоклазу. Иногда в идиоморфных кристаллах последнего наблюдаются включения корродированных зерен плагиоклаза, реже биотита и кварца. Калишпаты часто обладают пертитовым строением.

Биотит листоватый, темно-зеленый, иногда зеленовато-бурый, с отчетливым плеохроизмом, замещается хлоритом и мусковитом. Иногда содержит включения циркона, монацита, рутила. Кварц резко ксеноморфен, часто распределен в породах неравномерно. Вторичные минералы в гранитах представлены серицитом, мусковитом, хлоритом, эпидотом. Из аксессуарных встречаются апатит, циркон, гранат, монацит, рутил, магнетит, сфен. Химические составы гранитов Обалыкольского массива близки к составу гранитов Котансинского (табл. 4).

Радиологический возраст калий-аргоновым и уран-свинцовым (по зернам циркона) методами гранитов колеблется от 240 до 320 млн лет [68].

Шалкарская интрузия (петротип) одноименного массива представляет собой удлиненное тело с размерами 6×13 км, вытянутое в субмеридиональном направлении. Вмещающие породы представлены образованиями еткульской и аккаргинской толщ и гранитоидами кайранкольского комплекса. Площадь ее закрыта и падение контактов не установлено, по геофизическим данным, крутое под вмещающие породы. В поле силы тяжести, на картах остаточных аномалий (Н=2 км) выделяется контрастной отрицательной аномалией интенсивностью до 65 мГал, в магнитном поле – пониженными значениями ΔT 80–300 нТл.

В составе интрузии выделяется две фазы: *первая* – гранодиориты роговообманково-биотитовые; *вторая* – граниты среднезернистые порфириовидные. Основная часть интрузии сложена гранитами, гранодиориты развиты незначительно, в виде останца в ее северной части. Жильные образования представлены гранит-аплитами, аплитами, гранит-порфирами, пегматитами и кварцевыми жилами. Минеральные, химические составы и структурно-текстурные особенности гранитов Шалкарской интрузии аналогичны описанным в гранитах Котансинского и Обалыкольского массивов. Породы массива прорывают раннекаменноугольные образования еткульской и аккаргинской толщ, среднекаменноугольные гранитоиды кайрактинского комплекса и по петрогеохимическим особенностям аналогичны гранитам Котансинского и Обалыкольского массивов. Радиологический возраст калий-аргоновым методом гранитов 244–246 млн лет [68]. В серийной легенде возраст гранитов Шалкарского массива и всего комплекса принят как раннепермский.

ТЕКТОНИКА

Территория листа М-41-VII расположена в пределах Восточно-Уральского поднятия и Восточно-Уральского прогиба. Граница между этими мегаструктурами проходит по Западно-Сарыобинскому глубинному региональному разлому, типа структурного шва, протягивающемся в восточной части площади с севера на юг, от верховьев р. Кокпектысай до озера Караколь и далее до верховьев р. Желтысай.

ОСНОВНЫЕ СТРУКТУРНЫЕ ПОДРАЗДЕЛЕНИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗРЕЗА

В геологическом разрезе площади выделяются структурно-вещественные комплексы трех этажей: байкальского (верхнепротерозойско–среднекембрийского), каледонско–герцинского (верхнекембрийско–триасового) и мезозойско–кайнозойского.

Байкальский структурный этаж в пределах описываемой площади представлен *нижнерифейским ярусом*, образования которого на современном эрозионном срезе широко развиты в Восточно-Уральском поднятии. Они слагают ядра Джанабайской и Обалыкольской горст-антиклиналей, ограниченные поясами разновозрастных интрузий от габбро-гипербазитового до гранитоидного состава. Небольшие площади их откартированы в юго-восточной части Котансинской антиклинали, в Северосмоленской периклинали.

Нижнерифейский структурный ярус слагают в различной степени мигматизированные гнейсы и кристаллосланцы яршалинской, бескрыковской и осиновской толщ раннего рифея. Эти породы претерпели несколько этапов складчатых и разрывных деформаций, метаморфизма и относятся к полиметаморфическим образованиям кристаллического фундамента района. Самые ранние дислокации, относящиеся к структурным формам раннерифейского этажа, сохранились в ядрах указанных выше горст-антиклиналей и представлены пологими слабоудлиненными складками, вытянутыми в северо-западном направлении. Углы падения крыльев складок колеблются от 20 до 50°. По периферии крупных горст-антиклинальных блоков с ограничениями субмеридиональных направлений развита линейная, часто изоклиальная складчатость более поздних стадий геодинамического развития, сопровождаемая зонами дислокационного метаморфизма, мигматизации и удлиненными телами интрузивных пород. В узких линейных структурах типа Веселовской, Желтинской указанные деформации и проявления интрузивного магматизма иногда полностью охватывают площади развития раннерифейских пород.

В поле силы тяжести блоки раннерифейских образований выделяются глубокими минимумами до 40 мГал. В трансформированных его вариантах (Н=2,5 км) они на фоне окружающих гранитоидов образуют положительные локальные аномалии интенсивностью от 10 до 25 мГал. Магнитное поле на их площадях в основном отрицательное (от 200 до 300 нТл), и только в шовных зонах и в разломах внутри блоков с поясами даек и мелких тел габбро-гипербазитовой ассоциации появляются узкие линейные положительные аномалии высокого порядка интенсивностью до 300 нТл.

Каледонско–герцинский этаж. Большое разнообразие отложений, магматических образований и структурных форм каледонско–герцинского этажа сформировалось в течение полного геодинамического цикла, от континентального рифтогенеза и океанического спрединга до коллизионной стадии. Среди них выделяются структурно-вещественные комплексы трех ярусов: верхнекембрийско–нижнедевонского, нижнедевонско–среднекаменноугольного, среднекаменноугольно–триасового.

Верхнекембрийско–нижнедевонский ярус. Породы, слагающие этот ярус, образуют ряд формаций, сформировавшийся в период становления внутриконтинентального, а затем океанического бассейна, и закончившегося в конце силура–начале девона частной инверсией, формированием зон субдукции и островодужных ассоциаций. Этот ряд состоит из ордовикских форма-

ций (флишевой олигомиктовой метаморфизованной, амфиболит-зеленосланцевой, вулканогенно-осадочной метаморфизованной, дунит-гарцбургитовой) и силурийских (углисто-глинисто-кремнистой и кремнисто-глинисто-терригенной метаморфизованными), отвечающих стадии раздвигания и создания океанического бассейна с системой континентальных блоков. Завершают указанный ряд габброамфиболит-гнейсодиорит-гнейсоплагиогранитовая и плагиомигматит-плагиогранитовая формации фронтальных зон субдукций островных дуг.

Образования верхнекембрийско–нижнедевонского яруса распространены в основном по периферии структурных блоков, сложенных породами нижнерифейского яруса. Наибольшие площади их развития наблюдаются на пологих северных и южных погружениях этих блоков, а также на восточном крыле Славенской антиклинали. На этих площадях преобладает относительно спокойная складчатость, осложняющая моноклиналиное и периклиналиное залегание пород. Широко развиты интрузивные залежи пластообразной до гарполитообразной формы, фиксирующие пологие зоны тектонических несогласий между структурными этажами (Джабыгасайский, Обалькольский, Верхнежелтысайский и др. массивы). В субмеридиональных тектонических зонах обрамлений блоков породы яруса слагают пояса напряженной изоклиналиной складчатости, в которую вовлечены и интрузивные образования и серпентиниты (Западно- и Восточно-Аниховские, Веселовская, Желтинская и др. шовные зоны). Реже зоны смятий встречаются в пределах горст-антиклинальных структур, расчленяя их на блоки более высокого порядка. Примером такой зоны является Кумсайский региональный разлом. В геофизических полях полосы и поля развития пород верхнекембрийско–нижнедевонского яруса выражаются градиентными зонами разной интенсивности.

Нижнедевонско–среднекаменноугольный ярус. Структурно-вещественные комплексы этого яруса образовались в островодужную стадию геодинамического цикла. Состав и внутреннее его строение определяются, с одной стороны, тектоническими движениями, а с другой, процессами поверхностного и интрузивного магматизма и осадконакопления.

Ярус состоит из двух подъярусов: нижнедевонско–нижнекаменноугольного и нижне-среднекаменноугольного, сложенных образованиями, сформировавшимся в процессе двух этапов рифтогенеза, островодужного вулканизма и осадконакопления и интрузивного магматизма.

Нижнедевонско–нижнекаменноугольный подъярус. Структурно-вещественные комплексы подъяруса слагают в Восточно-Уральском поднятии Еленовско-Кумакский грабен-синклиорий и Желтинский грабен, магматизированное южное выклинивание Джанабайской горст-антиклинали и почти все горст-антиклинальные выступы, включая Буруктальский аллохтон Восточно-Уральского прогиба.

Низы разрезов подъяруса в указанных структурах сложены подушечными лавами, гиалокластитамии риолит-метабазальтовой и метауглеродисто-терригенной формаций, иногда в сочетании с породами дунит-гарцбургитовой и дунит-перидотит-пироксенитовой ассоциаций. Этот ряд формаций составлял основание и нижнюю часть разреза островных дуг зон вулканизма.

Остальная часть разреза состоит из сложного наслоения экструзий, лав и пирокластик базальт-дацит-риолитовой формации, сменяющихся в самых верхах вулканогенно-осадочной, вулканогенно-терригенной формациями вулканических депрессий и междепрессионных поднятий островных дуг.

Интрузивные образования нижнедевонско–нижнекаменноугольного структурного подъяруса представлены породами позднедевонских габбро-диорит-плагиогранитовой, монцодиорит-граносиенитовой формаций, зон субдукции островодужных систем. Пояса интрузивных тел этих формаций обрамляют геоантиклинальные блоки более древних структурных ярусов, выполняя зоны региональных тектонических несогласий отделяющих нижнедевонско–нижнекаменноугольный ярус от последних. Фрагменты этих поясов являются реликтами палеозон субдукции ранне-позднедевонской островодужной системы, в значительной степени уничтоженных процессами тектогенеза коллизионной стадии.

Структурный план, типы деформаций и характер складчатости пород подъяруса весьма разнообразны и обусловлены тектонической позицией и типом слагаемых ими структур. В Еленовско-Кумакском грабен-синклиории, Кундыбаевской горст-антиклинали и Буруктальском аллохтоне развиты вулканотектонические структуры, преобразованные в брахискладки разных размеров. В остальных структурах преобладает линейный тип складчатости с падениями крыльев складок от 50 до 85°. Складки и сопряженные с ними разломы вытянуты в основном в субмеридиональном направлении. В Восточно-Уральском прогибе, в обрамлении Буруктальского аллохтона складки и тектонические блоки высоких порядков в юго-восточной части площади имеют северо-восточное простирание.

В поля силы тяжести образования подъяруса выделяются на картах остаточных аномалий (Н=2 и 5 км) положительными аномалиями интенсивностью от 15 до 80 мГал. Магнитное поле

на площадях их развития сильно дифференцированное и состоит из сложного сочетания высокочастотных положительных и отрицательных аномалий с интенсивностью от +2 000 до –500 нТл.

Нижне-среднекаменноугольный подъярус. Структурно-вещественные комплексы подъяруса широко развиты в Еленовско-Кумакском грабен-синклинории, Сарыобинской грабен-синклинали, в меньшей степени в Шалкарском, Веселовском, Желтинском грабенах.

В их составе преобладают раннекаменноугольные формации: прибрежно-морской угленосной молассы, карбонатно-терригенной, базальтовой и вулканогенно-осадочной. Синхронные с ними интрузивные комплексы диорит-плагиогранитовой и габбро-диорит-плагиогранитовой формаций, кроме указанных структур развиты и в Кундыбаевской горст-антиклинали. Ассоциация указанных формаций сформировалась в результате глыбово-колебательных движений, развития локальных зон рифтогенеза, образования в них узких линейных грабенов, которые в пределах Восточно-Уральского прогиба имели вулканотектонический характер и сопровождались локально проявленными процессами вулканизма, завершившегося формированием островодужных систем с отчетливо проявленным интрузивным магматизмом в корневых и субдукционных зонах.

Структурные формы образований подъяруса характеризуются преобладанием узких линейных складок общего сжатия, осложненных системами разломов, мелких грабенов, горстов и локально проявленных надвигов. Оси складок и тектонические блоки линейной формы вытянуты в субмеридиональном направлении. Большинство складок запрокинуто на восток.

В геофизических полях осадочные образования подъяруса на картах остаточных аномалий Δg ($H=2$ км) выделяются отрицательными аномалиями интенсивностью от 10 до 65 мГал и спокойным пониженным (от –100 до –300 нТл) магнитным полем.

Среднекаменноугольно-триасовый ярус. Образования яруса представлены в основном гранитоидами раннепермской гранитовой и незначительно молассовой красноцветной формациями коллизийной стадии геодинамического цикла. В Восточно-Уральском поднятии интрузии раннепермских гранитов развиты в основном в центральных частях горст-антиклинальных блоков раннерифейского структурного яруса, слагая большую часть Верхнеушкотинского, Котансинского и Обалыкольского полиформационных массивов. В Восточно-Уральском прогибе они приурочены к долгоживущим магмовыводящим тектоническим зонам его западной прибортовой части (Шалкарский массив).

В геофизических полях массивы гранитоидов выделяются отрицательными аномалиями поля силы тяжести интенсивностью от –60 до –700 мГал и отрицательными значениями магнитного поля (от –200 до –300 нТл).

Мезозойско-кайнозойский структурный этаж. Складчатые комплексы домезозойского фундамента района перекрыты рыхлыми продуктами коры выветривания мезозойского возраста и осадочными отложениями палеогена, неогена и четвертичного периода. Эти образования слагают мезозойско-кайнозойский структурный этаж. Суммарная их мощность колеблется от 10 до 150 м. Залегают они в основном горизонтально, нивелируя неровности поверхности погребенного фундамента.

В пределах развития нижнекаменноугольных образований, особенно в приконтактных частях карбонатных толщ, довольно часто встречаются эрозионно-тектонические депрессии с большой мощностью (до 70 м) рыхлых отложений и с наклонным залеганием пород. Большинство этих экзогенных структур связано с процессами карстообразования, сопровождавшимися проседаниями, обрушениями и гравитационным сползанием пластичных рыхлых образований.

РЕГИОНАЛЬНЫЕ ТЕКТОНИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ

Региональными структурами в пределах площади являются Восточно-Уральское поднятие и Восточно-Уральский прогиб.

ВОСТОЧНО-УРАЛЬСКОЕ ПОДНЯТИЕ

Восточно-Уральское поднятие занимает западную большую часть площади. С востока оно ограничено Западно-Сарыобинской шовной зоной, к северу и югу уходит за пределы листа. В его строении отчетливо выделяются структуры более высокого (субрегионального) порядка (с запада на восток): Адамовско-Мугоджарский антиклинорий, Еленовско-Кумакский грабен-синклинорий, Текельдытауский антиклинорий.

АДАМОВСКО-МУГОДЖАРСКИЙ АНТИКЛИНОРИЙ

В пределах площади представлен Славенской антиклиналью.

Славенская антиклиналь расположена в северо-западном углу листа и представлена лишь небольшим фрагментом своего восточного крыла. При ширине 5–7 км у северной границы площади она вытянута в субмеридиональном направлении на 30 км, уходя за пределы территории. С востока антиклиналь ограничена Западно-Аниховским региональным разломом типа сброса с падением сместителя в восточном направлении под углами 55–85°. У западной границы площади, на широте пос. Целинного последний приобретает характер взброса с падением сместителя на запад под углом 70°. Фрагмент крыла антиклинали представляет собой *моноклинали* (*Коянсайская*), полого наклоненную к востоку, осложненную складчатостью высоких порядков. Складки размером от 0,5 до 3 км в поперечнике вытянуты в субмеридиональном направлении. Антиклинали сложены сланцами маячной свиты, синклинали – породами энбекшинской толщи. Углы падения пород колеблются от 45 до 80°.

Моноклинали осложнена поясом, протягивающимся параллельно Западно-Аниховскому разлому, мелких интрузивных тел метагаббродолеритов, метагаббро, энбекшинского, крыклинского комплексов и габбродолеритов девонского возраста.

В поле силы тяжести моноклинали располагается в области Восточно-Уральского минимума со значениями Δg в ее пределах от –23 до –32 мГал. На картах остаточных аномалий (Н=2 км) северная часть фрагмента моноклинали, где преобладают образования энбекшинской толщи, представлена положительной аномалией со значениями Δg от 5 до 25 мГал, южная часть, сложенная сланцами маячной свиты, – отрицательной аномалией с интенсивностью до 35 мГал.

ЕЛЕНОВСКО-КУМАКСКИЙ ГРАБЕН-СИНКЛИНОРИЙ

Еленовско-Кумакский грабен-синклинорий на площади представлен своим северным фрагментом, протягивающимся от ее юго-западного угла в субмеридиональном направлении на 54 км, уходя за пределы северной границы. Форма его клиновидная с шириной 10–12 км на юге и 6 км на севере. Почти посередине, в долине р. Жабыги он осложнен крупным выступом в восточном направлении, вулcano-тектонической депрессией трапециевидной формы с площадью 150 км². Грабен-синклинорий ограничен с запада Западно-Аниховской (Еленовской), с востока Восточно-Аниховской и Веселовской системами разломов. Западная часть его представлена грабеном с поясом интрузий в юго-западном секторе. В пределах последнего выделяются структуры первого порядка: **Аниховско-Кумакская грабен-синклинали**, на севере, и **Тыкашинская горст-антиклиналь**, на юге. Последняя состоит из структур более высокого порядка: *Котансинского грабена*, *Южно-Керуембаевской периклинали* и *Керуембаевской блок-моноклинали*. Северная часть грабена с преобладающим развитием осадочных пород брединской свиты в трансформированном поле Δg (Н=2 км) выделяется поясом высокочастотных отрицательных аномалий от –5 до –25 мГал, южная, где эти отложения выклиниваются – положительными аномалиями интенсивностью от 25 до 55 мГал. Магнитное поле в его пределах имеет в основном сложно дифференцированный характер с линейной формой высокочастотных аномалий со значениями ΔT от +200 до –300 нТл. Породы в этом блоке сильно дислоцированы, собраны в мелкие линейные, часто изоклиналильные субмеридиональные складки, осложненные разломами субмеридионального, реже северо-восточного простирания.

Восточная часть грабен-синклинория представлена **Кокпектинской вулcano-тектонической депрессией**, ограниченной на западе Восточно-Аниховской системой разломов, на северо-востоке Веселовским, а на юге Южножабыгинским разломами. На севере она обрвана контактом гранитоидов Джабыгасайского массива. Депрессию выполняют лавы и туфы кокпектинской толщи, слагающие цепочку субширотного простирания небольших моногенных лавово-пирокластических построек, осложненных местными разломами высоких порядков. Углы падения пород от 30 до 60°. Структура вулканического поля осложнена разломом (Жабыгинским) северо-восточного простирания и расположенным юго-восточнее параллельным ему поясом субвулканических и гипабиссальных интрузивных тел кислого состава. На юго-восточной тектонической выклинке депрессии расположен *Веселовский клиновидный грабен*, связанный с одноименным структурным швом. Грабен сложен сильно дислоцированными породами брединской свиты.

В трансформированном поле сила тяжести (Н=2 км) депрессия выделяется положительной аномалией интенсивностью 50–80 мГал. Магнитное поле в ее пределах сильно дифференцированное с узлами и зонами положительных аномалий высокого порядка интенсивностью 100–400 нТл, разделенных площадями с пониженными его значениями (до –200 нТл).

Юго-западный сектор грабен-синклиория осложнен *Южно-Керуембаевской периклиной*, являющейся выступом Актастинской горст-антиклинали, расположенной в пределах Казахстана. Периклираль сложена породами маячной свиты, энбекшинской и булатовской толщ. С юга она оборвана Верхнеушкотинской интрузией гранитов, с севера – Киембаевским массивом гипербазитов.

ТЕКЕЛЬДЫТАУСКИЙ АНТИКЛИНОРИЙ

Текельдытауский антиклинорий занимает центральную основную часть площади и состоит из крупных структур первого порядка: Котансинской антиклинали, Джанабайской и Обалыкольской горст-антиклиналей и Желтинского грабена.

Котансинская антиклиналь в пределах площади представлена своей северной половиной, южная половина расположена в пределах Казахстана, где выделяется как Уйтасский антиклинорий. При ширине 16–18 км антиклиналь вытягивается в субмеридиональном направлении на 40 км, от верховьев рр. Жабыги, Котансу до южной границы РФ. С запада она ограничена системой разломов Восточно-Аниховского структурного шва, выполненного на юге апофизой Котансинского гранитного массива, на севере – Южножабыгинской субширотной системой сбросов, на северо-востоке – *Веселовским грабеном*, на юго-востоке – системой разломов западного борта Желтинского грабена.

Антиклиналь имеет асимметричное строение. Сохранившиеся северное ее крыло (*Восточно-Котансинская периклираль*) и часть западного сложены породами верхнекембрийско-нижнедевонского структурного яруса с относительно спокойными залеганиями, с падениями в северном, реже северо-восточном и западном направлениях под углами 40–60°, реже 70–80°. С юго-востока они оборваны Котансинским массивом гранитов. Расположенный юго-восточнее последнего фрагмент антиклинали представляет собой *периклираль (Северосмоленская)*, сложенную мигматизированными гнейсами нижнерифейского структурного яруса, осложненную с юга системой субмеридиональных разломов и связанных с ними линейных горстов и грабенов. Наиболее опущенные участки последних сложены породами энбекшинской толщи и крыклинского комплекса. Северная, менее нарушенная системами разломов часть периклинали, имеет брахискладчатый тип деформации. В южной части преобладает линейный тип складчатости с крутыми (более 60°) углами падения пород.

Котансинский массив занимает большую часть антиклинали, разделяя ее на два указанных блока. В целом он представляет мощное (от 6 до 12 км в поперечнике) тело, круто падающее в западном и северных направлениях, облекающее юго-восточный выступ структуры, сложенный нижнерифейскими гнейсами.

В поле силы тяжести антиклиналь на картах остаточных аномалий (H=2 км) представлена отрицательной аномалией с интенсивностью от 20 до 60 мГал. Магнитное поле в целом спокойное, пониженное (до –300 нТл), осложненное юго-восточнее пос. Керуембай положительной аномалией (до +750 нТл), связанной с провесом кровли западной части Котансинского массива, сложенного ороговикованными метавулканитами энбекшинской толщи.

Джанабайская горст-антиклиналь в пределах площади представлена своим южным клиновидным фрагментом, который у северной границы площади, в долине р. Кокпекты имеет ширину 25 км. К югу она протягивается на 48 км, постепенно сужается и выклинивается в верховьях р. Желтой.

С юго-запада горст-антиклиналь ограничена системой разломов Веселовского структурного шва, с востока – Желтинского и его северным ответвлением – Кумсайским разломом. Ядро структуры слагают метаморфические образования нижнерифейского яруса (*Верхнеалгабазская и Верхнеджабыгская антиклинали*). Почти вся периферия представлена поясом полигенных полиформационных массивов крыклинского и джабыгасайского комплексов. Контакты массивов этого пояса с вмещающими породами часто грубосогласные, с падением под интрузивные тела и только на южном погружении, встречаются обратные, и здесь останцы раннерифейских пород видимо слагают небольшие провесы кровли массивов. В пределах южной выклинки горст-антиклинали (*Восточно-Веселовская периклираль*) один из них сложен ороговикованными породами энбекшинской толщи. Во вмещающих породах преобладает брахискладчатый тип деформаций. Складки от 2 до 4 км в поперечнике с падением крыльев под углами 20–50°, редко до 60°, от изометричной до слабоудлиненной формы, вытянутой в северо-западном направлении. В зонах экзоконтактов с интрузиями магматического пояса они осложнены складками более высоких порядков с размерами от 0,2 до 0,6 км в поперечнике, ориентированными в основном параллельно контактам. Складчатость осложнена разломами северо-восточного, реже северо-западного и субширотного простирания преимущественно местного характера.

В поле силы тяжести горст-антиклиналь расположена в области Восточно-Уральского минимума со значениями Δg от -12 до -20 мГал, на картах остаточных аномалий ($H=2$ км) – в спокойном поле положительных значений Δg от 5 до 20 мГал. По периферии последнее приобретает дифференцированный характер, обусловленный разнообразием составов интрузий магматического пояса, с положительными (до $+35$ мГал) и отрицательными (до -35 мГал) аномалиями высокого порядка. Магнитное поле в его пределах спокойное со значениями ΔT от -200 до -300 нТл.

Желтинский грабен протягивается от верховьев р. Кайракты, на севере, до р. Буруктал, на юге, уходя далее в пределы Казахстана, где выделяется в виде Восточно-Мугоджарской зоны разломов. В пределах площади при ширине 3–5 км он прослежен на 76 км. Простирается на юге северо-восточное, на севере – субмеридиональное.

Грабен представляет собой шовную структуру, образованную Желтинским глубинным разломом с системой параллельных ему оперяющих разломов высоких порядков. Внутреннее его строение очень сложное и состоит из сочетания узких (0,5–2 км, редко до 4 км в поперечнике) линейных грабенов и горстов, вытянутых параллельно главному структурному шву. Наиболее погруженные блоки сложены отложениями прибрежно-морской угленосной молассы нижне-среднекаменноугольного структурного подъяруса (*Верхнежелтинский и Верхнебуруктальский грабены*), остальные – формациями верхнекембрийско–нижнедевонского яруса (*Сасыксайская синклиналь и др.*).

Синклиналичное строение наблюдается только в блоках осевой зоны южной части грабена, сложенных потаповской толщей, и в Сасыксайской синклинали.

В целом площадь грабена закрыта покровными отложениями и о характере его складчатости можно судить только по аэрофотоснимкам. На них отчетливо видно, что севернее р. Буруктал в его полосе преобладает линейный, скорее всего, изоклинальный тип складчатости.

В трансформированном поле силы тяжести ($H=2$ км) отчетливо выделяется в виде цепочки сближенных отрицательных аномалий интенсивностью от 5 до 25 мГал, только южная, наиболее опущенная часть грабена. В магнитном поле он представлен полосой высокочастотных положительных аномалий со значениями ΔT от 100 до 1 000 нТл, связанных с тектонизированными телами серпентинитов.

Обалыкольская горст-антиклиналь протягивается от верховьев р. Кайракты, на севере, до верховьев р. Желтысай, на юге, и уходит далее за пределы площади в Казахстан, где она выделена как Текельдытауский антиклинорий. Протяженность ее около 50 км при ширине 10–16 км. К северу она выклинивается и в долине р. Кайракты ее ширина не более 2 км. С запада она ограничена Желтинским, а с востока – Западно-Сарыобинским структурными швами.

Южная половина горст-антиклинали (*Нижнежелтинская горст-антиклиналь*) сложена метаморфическими образованиями нижнерифейского структурного яруса с брахискладчатым типом деформаций. Северную часть ее занимают интрузивные комплексы Обалыкольского полиформационного массива с останцами раннерифейских пород. Крайняя северная ее выковка, представлена *Северо-Обалыкольской периклиной*, сложенной породами амфиболит-зеленосланцевой и метаморфизованной вулканогенно-осадочной формациями верхнекембрийско–нижнедевонского яруса с преобладающим линейным типом складчатости.

В трансформированном поле силы тяжести ($H=2$ км) нижнерифейские образования Нижнежелтинской горст-антиклинали образуют положительную аномалию интенсивностью 15–25 мГал. Остальная часть Обалыкольской горст-антиклинали с преобладающим развитием интрузивных пород гранитоидного состава характеризуется отрицательными значениями Δg от -15 до -70 мГал. Магнитное поле в ее пределах в основном спокойное, отрицательное до нулевого.

ВОСТОЧНО-УРАЛЬСКИЙ ПРОГИБ

Восточно-Уральский прогиб занимает восточную часть площади и представлен Прииргизским синклинорием. От Восточно-Уральского поднятия он отделяется Западно-Сарыобинским структурным швом.

ПРИИРГИЗСКИЙ СИНКЛИНОРИЙ

В пределах площади расположена только западная прибортовая часть синклинория, состоящая из крупных структур первого порядка: Сарыобинской грабен-синклинали, Кундыбаевской горст-антиклинали, Буруктальского аллохтона и Аккаргино-Шалкарской синклинали.

Сарыобинская грабен-синклиналь приурочена к зоне глубинного долгоживущего разлома, отделяющего Прииргизский синклинорий от Восточно-Уральского поднятия. Форма ее линейная дугообразная, протяженность в пределах площади 82 км. К северу и к югу уходит за пределы листа. Ширина на севере 6–7 км, на юге 12 км. В промежутке между озером Караколь и рекой Буруктал она сужается до 1 км. Грабен-синклиналь ограничена структурными швами с запада Западно-Сарыобинским, с востока Восточно-Сарыобинским и поясом интрузий гранитов. Западную ее часть занимает узкая линейная *Средне-Сарыобинская грабен-синклиналь*, выклинивающаяся на широте р. Буруктал, ограниченная с запада и востока разломами (Западно-Сарыобинским и Кайрактинским). Она сложена осадочными каменноугольными отложениями еткульской и сарыобинской толщ. Породы собраны в отчетливо выраженную синклинальную складку только на севере, которая южнее выполаживается, сменяясь зоной интенсивной почти изоклинальной складчатости. Восточнее этой складки располагается *Верхнекайрактинская магматизированная моноклиналь*.

В южной части подзоны выделяется клиновидное окончание *Желтысайской грабен-синклинали*, сложенной образованиями раннедевонских риолит-метабазальтовой и метауглеродисто-терригенной формаций. Восточнее последней, через разлом располагается *Егакаринский блок*, предположительно, моноклинального строения, сложенный отложениями еткульской толщи, и оборванный с востока Шалкарским массивом.

В геофизических полях структуры грабен-синклинали, сложенные осадочными образованиями карбона, отчетливо выделяются на картах остаточных аномалий Δg ($H=2$ км) отрицательными аномалиями интенсивностью 45–65 мГал и спокойным пониженным (от –200 до –300 нТл) магнитным полем. Верхнекайрактинская моноклиналь и Желтысайская грабен-синклиналь, наоборот, характеризуются положительными аномалиями Δg интенсивностью 45–55 мГал и сильно дифференцированными магнитными полями с высокочастотными локальными аномалиями со значениями ΔT от –200 до +1 000 нТл, обусловленными насыщением этих блоков дайками и мелкими телами габброидов и серпентинитов.

Кундыбаевская горст-антиклиналь в пределах площади представлена только южным клиновидным окончанием, ограниченным сбросами, сходящимися у озера Жетыколь. Эта часть структуры сложена в разной степени метаморфизованными вулканогенными, пирокластоосадочными и осадочными образованиями жетыкольской, кундыбаевской толщ и сингенетичными с ними интрузиями субвулканической фации. У северной границы площади они прорваны Кокпектинской интрузией габбродиоритового состава. В структурном ее плане выделяются Озерная палеовулканическая постройка брахиантиклинального типа и Нижнекайрактинская моноклиналь.

Озерная брахиантиклиналь имеет слабоудлиненную форму, при ширине 4–6 км она вытянута в северо-северо-восточном направлении на 7–8 км. С запада она оборвана Восточно-Сарыобинским региональным разломом. К северу и к югу наблюдается пологое погружение структуры, осложненное локальными выступами и впадинами высокого порядка. Восточное крыло падает на восток под углами 40–60°. Ядро антиклинали сложено метавулканитами нижней части разреза жетыкольской толщи, крылья – породами верхней. О палеовулканической природе брахиантиклинали свидетельствуют следующие данные:

1) локальная аномалия силы тяжести интенсивностью до 1,5 мГал с эпицентром в сводовой части структуры и с постепенным ступенчатым уменьшением гравиметрового поля в северном и южном направлениях;

2) концентрации и зональное расположение вокруг указанного эпицентра экструзивно-лавовых куполов вулканитов кислого и умеренно-кислого состава;

3) наличие в указанном поясе экструзивно-лавовых куполов кислого, реже основного состава и щелевидных вулcano-тектонических грабенов типа палеокальдер высокого порядка с узлами кольцевых, подковообразных интрузий в корневых зонах;

4) облекание вулканических фаций центральной части постройки туфогенно-осадочными и осадочными отложениями.

Приведенные данные указывают на то, что Озерная структура представляет собой реликт вулканической постройки, сформированной базальтоидами нижней части разреза жетыкольской толщи, осложненной в последующем кальдерообразованием и возникновением на склонах палеовулкана пояса экструзивно-лавовых куполов кислого состава.

Система кольцевых разломов палеопостройки, с которой связано формирование сложной участками телескопированной кальдеры проседания, оказалась закрытой наслоениями экструзивно-лавовых куполов кислого состава. Об их характере и магмовыводящей роли можно судить только по западной глубокоэродированной части пояса [82].

Более отчетливо проявлены разломы северо-восточного и субмеридионального простирания, часть из которых относится к поздним синвулканическим и контролирует дайкообразные тела метагаббродолеритов.

Нижнекайрактинская моноклинал занимает восточную часть горст-антиклинали и представляет собой пологий склон палеовулканического поднятия. При ширине 2,5–4 км она вытянута от оз. Жетыколь в северо-восточном направлении на 40 км, уходя за пределы северной границы площади. Моноклинал сложена в основном сланцами кундыбаевской толщи и редко, в ядрах антиклиналей высокого порядка, метавулканитами жетыкольской толщи. В трансформированном поле силы тяжести ($H=2$ км) она представлена отрицательной аномалией со значениями Δg до 15 мГал. Магнитное поле в ее пределах спокойное пониженное до -300 нТл.

Описанные структуры горст-антиклинали осложнены более поздними складчатыми и разрывными деформациями орогенного (коллизийного) этапа геотектонического развития региона. Они представлены складками высоких порядков линейной формы с субмеридиональными, реже северо-восточным простиранием осей, зонами расланцевания, разломами взбросо-сдвигового характера, надвигами и тектоническими покровами с тектонизированными телами серпентинитов (за пределами площади).

Буруктальский аллохтон в пределах площади представлен своим юго-западным фрагментом, который при ширине 12–13 км (на юге) вытянут в северо-восточном, почти субмеридиональном направлении на 55 км, уходя за восточную границу листа. С запада он ограничен Жетыкольским сбросом, наклоненным на юго-восток под $\angle 70-82^\circ$, с юга – дугообразным надвигом, падающим под серпентиниты Буруктальского массива под углами $35-46^\circ$ [28]. В нижней части аллохтона залегают *тектонизированные пластины серпентинитов* (*Карашакольская, Южно-Жетыкольская, Верхнетуцесайская*). Мощность образованного ими основания аллохтона по геофизическим данным колеблется от 0,6 км на выклинках до 2 км к центральной части. Верхняя часть аллохтона сложена вулканитами журманкольской, осадочными образованиями блакской толщ и прорывающими серпентиниты габброидами, диоритами и гранитоидами Коскольской интрузии. Подстилают аллохтон сильно дислоцированные сланцы кундыбаевской толщи. В целом он имеет центриклинальное строение, и в его наиболее прогнутой части, в районе Журманкольской депрессии мощность перекрывающего серпентиниты комплекса достигает 1,8–2,2 км. Разбитая на отдельные блоки и пластины центриклинальная структура аллохтона осложнена вулcano-тектоническими *депрессиями Блакской, Журманкольской и Восточно-Жетыкольской кальдерой*. Из них первые две на площади представлены лишь фрагментами западных и юго-западных бортов.

Восточно-Жетыкольская кальдера имеет слабовытянутую в субмеридиональном направлении форму с размерами 4×10 км. Ограничена системой дугообразных сбросов и субвулканических тел габбродолеритов, реже дацитов с зажатыми между ними останцами серпентинитов. Кальдера сложена базальтами, андезитобазальтами с горизонтами их туфов журманкольской толщи. Центральная наиболее опущенная ее часть выполнена песчаниками и гравелитами блакской толщи.

В геофизических полях площадь аллохтона на картах остаточных аномалий Δg ($H=2$ км) выделяется положительной аномалией со сложным строением и интенсивностью от 35 до 85 мГал. В магнитном поле она выражается контрастной, со сложной структурой, положительной аномалией со значениями ΔT от 10 до 2 000 нТл, приуроченной к периферии аллохтона, и отрицательной аномалией до -300 нТл в его центральной части.

Аккаргино-Шалкарская синклинал расположена в юго-восточной части площади и представлена только своим юго-западным фрагментом, вытянутым в северо-восточном направлении. Синклинал осложнена Шалкарским грабеном, занимающим запад и северо-запад ее площади, и Восточно-Шалкарской горст-антиклиналью, в юго-восточной части.

Шалкарский грабен протягивается на 20 км в субмеридиональном направлении от пос. Светлого через западную часть впадины оз. Шалкар-Ега-Кара до южной границы площади, уходя за пределы РФ. Площадь его ограничена почти со всех сторон (кроме южной) интрузиями гранитоидов. Грабен сложен вулканогенно-осадочными и субвулканическими образованиями аккаргинской толщи нижнего карбона, сильно дислоцированными и ороговикованными в зонах экзоконтактов интрузий. В трансформированном поле силы тяжести ($H=2$ км) грабен приурочен к градиентной зоне со значениями Δg от -45 до $+10$ мГал. Магнитное поле в его пределах спокойное, на юге, и сильно дифференцированное, на севере, с ΔT от 0 до -500 нТл.

Восточно-Шалкарская горст-антиклинал представлена фрагментом, сложенным сланцами кундыбаевской толщи. Строение ее сложное со складчато-разрывными деформациями линейного характера. Складки и разломы вытянуты в северо-восточном направлении. Оси складок и плоскости разломов наклонены на юго-восток, под углами $50-70^\circ$ и отражают общее смятие и

движение горных пород во фронтальной части, расположенного северо-западнее Буруктальского аллохтона.

В трансформированном поле силы тяжести ($H=2$ км) горст-антиклиналь представлена отрицательной аномалией с интенсивностью до 25 мГал. Магнитное поле в ее пределах дифференцированное, в основном пониженное от 0 до -250 нТл, с высокочастотными аномалиями удлиненной, вытянутой в северо-восточном направлении формы с ΔT от 0 до $+200$ нТл.

СКЛАДЧАТЫЕ НАРУШЕНИЯ

Складки в пределах площади имеют широкое развитие и наложены на глубоко метаморфизованные образования верхнепротерозойского и относительно слабо метаморфизованные вулканогенно-осадочные отложения каледонско-герцинского структурных этажей, включая ортоамфиболиты и ортогнейсы крыклинского и копинского комплексов. Самые ранние пликативные деформации развиты в нижнерифейском ярусе в горст-антиклинорных структурах Восточно-Уральского поднятия. Наиболее приподнятые и глубоко эродированные центральные части этих структур представляют собой фрагменты гнейсовых куполов, насыщенных по периферии и в разной степени замещенных интрузивными образованиями преимущественно гранитоидного состава и ограниченных разломами глубинного заложения.

Гнейсовые купола осложнены пологими складками слабоудлиненной, иногда близкой к изометричной форме, чаще вытянутыми в северо-западном направлении.

В облекающих куполах ортогнейсах крыклинского и копинского комплексов наблюдаются переходные типы дислокаций от брахиформных складок, близких к вышеописанному, до линейных в приграничных зонах с грабен-синклинорными впадинами.

Следующий широко развитый тип пликативных деформаций представлен конседиментационными вулcano-тектоническими впадинами, депрессиями, кальдерами и поднятиями. К ним относятся Кокпектинская депрессия в Еленовско-Кумакском грабен-синклинории, Журманкольская и Блакская депрессии, Восточно-Жетыкольская кальдера Буруктальского аллохтона, а также Озерная антиклиналь, являющаяся преобразованной палеовулканической постройкой. Характеристика их приведена выше при описании региональных структур.

Последний самый поздний тип складчатых деформаций представлен складками общего сжатия. Он охватывает почти всю площадь и все структурные подразделения геологического разреза, за исключением позднедевонско-раннепермских интрузивных комплексов. Интенсивность его варьирует от очень слабой в нижнерифейских образованиях и мощных толщах девонских вулканитов, до средней в ордовикско-силурийских мигматитах и ортогнейсах и очень сильной в сланцевых толщах ордовикского, раннедевонского и каменноугольного возраста. Представлен он линейными складками с крутыми падениями крыльев, иногда изоклинальными, с острыми замками и сильно развитым кливажом слоевого типа. Размеры их колеблются от первых метров до нескольких сотен метров. Наиболее широко они развиты в грабенах и грабен-синклиналях, где обычно сопряжены с системами параллельных разломов.

В восточной и юго-восточной частях фронтальной зоны Буруктальского аллохтона широко развита гравитационная складчатость со складками близкими по морфологии к складкам общего сжатия, но отличающиеся частым опрокидыванием и наклоном осей в сторону от надвиговой зоны. Кроме того, они обычно сопряжены с системами параллельных взбросов и надвигов, также наклоненных в том же направлении.

Формирование гравитационной складчатости в западном борту Восточно-Уральского прогиба началось в период обособления его по Сарыобинской шовной зоне и продолжалось вплоть до развития в коллизионную стадию складок общего сжатия.

РАЗЛОМЫ

Разрывные нарушения являются естественными границами, разделяющими основные структуры района, и неотъемлемыми элементами всех структурно-вещественных комплексов.

Разломы делятся на региональные и местные. Первые из них характеризуются большой протяженностью (до первых сотен километров), глубоким заложением, длительным развитием и разделяют основные структуры площади. Вторые – менее протяженные с простой кинематикой, с глубиной заложения, соизмеримой с уровнями залегания магматических очагов, не выходят за пределы основных структур района.

Среди региональных разломов выделяются структурные швы, являющиеся долгоживущими разломами глубинного заложения, по которым закладывались зоны раздвижения континен-

тальных блоков, основные направления зон субдукции и сочленения разновозрастных террейнов. К ним относятся Западно-Аниховский, Восточно-Аниховский, Желтинский, Западно- и Восточно-Сарыобинский, Джетыгаринский разломы со сложной, неоднократно менявшейся во времени, кинематикой. Они отчетливо выделяются в геофизических полях выдержанными зонами градиентов и хорошо видны на космо- и аэрофотоснимках. С зонами этих разломов связаны пояса тектонизированных тел пород габбро-гипербазитовой и дунит-гарцбургитовой ассоциаций, зоны гранитизации, мигматизации, интрузии разного возраста и состава (от габбро до гранитов).

Большинство из них образовалось в начале ордовика, в стадию рифтогенеза, дробления и деструкции Восточно-Уральского блока континентальной коры. Первоначально они имели характер сбросов, ограничивающих рифтогенные впадины, в которых формировались офиолитовые ассоциации. Позже они являлись границами развития островодужного вулканизма и поясами развития сейсмо-фокальных зон.

По данным сейсмического зондирования, проведенного западнее площади, по широтным профилям через Летнее и Весенне-Аралчинское месторождения Домбаровской зоны региональные нарушения с глубиной (более 4 км) значительно выносятся, приобретая иногда характер надвигов или шарьяжей [49]. Эта тенденция отчетливо видна и на вибросейсмическом разрезе высокоразрешающего сейсмопрофиля Урсей-95, проходящего севернее описываемой территории, по линии Стерлитамак–Николаевка. На последнем мощные отражатели восточной части профиля падают на запад под углами 30–40° и прослеживаются до глубин 40 км и более [9]. На завершающих стадиях развития островодужного вулканизма вдоль них формируются линейные грабены. В коллизионную стадию в связи с общей инверсией и всплыванием гранитоидных куполов, большинство пологопадающих нарушений в процессе скупивания и закрытия грабенов претерпело инверсию и приобретают характер взбросов, взбросо-сдвигов переходящих участками в надвиги и покровы.

Западно-Аниховский (Еленовский) структурный шов ограничивает с запада Еленовско-Кумакский грабен-синклинорий и первоначально представлял собой сброс глубинного заложения с поясами тектонизированных тел гипербазитов. В коллизионную стадию он претерпел частичную инверсию и фрагменты его крутого (70–85°) восточного падения сменяются участками с обратным западным падением под углами 65–70°.

Восточно-Аниховский структурный шов имеет строго меридиональное простирание и ограничивает с востока полосу развития каменноугольных отложений Еленовско-Кумакского грабен-синклинория от ее более древних комплексов. Представляет собой крутой сброс с западным падением под углами 60–80°. Контролирует дайкообразные тектонизированные тела серпентинитов и Кумакскую дайку лейкократовых гранитов.

Веселовский структурный шов на севере имеет северо-западное простирание и ограничивает с северо-востока девонские и каменноугольные образования Еленовско-Кумакского грабен-синклинория от более древних комплексов и гранитоидов Текельдыгауского антиклинория. Этот фрагмент разлома первоначально имел характер сброса с юго-западным падением, с системой узких линейных грабенов, сложенных образованиями нижнего карбона, и тектонизированными телами габброидов и серпентинитов. В инверсионную стадию он превратился в взброс с северо-восточным падением под углами 65–70°. На широте пос. Веселого разлом резко меняет свое простирание на юго-западное, приобретает характер узкого линейного грабена с западным разломом, падающим на юго-восток под углом 74°. Грабен сложен сланцами энбекшинской толщи, а на юге, за пределами границы площади – образованиями брединской свиты.

Желтинский структурный шов представлен зоной сближенных параллельных, на севере разветвляющихся, разломов с узкими зажатými между ними линейными грабенами и тектонизированными телами серпентинитов. Грабены сложены сланцами маячной свиты, метавулканитами энбекшинской толщи ордовика, метаморфизованными осадочными породами жиландытаусской свиты нижнего силура и нижнекаменноугольными образованиями потаповской толщи. Шовная зона разделяет Джанабайский и Обалькольский горст-антиклинальные блоки. Кинематика разломов зоны изучена недостаточно, вполне очевидно, что она очень сложная. Разломы по простиранию из сбросов часто переходят в крутые взбросы, возможно со значительной сдвиговой составляющей. Углы падения их плоскостей варьируют от 0–70° на севере до 84° на юге.

Западно- и Восточно-Сарыобинские структурные швы на севере ограничивают раннекаменноугольные образования Сарыобинской грабен-синклинали. Первоначально они представляли собой сбросы, падающие к осевой зоне образуемого ими грабена. В коллизионную стадию западный из них претерпел инверсию и превратился в взброс с западными падениями под углами 56–70°. Восточный остался сбросом с западным падением (угол 70–80°).

Джетыгаринский структурный шов в пределах площади представлен своим юго-западным фрагментом с северо-восточным простираем, имеющим характер сброса, падающим на северо-запад под углом 48° .

Региональные разломы, не обладающие чертами структурных швов, характеризуются более простой кинематикой являются тектоническими элементами подзон и крупных структурно-формационных блоков в их пределах. Их положения в общей структуре площади, кинематика, названия приведены на геологической карте и тектонической схеме.

Местные разломы являются элементами внутреннего строения структурных подзон, структурно-формационных блоков, вулканотектонических структур и обычно не уходят далеко за их пределы. Некоторые из них относятся к синвулканическим нарушениям, ограничивают вулканотектонические структуры и играют важную роль в локализации процессов магматизма, метасоматоза и оруденения (сбросы Восточно-Жетыкольской кальдеры, Журманкольской и Кокпектинской депрессий).

ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

В истории геологического развития района выделяются три крупных этапа: байкальский, каледонско–герцинский и мезозойско–кайнозойский.

Байкальский этап. Древнейшие геологические события в районе связаны с формированием раннерифейской части стратиграфического разреза. Метаморфические породы яршалинской, бескрыковской и осиновской толщ образовались по глинистым сланцам, песчаникам и алевролитам. Осадконакопление происходило в относительно спокойной обстановке, в условиях платформенного режима, в длительно существовавших депрессиях типа авлакогенов восточной окраины Русской платформы [3, 19].

В конце рифея зона осадконакопления испытала общий подъем, охвативший всю зону Южного Урала, и превратилась в область пенеплена с активными процессами образования кор выветривания [9].

Каледонско–герцинский этап представляет полный геодинамический цикл развития: от рифтогенеза, раздвижения блоков континентальной коры и образования океанического бассейна до формирования островных дуг с процессами субдукции, скучивания и образования складчатой горной области [9, 19].

Стадия рифтогенеза и образования океанического бассейна. В раннем ордовике в результате подъема мантийного диапира происходит разрыв и раздвигание блоков древней континентальной коры. Формируется сложная рифтовая зона, в систему которой входили Аниховские, Веселовский, Желтинский и Сарыюбинские разломы.

Образовавшийся бассейн первоначально был нешироким и состоял из нескольких впадин, разобращенных выступами микроконтинентальных блоков раннерифейских пород. В подножьях склонов этих выступов зрелыми турбидитами с высокими содержаниями обломков кварца и полевого шпата формируются флишевые толщи. Источником обломочного материала служили участки суши поднятий, сложенных рифейскими образованиями, с хорошо развитой корой выветривания.

По мере развития зоны спрединга, образования рифтовой впадины и достаточно широкого бассейна в описываемом районе и в пределах всего Южного Урала формируется офиолитовая ассоциация. В ее состав входили дунит-гарцбургитовая формация (ордовикский киембаевский комплекс), базальты с горизонтами кремнистых аргиллитов энбекшинской толщи (амфиболит-зеленосланцевая формация), глубоководные осадки (углисто-глинисто-кремнистые, глинисто-кремнистые) среднеордовикской новооренбургской толщи (развитой севернее, в долине р. Суундук) и раннесилурийских булатовской толщи и жиландытаусской свиты.

Стадия формирования системы ранней островной дуги. Предположительно, с середины ордовика и до конца силура в восточной части описываемой территории, в зоне Веселовского и Желтинского глубинных разломов, закладывается островодужная система, и начинается общее закрытие палеоокеанического бассейна. На появление островодужных геодинамических условий и зон субдукции указывают пояса тел метаморфизованных пород известково-щелочной габбро-гранитоидной серии и ультраметаморфитов (крыклинского и копинского комплексов). Эти пояса приурочены к периферии микроконтинентальных блоков восточной части площади (Джанабайский, Обалыкольский) и связаны с субширотным фрагментом зоны субдукции. Продукты наземного вулканизма известково-щелочной серии выявлены на северо-восточном погружении Обалыкольского выступа и восточнее описываемой площади в Айкенской подзоне, представленные метаморфизованными вулканогенными и пирокласто-осадочными образованиями кособродской и варненской толщ. Об их существовании в более северных районах (правобережье р. Суундук и др.) свидетельствует присутствие переотложенной пирокластике андезитового состава в верхах разреза булатовской толщи.

Стадия вторичного спрединга и образования системы модифицированной островной дуги. В раннем девоне в образовавшемся крайнем морском бассейне закладываются новые зоны

спрединга. В пределах описываемой территории одна из них проходила между Еленовским (Западно-Аниховским) и Веселовским разломами, вторая – восточнее Западно-Сарьобинского глубинного разлома. С первой из них связано формирование грабенообразного Еленовско-Кумакского трога. На ранних этапах образования этого трога в нем происходили мощные подводные излияния подушечных лав базальтов (кокпектинской толщи), образовавшие лавовое плато в южной части Еленовско-Кумакского блока. На завершающих этапах становления раннедевонской базальтовой формации излияния лав перемежаются, а в конце сменяются, мощными эксплозивными извержениями и концентрируются в отдельных центрах, образуя лаво-пирокластические вулканические постройки, реликты которых наблюдаются в низовьях рр. Кокпекты и Жабыги. С этой рифтогенной зоной связано образование дайкообразных тел раннедевонской дунит-перидотит-пироксенитовой формации.

Вторая зона спрединга охватывала всю восточную часть площади, в пределах Ильиновско-Марииновской подзоны. Первоначально в ней на больших площадях происходили излияния лав базальтов, образовавшие нижнюю часть разреза раннедевонской жетыкольской толщи. Позже они локализируются в западной части зоны и сменяются пульверизирующими извержениями гиадокластитов и эксплозивными извержениями туфов. На завершающих этапах в образовавшихся вулканических постройках происходит кальдерообразование сопровождающееся формированием поясов, узлов экструзивных, лавовых куполов дацитов, риолитов и извержениями пирокластике кислого состава (Озерная палеовулканическая постройка). В эту стадию была образована верхняя часть разреза жетыкольской толщи раннедевонской риолит-метабазальтовой формации. В период некоторого затухания вулканизма происходит накопление осадочных пород кундыбаевской толщи раннедевонской метауглеродисто-терригенной формации. С этим этапом базальтового вулканизма в западном борту сформировавшегося трога происходит образование и протрузия крупных тел ультрабазитов раннедевонских дунит-перидотит-пироксенитовой и дунит-гарцбургитовой формации. В среднем девоне в восточной части рифтогенного трога происходит подновление и активизация разломов сопровождавшиеся образованием линейного субмеридионального грабена и новой вспышкой базальтоидного вулканизма. При этом рифтогенезу и грабенообразованию были вероятно подвержены и выведенные в верхние структурные этажи тела гипербазитов.

Процессы среднедевонского вулканизма также начались с трещинных излияний лав базальтов, которые потом сконцентрировались в отдельных центрах и завершились формированием лаво-пирокластических построек центрального типа с вершинными кальдерами проседания. В последних происходило накопление пирокласто-осадочных и осадочных образований верхов журманкольской и блакской толщ. В них же формировались и залежи колчеданных руд.

В пределах обеих зон спрединга сформировавшиеся в среднем девоне вулканические аппараты образовали две системы островных дуг субмеридионального простираения. Активная вулканическая деятельность в этих дугах видимо продолжалась и в начале верхнего девона, но уже с преобладанием среди продуктов извержений пород андезитового, дацитового и риолитового состава. С этим этапом связано образование в промежуточных камерах вулканических центров тел интрузивных пород джабыгасайского и коскольского комплексов верхнедевонской габбро-диорит-плаггиогранитовой формации, а также мощных пластовых межформационных залежей пород этой же формации в обрамлении горст-антиклинальных выступов докембрийских и раннепалеозойских пород (Джабыгасайский, Акжарский массивы и др.). Последние видимо располагались в зонах субдукции островодужных систем.

Активная вулканическая деятельность в указанных островодужных системах во фране в основном затухает. В фамене она продолжается только в Еленовско-Кумакском грабене в виде слабых эксплозивных извержений пород умеренно-кислого, кислого и субщелочного состава, сопровождавшихся накоплением в понижениях палеовулканического рельефа пирокласто-осадочных и осадочных отложений березняковской толщи вулканогенно-терригенной формации.

На востоке в верхнем девоне в шельфовых зонах впадин накапливаются терригенные осадки, богатые вулканомиктовым материалом (блакская и аулиетасская толщи терригенной формации). Появление в вулканомиктовом материале верхнедевонской терригенной формации вулканитов кислого и субщелочного состава с краснокаменным изменением указывает на общее обмеление морского бассейна и появление продуктов наземного вулканизма. Магматическая деятельность в этот период продолжалась формированием в зонах субдукций интрузивных ассоциаций габбро-диорит-плаггиогранитовой и в незначительных количествах монцодиорит-граносиенитовой формаций.

Стадия разрушения восточной части площади и заложения каменноугольного прогиба. В начале раннего карбона вулканическая деятельность в районе резко затухает, происходит общее

обмеление бассейна с накоплением в шельфовых зонах впадин терригенных осадков и известняков прибрежно-морской угленосной молассы и карбонатно-терригенной формаций.

Примерно во второй половине визе по Сарыобинской системе сбросов произошло резкое опускание восточной части площади с образованием в ее пределах зон спрединга и формированием в них ассоциаций базальтового вулканизма. Крайняя западная зона располагалась в восточной части Сарыобинской грабен-синклинали. В этой зоне образовался узкий линейный вулканотектонический грабен, в котором происходили интенсивные трещинные извержения базальтов, приведшие к образованию кайрактинской толщи (раннекаменноугольной базальтовой формации).

В поздневизейское–серпуховское время трещинные извержения базальтов затухают и сменяются локальными извержениями центрального типа. Лавово-пирокластические извержения происходили параллельно с накоплением в понижениях палеовулканического рельефа пирокласто-осадочных и терригенно-осадочных отложений и образованием массивов рифовых известняков, что привело к формированию разрезов аккаргинской толщи (раннекаменноугольной вулканогенно-осадочной формации). В этот период продолжались процессы интрузивного магматизма, в основном в зонах активного вулканизма, которые привели к образованию ассоциаций габбро-диорит-плагиогранитовой, диорит-плагиогранитовой и монцодиорит-граносиенитовой формаций.

Коллизионная стадия. В среднем, позднем карбоне и в перми в условиях сжатия и аккреции структурно-формационных блоков развивается интенсивная складчатость общего сжатия в сочетании со взбросами, взбросо-сдвигами, надвигами и тектоническими покровами. Эти процессы сопровождалась внедрениями интрузий диорит-гранодиорит-гранитовой формации, гранитизацией, интенсивным палингенезом и формированием батолитов калинатовых гранитов раннепермской гранитовой формации. Увеличение мощности формирующейся континентальной коры привело к ее изостатическому поднятию и образованию в регионе складчатой горной системы. В локальных межгорных впадинах предположительно в среднем–позднем карбоне отлагались грубообломочные отложения красноцветной молассы (сарыобинской толщи).

Мезозойско-кайнозойский этап. К началу мезозоя кульминация орогенеза была уже позади и созданное складчатое горное сооружение начало пенепленизироваться. В раннем и среднем триасе в результате интенсивной эрозионно-денудационной деятельности горный рельеф был сnivelирован, и в конце триаса начинают преобладать процессы химического выветривания.

Раннемезозойский (T_3-J_1) этап корообразования к концу ранней юры затухает и в начале средней юры с воздыманием Мугоджар и усилением процессов расчленения рельефа сменяется физическим выветриванием. Со второй половины средней юры после выравнивания и затухания эрозионно-денудационной деятельности снова начинают преобладать процессы химического выветривания, продолжавшиеся до верхнего мела. В этот период, выделяемый как позднемезозойский этап корообразования, западнее площади сформировались наиболее полные и мощные разрезы продуктов гипергенеза.

С верхнего мела до палеоцена происходит окончательное расчленение территории. С эоцена возобновляются поднятия сводового характера, которые привели к регрессии моря и образованию пустыни. В этот этап образуются отложения эоловых и аллювиальных кварцевых песков. В олигоцене усиливаются поднятия, расчленение рельефа, формируется эрозионная сеть с аллювием, представленным обохренными песками, гравием и галечниками. На пологих водораздельных пространствах происходили процессы химического выветривания с образованием маломощных кор выветривания неполного профиля.

Небольшой амплитуды вертикальные колебания продолжались и в неогене и завершились в начале плейстоцена заложением основных форм современного рельефа и гидросети.

ГЕОМОРФОЛОГИЯ

Территория листа М-41-VII находится в пределах крупного геоморфологического района Южного Урала – **Зауральского пенеplена**. В кайнозойское время в результате тектонических движений целостность пенеplена была нарушена, и возник облик современного рельефа, представленного рядом генетически однородных поверхностей, которые можно объединить в три основные категории рельефа: денудационная, аккумулятивная и техногенная группы.

ДЕНУДАЦИОННАЯ ГРУППА

Денудационная группа включает в себя рельеф комплексной денудации (поверхности выравнивания и склоны) и эрозионно-денудационный (склоны).

КОМПЛЕКСНОЙ ДЕНУДАЦИИ ПОВЕРХНОСТИ ВЫРАВНИВАНИЯ

Поверхность выравнивания мезозойского возраста (пенеplен) (MZ) развита преимущественно в восточной части листа и отдельными, незначительными по площади фрагментами – по всей его территории. Этот тип рельефа представлен корой выветривания с частыми выходами жильного кварца и кварцитов. Морфологически пенеplен представлен слабовыпуклыми и плоскими водораздельными пространствами с абсолютными отметками 320–360 м. В краевых частях пенеplен имеет расплывчатые очертания с широкими долинами. Постепенно по склону мезозойская кора выветривания перекрывается глинами и суглинками четвертичного возраста.

Реликты палеогеновой поверхности выравнивания (P_3) представлены небольшими локальными площадками. Слагается поверхность выравнивания почти горизонтально залегающими породами палеогенового возраста. Морфологически этот тип рельефа выражен сочетанием плоских или плоско-выпуклых водораздельных пространств с пологими расчлененными склонами.

Поверхность выравнивания эоплейстоцен–раннеоплейстоценового возраста (Q_{E-1}) выделяется на северо- и юго-западе площади. Занимает верхние части склонов речных долин и долинообразных понижений на водораздельных склонах. Фиксируется делювиальными и аллювиальными образованиями лозьвинского горизонта раннего неоплейстоцена.

СКЛОНЫ

Плиоцен–голоценовые склоны (N_2-Q_n) приурочены к верхним частям водораздельных склонов. Основными формами этого рельефа являются небольшие долины с вторичным врезом, овраги, денудационные останцы, кварцевые жилы и элювиальные развалы изверженных и метаморфических пород. Этот рельеф отмечается по всей территории листа и фиксируется нерасчлененными элювиальными образованиями.

Эоплейстоценовые склоны (Q_E) занимают верхнюю часть склонов речных долин и в отдельных случаях пространственно связаны с древними долинами раннечетвертичного возраста. Характеризуемые склоны покрыты делювиальными красно-бурыми глинами эоплейстоценового возраста.

Средне-позднеоплейстоценовые склоны (Q_{II-III}) выделяются в северо-западной части площади, где примыкают к эоплейстоцен–раннеоплейстоценовой поверхности выравнивания. Фиксируется данный тип рельефа элювиальными и делювиальными образованиями средне-позднеплейстоценового возраста.

ЭРОЗИОННО-ДЕНУДАЦИОННЫЙ

СКЛОНЫ

Плиоцен–голоценовые склоны (N_2-Q_H) имеют широкое распространение преимущественно в центральной части листа. Эта территория с хорошо развитой сетью рек и временных водотоков фиксируется глинами и суглинками элювиального и делювиального генезиса. Из мелких форм рельефа отмечаются денудационные останцы, отпрепарированные жилы и дайки.

Средне-позднеоплейстоценовые склоны ($Q_{III-III}$) развиты в долинах рек и временных водотоков западной и восточной частей площади. Сложены глинами и суглинками. Мощность отложений в основании склонов может достигать 13 м.

АККУМУЛЯТИВНАЯ ГРУППА

АЛЛЮВИАЛЬНЫЙ

Черноскутовская терраса (Q_I) приурочена к долинам рек Алгабаз (Сасык) и Жабыга. Это слабохолмистая поверхность, сложенная песчанистыми глинами, песками, гравийниками, галечниками. В песках часто встречаются небольшие западины и промоины, выполненные грубо-обломочным материалом. Возраст дан по положению в рельефе.

Вторая надпойменная терраса (Q_{III}) представлена отдельными фрагментами в долинах рек Кумак и Ниж. Славенская. Высота ее над урезом воды составляет 8–10 м, верхняя часть сложена желто-бурыми суглинками, в нижней преобладает кварцевый песок. Тыловая часть террасы обычно переходит в склоны речных долин без перегиба.

Первая надпойменная терраса (Q_{III}) развита в долинах всех рек (кроме Жабыги) бассейна Кумака. Обычно терраса хорошо морфологически выражена в рельефе. Она представляет собой ровную, слегка наклонную площадку, местами прорезанную глубокими промоинами. Высота террасы над меженным уровнем составляет в среднем 5 м; от второй надпойменной террасы она отделяется четким тыловым швом, местами с остатками заиленных стариц.

Поймы и днища долин (Q_H) выделяются в долинах всех рек. Обычно пойма имеет ширину до 100 м и сложена песками и глинами, а вблизи выходов коренных пород образования поймы обогащены щебнем. К этому же типу рельефа отнесены балки с временными водотоками, выполненные делювиальными и аллювиальными образованиями горбуновского горизонта. Долина реки Буруктал не имеет надпойменных террас, борта поймы представляют собой невысокие (до 2,5 м) отвесные обрывы.

ОЗЕРНЫЙ

Верхнеоплейстоценовый–голоценовый рельеф (Q_{III-H}) пользуется небольшим распространением в Жетыкольской приразломной впадине и представлен аккумулятивными ваннами заболоченных поверхностей безымянных озер и террасой озера Шалкар-Ега-Кара. Абсолютные отметки – 300–310 м.

Голоценовый рельеф (Q_H) представлен котловинами озер Жетыколь, Обалыколь, Шалкар-Ега-Кара, Карашаколь, Кайранколь и ряда безымянных озер в пределах Жетыкольской приразломной впадины. Отложения, выполняющие названные озерные ванны, представлены иловатыми глинами зеленовато-бурого цвета с тонкими прослоями песка. Мощность отложений от 3 до 5 м.

ОЗЕРНО-АЛЛЮВИАЛЬНЫЙ

Миоцен–плиоценовый рельеф (N_{1-2}). Реликты этой равнины выделяются в Жетыкольской приразломной впадине (котловине) или примыкают к ней. Возраст и генезис равнины дан на основании возраста и генезиса слагающих ее осадков: светлинской, чаграйской и жиландинской свит неогена. Абсолютные отметки площади, на которых сохранился этот тип рельефа – 320–330 м.

Эоплейстоценовая равнина (Q_E) занимает значительную часть южной половины территории. Возникла она, вероятно, в результате заполнения эоплейстоценовыми осадками крупных долинообразных понижений. Абсолютные отметки колеблются в пределах 310–350 м. Рельеф данной поверхности весьма однообразен, преобладают плоско-вогнутые формы. Основными фор-

мами рельефа являются озерные ванны и широкие долины с протоками. Возраст равнины дан на основании датированных озерно-аллювиальных осадков, выполняющих долину.

ТЕХНОГЕННАЯ ГРУППА

Крупные формы *техногенного рельефа* (Q_n) представлены карьерами и полями отработки месторождений. Наибольшие площади техногенного рельефа приурочены к Кумакскому месторождению золота, где многие годы проводились работы по добыче, и Буруктаьльскому месторождению никеля, карьер и отвалы которого занимают территорию не менее 2 км².

ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ РЕЛЬЕФА

Формирование современного рельефа началось со стадии пенепленизации в раннемезозойское время. В период со среднего до позднего триаса территория Зауралья характеризовалась резким ослаблением движений земной коры, в результате которого на месте ярко выраженных в рельефе горных хребтов образовалась почти плоская структурная поверхность, фиксированная корой выветривания – пенеплен. Такая поверхность могла возникнуть лишь в результате преобладания скорости денудационных процессов над положительными движениями земной коры.

В позднем триасе генезис рельефа не изменился. На пенеплене интенсивно шли процессы корообразования, плоскостного смыва, эрозии и карста.

В юрское и меловое время рельеф формировался в условиях медленного воздымания территории. На склонах долин и междуречьях происходило образование коры выветривания: каолиновой – на гранитах, латеритной – на основных породах. Генетически территория представляла собой пенеплен.

Конец альбского времени на Южном Урале характеризовался стабилизацией движений, а затем общим опусканием территории. Трансгрессия захватывала значительные территории, но Зауралье по-прежнему оставалось сушей. Примерно в тех же границах, что и в позднемеловое время территория западнее Ирендыкского хребта в палеоцене и среднем эоцене испытала погружение под уровень трансгрессировавших морей, где шло морское осадконакопление, лишь Зауральский пенеплен продолжал испытывать медленное поднятие с образованием кайнозойских приразломных впадин, корообразованием и размывом. То есть, сохранялся тот же тектонический режим, что и во второй половине мезозойского времени. В эоцене вдоль Жетыкольского разлома заложилась Жетыкольская приразломная впадина меридионального простирания. Она имеет протяженность около 80 км при ширине до 20 км. Впадина выполнена аллювиальными и озерно-аллювиальными миоценовыми и плиоценовыми отложениями мощностью до 70 м.

В раннем кайнозое Жетыкольская впадина, вероятно, представляла собой периодически заболачивающиеся озерные ванны.

В среднеэоценовое время на характеризуемой территории были развиты золотые отложения, о чем свидетельствуют пески и кварцитовидные «дырчатые» песчаники саксаульской свиты.

В целом же территория Зауралья, превратившись в среднем триасе в пенеплен, осталась в этом качестве до конца палеогена.

Активизация неотектонических движений в южной части Южного Урала по данным многочисленных исследователей (Никифоровой К. В., Наливкина Д. В., Грачева А. Ф., Наумова А. Д. и др.) началась в конце позднего олигоцена–начале миоцена. На восточном склоне и в Зауралье эти движения были слабо дифференцированными. Начало новейшего этапа выразилось фазой поднятия и размыва. Результатом положительных движений явилось обособление, главным образом, отрицательных структур – приразломных впадин и депрессий с меридиональной и субмеридиональной ориентировкой, подчиненной герцинской структуре. Размыв отразился в фациальном составе раннемиоценовых отложений, представленных аллювиальными галечниками.

Вторая фаза началась во второй половине миоцена и выразилась замедлением положительных движений. На территории Зауральского пенеплена это проявилось в виде частичного заполнения эрозионных форм в грабенах и приразломных впадинах, продолжении формирования месторождений каолинов.

В миоцен–раннеплиоценовое время отмечается понижение базиса эрозии, приведшее к интенсивному расчленению рельефа с образованием гидрографической сети, сходной с современ-

ной. В плиоценовое время в сформировавшихся обширных долинах образовались довольно мощные отложения глин.

В эоплейстоцене территория Зауральской равнины пережила небольшое по амплитуде опускание, что выразилось широким развитием глин озерно-аллювиального генезиса, большая часть которых сохранилась на поверхности до настоящего времени. Значительно расширились площади озерных ванн в приразломных впадинах, в том числе в Жетыкольской, достигая десятков квадратных километров.

В раннем неоплейстоцене территория района испытала поднятие, что привело к новому врезу речных долин, в главных из которых (Кумак) образовалось до трех террас, а у их притоков – до двух. Амплитуда этих движений была невелика, о чем говорит невысокое гипсометрическое положение территории, неглубокий врез речных долин, хорошая сохранность неогеновых отложений и коры выветривания [15]. Конфигурация речной сети и асимметрия долин свидетельствуют об их приуроченности к дизъюнктивным нарушениям складчатого основания. По утверждению А. Д. Наумова [15] Урало-Тобольский водораздел не менял своей генетической сущности с нижнего мезозоя – он был и остается до настоящего времени пенепленом, фиксированным корой выветривания.

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

На площади листа в пределах РФ выделено 220 объектов полезных ископаемых: месторождений – 75, проявлений, пунктов минерализации и ореолов – 145. Они представлены тремя группами и тринадцатью подгруппами, принадлежат к шести генетическим типам и девятнадцати рудным формациям. Ведущими для площади работ являются золото (33 месторождений, 39 проявлений и пунктов минерализации), в том числе средние месторождения Васин и Кумакское, а также кобальт-никелевые силикатные месторождения, представленные очень крупным Буруктальским месторождением.

МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

ЧЕРНЫЕ МЕТАЛЛЫ

На площади известно очень мелкое месторождение хрома и пункт минерализации титана.

ХРОМ

Кайрактинское месторождение (I-1-4) хромитов, известное с 1921 г., находится в верховьях р. Кайракты (правого притока р. Кумака), в 4–5 км выше с. Тыкаши. Месторождение разрабатывалось в открытых выработках глубиной до 8–12 м.

Залежи хромитов (линзы, гнезда, жилы) располагаются в небольшом массиве ультрамафитов каменнодольского комплекса, среди которых отмечаются сильно оталькованные серпентиниты, пироксениты, а также и габбро. Распределение рудных тел в основном подчинено элементам трещинной прототектоники массива. Основная масса залежей приурочена к трещинам северо-восточного направления, имеющим крутое падение на северо-запад. Примерно в этом же направлении на расстоянии 2,8 км расположены три крупные горные выработки, в которых велась добыча хромитов.

Рудные тела представлены жилами непостоянной мощности с раздувами до 40–50 см и пережимами в 5–6 см и меньше. Ответвляющиеся от этих жил апофизы располагаются также вдоль основных трещин, по которым особенно заметно оталькование вмещающих пород. Жилы в большинстве случаев сложены сплошными массивными рудами, переходящими местами в густовкрапленные. Вмещающие породы содержат лишь редкие мелкие включения хромшпинелидов. Помимо жил, на месторождении отмечаются мелкие шлифообразные скопления хромшпинелидов и гнездообразных залежей неправильных очертаний размером от 5–10 до 20–50 см. Они чаще всего сложены вкрапленными рудами, образующими постепенные переходы к окружающим породам, в которых наблюдаются довольно многочисленные включения хромшпинелидов. Руды месторождения содержат Cr_2O_3 в пределах от 52,8 до 60,4 %.

Эпигенетические изменения выражены минерализацией более позднего (пневматолито-гидротермального) этапа: уваровит, хромовые хлориты, реже наблюдается хромовый актинолит, хромовый турмалин, кочубеит, а также тальк, карбонаты, опал, халцедон.

Кроме очень слабых признаков слепого оруденения на Буруктальском массиве ультрамафитов, других проявлений хромитового оруденения на площади листа пока не выявлено.

ТИТАН

Единственный пункт минерализации титанового оруденения установлены среди грубозернистых габброидов первой фазы кокпектысайского комплекса, образующих линзообразное тело 1×5 км в зоне Восточно-Сарыобинского разлома. Здесь в *скважине* 5 (II-4-13) на инт. 22–102 м

отмечена густая вкрапленность ильменита. Содержание TiO_2 – 5–7,5 %, FeO – 8–15 %. Площадь минерализации 0,2×2 км.

Сходные по составу мелкие массивы габброидов закартированы вдоль разлома близ северной рамки листа (верховья р. Кайракты), а также близ южной его границы, в обрамлении Еггаринского массива ультрамафитов.

ЦВЕТНЫЕ МЕТАЛЛЫ

МЕДЬ

На площади работ выявлено 30 объектов с медной минерализацией. Большая часть из них представлена медно-колчеданной формацией с вкраплено-прожилковым оруденением среди вулканитов D_1-C_1 . На западе площади к кокпектинской толще Еленовско-Кумакского грабен-синклинория приурочено 3 проявления и 3 ореола. На востоке площади к жетыкольской толще приурочено 3 ореола и одно проявление, а также 2 ореола и 2 проявления, где главный компонент – золото; среди журманкольской толщи выявлены 2 ореола, 2 проявления и 2 пункта минерализации, которые намечают юго-западное продолжение Светлинского меднорудного узла. В аккаргинской толще выделен ореол меди и 1 проявление, а также 2 проявления и пункты минерализации цинково-колчеданной формации. Ореол меди и проявление среди еткульской терригенно-карбонатной толщи вместе с пунктами минерализации свинца и комплексных с золотом (главный компонент) ореолов меди, свинца, цинка (II-4-8, 25), проявление золота с цинком и железом (II-4-22) возможно указывают на стратиформную свинцово-цинковую с медью и железом формацию в карбонатных породах (свинцово-цинково-медно-колчеданную золотосодержащую). Медно-порфировая формация представлена одним проявлением (II-1-14).

Медно-колчеданная формация. Наиболее изученное *Урожайное проявление* (I-4-16) прожилково-вкрапленного медно-колчеданного оруденения выявлено в 1966 году [48]. В 1970 году [79] здесь определены высокие концентрации цинка (до 5,7 %), а в 1972 году [27] оруденение прослежено до глубины 670 м. Основные параметры рудопоявления, минералогия руд, и, главное, присутствие в колчеданных рудах значительных (до 6–31 г/т) концентраций золота установлено при ГС-50 [23]. Специализированными поисками 2005–2007 гг. [82] уточнены некоторые характеристики проявления. Вмещающими для прожилково-вкрапленных колчеданов являются пирит-серицит-кварцевые метасоматиты (березиты), развитые по вулканогенно-осадочным породам верхней части жетыкольской толщи нижнего девона. Они располагаются в северной части палеокальдеры высокого порядка, в строении которой принимают участие вулканиты кислого состава. По материалам ГС-50 [23] тела субвулканитов образуют зону шириной до 4 км и протяженностью более 15 км. И дайки, и зона субпараллельны Карашакольскому грабену. Кроме секущих тел дацитов и риодацитов (размером до 0,2–0,4×1–3 км) отмечаются также дайки габбродолеритов.

Березиты формируют мощные (до 0,2–0,5 км) зоны протяженностью до 2–5 км. Участки полосчатых сланцеватых березитов с интенсивной вкрапленностью сульфидов приобретают характерный зелено-голубой цвет, маркирующий зоны оруденения. Кроме полосчатых обособлений кварца, здесь отмечаются согласные прожилки граната мощностью 5–8 мм, линзочки сульфидов, которые подчеркивают повсеместную сложную плейчатость сланцеватых березитов.

Проявление представляет собой две сближенные залежи вкраплено-прожилковых колчеданов суммарной мощностью 7–11 м. Мощность разделяющего интервала, где концентрация Cu и Zn менее 0,1 %, 2–3 м. На глубину залежи прослежены от 60 м (глубина зоны «железной шляпы») до 200 м, при этом по пересечениям буровых скважин установлено увеличение с глубиной мощности залежей от 9 до 11 м. Геофизическими методами подтверждено увеличение мощности залежей на глубину, выклинивание глубже 250 м интервала, разделяющего залежи, восточное падение залежи под углом 70–80°, наличие рудных аномалий, параллельных выявленным. По геохимическим моделям оруденение прогнозируется до 700 м. По простиранию залежь прослежена на 1,2 км.

Мелкозернистые прожилково-вкрапленные руды в верхней части залежи представлены в основном пирит-халькопиритовыми рудами, в нижней – пирит-сфалеритовыми. Редко отмечается галенит, блеклые руды, пирротин и очень редко молибденит. Текстура руд полосчатая, брекчиевидная, гнездово-мелкоплойчатая. Сульфиды в основном мелкозернистые (0,03–1,3 мм). В ограненных зернах пирита отмечена эмульсионная вкрапленность халькопирита, реже пирита ранней генерации. В гнездах сульфидов халькопирит часто «цементирует» зерна пирита, частично замещая его вместе с кварцем и (реже) сфалеритом. Кварц иногда замещает халькопирит, а серицит – сфалерит. Во вкраплено-прожилковых рудах базис, существенно кварцевый,

серицит-кварцевый, часто со следами рассланцевания, сигмовидными пегматитовыми складками. Удлиненные зерна пирита синхронны рассланцеванию. В кварцевом базисе отмечается тонкая вкрапленность халькопирита – типоморфный признак метаморфизма. В пирите руд отмечаются трещины катаклаза, не прослеживаемые в базисном кварце. Общая последовательность формирования и преобразования рудного вещества представляется в следующем виде: серицит, пирит ранний, катаклаз, кварц, халькопирит-сфалерит, пирит поздний.

Содержание основных компонентов в залежи достигает: Cu – 3 %, Zn – 4 %, Au – 6–31 г/т, Ag – 39 г/т, в том числе серы до 21 %. Присутствуют также Pb (до 0,11 %), As (до 0,06 %), Ga (до 0,001–0,0041 %), Se (до 0,0018 %), Ge (до 0,0003 %), In (до 0,0008 %). В зоне «железной шляпы» мощностью до 60 м, сложенной бурыми железняками и охристыми глинами, отмечаются халькозин, ковеллин, борнит. Концентрация металлов в зоне окисления достигает: Cu – 0,15 %, Zn – 0,5 %, Ag – 30 г/т, Au – 0,5 г/т.

Ресурсы проявления категории P₂ при среднем содержании условной меди 2,43 %, составляют 60 тыс. т меди, 140 тыс. т цинка, 4,5 т золота, 108 т серебра [23].

Другие объекты медно-(цинк)-колчеданного оруденения в жетгыкольской толще изучены слабо, концентрация металлов в них низкие (ПГХО I-4-1, 3), но заметная примесь золота (ПГХО I-4-5, 6, 9, проявление I-4-11) повышает их практическое значение.

Западно-Кокпектинское проявление (II-1-9) представляет медно-колчеданную формацию в кокпектинской толще. На проявлении выявлено 3 рудных тела массивных и прожилково-вкрапленных колчеданов среди измененных туфов. Мощность тел 3,8, 6,6 и 5 м, протяженность незначительная, содержание меди соответственно 3,12, 1,0 и 1,1 %. Перспективы проявления ограничены [61].

На других медно-колчеданных *проявлениях* (I-2-5; II-2-14) в вулканитах кокпектинской толще отмечается только прожилково-вкрапленное оруденение.

Содержание меди в вулканитах журманкольской толщи с вкраплено-прожилковым оруденением по *скв. 43, 44* (III-4-8) достигает 0,8–0,95 % [47], а *ореол меди* (III-4-4) площадью до 3×10 км является юго-западным продолжением Светлинского меднорудного узла (лист М-41-VIII), контролируемого распространением вулканитов журманкольской толщи.

Также не представляют практического интереса медепроявления в карбонатных породах еткульской толщи (*ореол IV-3-10, проявление I-4-18*). Однако ассоциация этих объектов с другими колчеданными (Pb, Zn) проявлениями, часто золотосодержащими позволяет предполагать стратиформный тип оруденения.

Медно-порфировая формация. *Южно-Кокпектинское проявление* (II-1-14) является единственным представителем медно-порфировой формации. Здесь в штоке плагиогранитов джабыгасайского комплекса среди штокверкового окварцевания оконтурены тела шириной 5–30 м с содержанием меди до 0,8 %, в среднем 0,4 %. Рудная минерализация пирит-халькопиритовая. По размерам и концентрации проявление представляется малоперспективным.

СВИНЕЦ

Отмечено *проявление* (II-3-12) свинца в турмалин-кварцевой жиле среди гнейсов палеозоя (?) в зоне Желтинского разлома. Содержание Pb и Zn до 0,8 %, Sb до 0,3 %. *Пункт минерализации* II-4-1 представлен бурыми железняками с Pb до 0,2 % среди карбонатных пород еткульской толщи в Сарыобинской грабен-синклинали (предположительно является признаком стратиформного оруденения).

ЦИНК

Два проявления цинка выявлены в южной части листа, где отмечено еще 5 пунктов минерализации.

Шалкарское проявление (IV-4-8) приурочено к измененным песчаникам аккаргинской толщи, в которых Zn 0,2–0,3 %, редко до 1 %. В березитизированных порфирах среди сланцев кундыбаевской толщи расположено проявление цинка (IV-3-11) с содержанием Zn 0,15 %.

НИКЕЛЬ, КОБАЛЬТ

На площади работ все месторождения и рудопроявления никеля и кобальта приурочены к мезозойской коре выветривания ультрамафитов и относятся к **кобальт-никелевой силикатной рудной формации**. Кроме крупнейшего Буруктаьского месторождения (участки I, II, III, V,

VI, VII), выявлено небольшое Кайрактинское месторождение, Карашакольское проявление, 6 пунктов минерализации в пределах Киембаевского массива, 2 в пределах Егакаринского и выделен ореол никеля над небольшим (2×4 км) телом ультрамафитов в верховьях балки Карасу (II-3-3).

Буруктаьское месторождение (III-4-2, 6, 7, 11, 16, 18) выявлено в 1947 году, а уже в 1949 году было установлено его высокое промышленное значение [44]. В процессе разведки 1950–1958 гг. [77] было выделено в пределах листа М-41-VII семь участков, каждый из которых, представляет собой самостоятельное месторождение. На площади листа М-41-VIII находятся VIII и X участки.

Участки I и III по запасам металлов соответствуют крупным месторождениям (298,3 и 851,1 тыс. т соответственно), а общие запасы никеля Буруктаьского месторождения составляют 25 % общероссийских.

Буруктаьский массив ультрамафитов, в корях выветривания которого находятся залежи никель-кобальтовых руд, приурочен к юго-западному ответвлению Джетыгаринской шовной зоны. Его северо-восточное окончание находится на листе М-41-VIII, где через полосу мелких линз ультрамафитов соединяется с Аккаргинским массивом. В плане Буруктаьский массив представляет собой сложное подковообразное тело (аллохтон) шириной в юго-западном замыкании до 10 км. Субмеридиональная и северо-восточная ветви массива протягиваются на 12 и 30 км, расщепляясь на более мелкие тела общей шириной не более 2–3 км. Общая площадь массива 340 км².

Сложен массив аподунитовыми и апоперидотитовыми серпентинитами. На контакте с подстилающим автохтоном – сланцами палеозоя, в основном жетыкольской толщи – развиты тальк-карбонатные породы мощностью 60–200 м и более. Отмечается центриклинальное падение лежачего бока протрузии под углом 30–45° на участке до 1,5 км от контакта. В центральной части юго-западного замыкания массива прослежены мощная зона разлома, контролирующая катаклазиты, кварцевые жилы, тальк-карбонатные породы, а также рудопроявления меди.

В пределах массива, кроме мощного тела габбродиоритов «уникальной» дайки, отмечены дайки пироксенитов, спессартитов, диоритов, гранитов. Простираение даек северо-восточное, субмеридиональное и северо-западное. На глубине 100–180 м среди серпентинитов массива отмечены реликтовые тела дунитов, состоящих на 80–90 % из оливина.

Достаточно неожиданным для такого крупного массива ультрамафитов, как Буруктаьский, оказалось отсутствие скоплений хромита, обычных для других массивов региона. Зафиксировано заметное увеличение хрома на глубине 200 м от 0,3 до 1,3 % (III участок, скв. 13605 [48]), что возможно указывает на нескрытые эрозией руды хрома.

В современном рельефе юго-западная (фронтальная) часть Буруктаьского массива хорошо выражена в виде расчлененного поднятия (горы Тас-Мерген) с относительным превышением над озерной равниной нижней ступени на 30 м (I и III участки) и до 60 м верхней ступени (V–VI участки). Ширина ступеней 1–3 км. Ограничивающие их прямолинейный эрозионно-тектонические уступы северо-восточного простираения осложнены серией поперечных дугообразных разломов северо-западного простираения с устойчивым расстоянием между ними через 2 км. Эти разломы хорошо выражены в рельефе асимметричными долинами балок и уступами на водоразделах. Широкое развитие молодых мезо-кайнозойских разломов отмечено при ГДП-200 в 2006–2008 гг. [22].

Залежи никель-кобальтовых руд месторождения представляют собой сложные в плане пластообразные тела с изменяющейся мощностью от 1,0 м (минимально промышленной) до 70 м и даже 100 м (небольшие по площади карманы линейной коры выветривания). По площади залежи достигают 1×1,5 км (I и III участки), чаще 0,1–0,3×0,4–0,7 км.

В разрезе многих залежей отчетливо выделяется 3 горизонта, различных по минеральному составу и содержанию металлов. В верхнем, охристо-кремнистом горизонте мощностью 0,3–30 м содержание Ni ~1 %, Co – 0,1 %, Fe – 30–35 %, Mg – 4–65 %. Железистые руды горизонта составляют до 60–80 % всех руд. В среднем горизонте охристо-нонтронитовых руд мощностью 0,2–9,0 м содержание Ni – 1,2 %, Co – 0,08 %, Fe – 20–30 %, Mg – 15–20 %. Руды горизонта составляют 8–10 % всех руд. В нижнем горизонте выщелоченных серпентинитов и нонтронитовых глин мощностью 0–26 м содержание Ni до 1,8 %, Co – 0,07 %, Fe ~20 %. Никеленосными в охристом горизонте является в основном гидрогетит, хлориты и нонтрониты, в нижних горизонтах – хлорит и нонтронит. Кобальт во всех зонах концентрируется в асболонах. На участках коры выветривания по тальково-хлоритовым сланцам содержание никеля в охристом горизонте возрастает до 5–6 %.

Неизменные ультрамафиты Буруктаьского массива отличаются по содержанию никеля и кобальта. В северо-западной части массива, сложенной перидотитами и пироксенитами [20],

среднее содержание никеля 0,14 %, в восточной, дунит-гарцбургитовой, никеля в среднем 0,22 % [48]. В этой части массива наиболее крупные залежи руд участков I и III.

Запасы эксплуатируемых залежей участков I и III при существующих темпах добычи достаточны на ближайшие 30–50 лет. Дальнейшие перспективы связаны с освоением более мелких по запасам участков и поисками в зонах обеленных серпентинитов жило- и штокообразных тел, сложенных серпентинитами, тальком, хлоритом с примесью окислов марганца, жилок опала и халцедона, где содержание никеля достигает 3–5 %. В Новой Каледонии в линейных корах выветривания с гарниеритом по ультрамафитам в жилах мощностью 3–10 м (и штокверках) содержание никеля достигает 6–10 %. Чусовская залежь Черемшанского месторождения (Уфалей) обрабатывалась до глубины 240 м (карьер) с содержаниями никеля до 4 %.

Кайрактинское месторождение (I-1-1) приурочено к нонтронитовым корам выветривания одноименного массива ультрамафитов, контролируемого Восточно-Аниховской зоной разломов. На месторождении выявлено 25 залежей, в 15 из которых среднее содержание никеля менее 1,1 % (минимальное промышленное). По семи наиболее крупным залежам мощностью 2,7–6,7 м (среднее 4,8 м) и со средним содержанием Ni – 1,18 %, Co – 0,066 %, запасы (C₁+C₂) Ni – 42,2 тыс. т. Средняя мощность вскрыши 22,5 м [74].

Карашакольское проявление (I-4-8) в пределах одноименного массива гипербазитов, расположенного на восточном борту Карашакольского грабена. При площади залежи 0,5 км², мощности 3 м и содержании никеля 1 % ресурсы его оцениваются (P₁) 37,5 тыс. т, т. е. очень мелко месторождения.

Пункты минерализации (III-1-4, 13, 15, 16, 17, 20) никеля в охристых нонтронитах и обохренных серпентинитах с тальком Киембаевского массива и Егакаринского массива (IV-3-3, 8) из-за низких содержаний никеля (0,4–0,75 %) и мощности коры выветривания 5–10 м представляются малоперспективными для дальнейших поисков.

КОБАЛЬТ

На площади работ выявлено три пункта минерализации кобальта, которые все можно отнести к **гипергенной кобальт-марганцевой формации** в корах выветривания габброидов с жилами кварца.

Пункт минерализации т. 2074 (I-4-17) находится в 2 км севернее оз. Карашаколь, среди габброидов одноименного массива, где в кварцевой жиле Co 0,8 %, Mn более 1 %. Он приурочен к южной части ореола Au.

Пункты минерализации скв. 336 и 180 (III-2-2, 12) приурочены к корам выветривания мафит-ультрамафитовых массивов, где Co до 0,15 %, Mn до 1,5 %. Скв. 336 находится в западном экзоконтакте Домбаровского массива серпентинитов, где отмечается серия жил гранулированного кварца, пригодного для плавки кварцевого стекла (III-2-1), а скв. 180 на левом склоне долины р. Желтая.

МОЛИБДЕН

В пределах площади листа М-41-VII выявлено Карасуйское проявление молибдена и два ПГХО.

Карасуйское проявление (II-3-6) располагается в зоне разломов, оперяющих Западно-Сарыобинский разлом и огнейсовавших гранитоиды шалкарского комплекса с телами амфиболитизированных габброидов кокпектинского комплекса. На участках среди окварцованных гранитов развито вкрапленное сульфидное оруденение: пирит, редко халькопирит, сфалерит и молибденит. В скважинах 83, 84 [75, 42] установлено содержание Mo до 0,1 %, Pb до 1 %. С известной долей условности проявление можно отнести к **молибденит-сульфидно-кварцевой формации**.

ПГХО (II-2-17; IV-1-1) находятся в северном и южном эндоконтактах Котансинского гранитного массива. В северном эндоконтакте среди слабо грейзенизированных гранитов аномалии Mo ассоциируют с Li и Ta, в южном – с Ag и Bi, т. е. можно предположить, что рудная минерализация здесь менее эродирована, чем в северной части.

ВОЛЬФРАМ

Вольфрамовая минерализация на площади работ представлена в виде шлихового потока и шлихового ореола шеелита, которые вместе с другими поисковыми признаками определили

контур рудного участка, а также пунктом минерализации вольфрамита в кварцевых жилах и двумя проявлениями в Шалкарском гранитном массиве и его экзоконтакте.

Проявление скв. 57 (III-4-14) представлено вкрапленностью пирита и сфалерита в турмалин-кварц-хлорит-серицитовых метасоматитах по породам D_2 в зоне северо-восточного разлома, контролирующего проявления и ореолы Cu и Zn. Содержание вольфрама в выветрелых сланцах на инт. 51–52,7 м 0,01 %, церия до 0,4 % и урана до 0,046 %, т. е. проявление комплексное. Находится оно в южной части залежи I Буруктальского месторождения никеля и кобальта, в зоне разлома, контролирующего медное проявление III-4-8.

Проявление скв. 416 (IV-4-5) в южном эндоконтакте Шалкарского массива гранитов содержит W до 0,01–0,015 %.

Октябрьский пункт минерализации (II-1-10) представлен кварцевой жилой с убогой вкрапленностью вольфрамита и практического интереса не имеет, но представляет самостоятельную **вольфрамит-кварцевую рудную формацию**.

Ореол шеелита (II-1-17), по-видимому, так же связан с золото-сульфидной минерализацией. Связь молибден-вольфрамовой минерализации с золоторудной на Кумак-Котансинском участке отмечалась ранее [41].

РТУТЬ

В виде знаков киноварь установлена на площади листа в шлихах из руслового аллювия в верховьях р. Кокпекты. На северо-восток продолжением этой ртутной минерализации является шлиховой поток киновари по р. Сасыксай на листе М-41-1. Не установленный коренной источник киновари располагается в южном и юго-восточном эндоконтактах Джарбутак-Боецкого массива гранитоидов.

Максимальная концентрация киновари в шлихе до 30 знаков представлена как *пункт минерализации (II-1-20)*, расположенный в северном эндоконтакте Котансинского массива, где также установлены грейзены с флюорит-берилловой и молибденит-шеелитовой минерализацией.

Пространственная связь вероятных источников киновари с грейзенами возможно отражает генетическую особенность молибден-редкометалльной минерализации района. Парагенетическая связь флюорита, кварца и киновари довольно распространена в плутоногенных гидротермальных месторождениях. В этом случае киноварь указывает на эрозию самой верхней части зоны минерализации.

Покровно-шарьяжные структуры в районе изучены недостаточно, поэтому прогнозировать ртутнопроявления в связи с зональностью аллохтонов, пока не представляется возможным.

РЕДКИЕ МЕТАЛЛЫ, РАССЕЯННЫЕ И РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ

БЕРИЛЛИЙ

В изученном районе установлено два формационных типа бериллиевой минерализации – **пегматитовый (в т. ч. грейзеновый)**.

Жилы зональных пегматитов мощностью до 1 м с кристаллами берилла в ядерной части жил отмечены в центре Котансинского массива гранитов, в *пунктах минерализации Керуембаевском (III-1-21)* и *Озерном (III-2-9)*.

Проявление Карасу (II-4-4), выявленное при ГС-50 [23], расположено в зоне Западно-Сарыобинского разлома. Здесь на протяжении более 1 км прослежены метасоматиты по ультрамафитам мощностью до 20 м и коры выветривания по ним мощностью до 51 м (скв. 402, 2007 г.). В метасоматитах (оторочки десилицированных пегматитов) тальк-хлорит-актинолитового состава (талкитах) отмечена вкрапленность берилла, сульфидов, хромита, граната, жилки кварца (или ядра пегматитов) с турмалином, бериллом, шеелитом, сульфидами. Содержание Be до 0,2 %. В метасоматитах призмы берилла до 5–10 мм в поперечнике, обычно 2–5 мм, светло-зеленые до густо-зеленых. В кварце – гнезда берилла до 10×30 см, а кристаллы бесцветные до 1×4 мм. В метасоматитах флогопит-талк-хлоритового состава (слюдитах), вскрытых под глинисто-охристой корой выветривания в скв. 462 (ГДП-200, 2007 г.) на глубине 51 м, отмечается полосчатость под углом 25° и вкрапленность октаэдров магнетита (до 1 %), лимонита по пириту, граната, топаза. В шлихе из коры выветривания весом 23,3 г (вес пробы 10 кг) монофракция берилла 7,23 г. Берилл в виде тонких призм 0,1–0,2 мм редко до 1–2 мм прозрачных, бледно-зеленых. Содержание берилла по пробе 723 г/т.

Проявление Карасу находится в пределах комплексного (Au, Be, Zn) ореола (II-4-8) протяженностью до 6 км по простиранию Западно-Сарыобинского разлома. В 5 км южнее по этому же разлому на 6 км протягивается другой комплексный (с Au, Cu, Zn) ореол (II-4-25) с проявлением изумруда (II-4-26) в его пределах. Т. о. общая протяженность берилловой минерализации по Западно-Сарыобинскому разлому около 12 км. Ореол оконтурен по 78 скважинам [23].

Проявление Котансинское (III-1-7) приурочено к зоне грейзенизированных мигматитов шириной 1 км и протяженностью до 7 км в северо-западном экзоконтакте Котансинского массива гранитов. В кварцевых жилах и грейзенах берилл отмечается в виде кристаллов и друз. В флюорит-полевошпатовых оторочках кварцевых прожилков отмечена мелкая вкрапленность берилла. Всего отмечено около 100 жил мощностью до 1 м и длиной до 430 м. Содержание BeO в жилах до 1,8 %. В составе кварц-полевошпатовых жил отмечены мусковит, флюорит, пирит, арсенипирит, апатит, эпидот. Кристаллы берилла достигают 1–2 см в длину и 1–1,5 см в поперечнике. Цвет кристаллов, обычно прозрачных, белый, зеленоватый, редко изумрудно-зеленый.

Проявление Котансинское II (III-1-9) находится в 2 км на юго-восток от Котансинского. Здесь в грейзенах со штокверковым окварцеванием на площади 0,5×0,5 км жилы мощностью до 6 м и длиной 120 м. Кроме берилла в жилах отмечена вкрапленность молибденита, висмутитина и других сульфидов, а также флюорита.

В пределах Котансинско-Керуембаевского узла отмечается горизонтальная зональность. В эндоконтакте массива превагирует Bi, далее, в экзоконтакте, Bi-Mo и, наконец, Mo-W. С горизонтальной зональностью, судя по немногочисленным поисковым скважинам, совпадает вертикальная [5].

НИОБИЙ

На площади выделен один ПГХО ниобия и отмечен один пункт минерализации, которые приурочены к участкам грейзенов в северо-западном эндоконтакте Котансинского массива гранитов, и проявление *Жетыколь* (II-3-14), где в жилах пегматитов убогая вкрапленность тантало-ниобатов. Максимальное содержание Nb до 0,01 % в глине коры выветривания.

Ореол III-1-12 выделен по аномальным концентрациям ниобия (до 0,001 %) и лития (до 0,01 %) в ассоциации со Sn, As, Bi среди мусковит-кварцевых жил в грейзенах. Он расширяет границы зоны грейзенов и перспективы заключенных в них проявлений бериллия (и молибдена).

В пункте минерализации III-1-14 ниобий отмечен в колумбит-танталитах, образующих убогую вкрапленность в мусковит-кварцевых грейзенах вместе с молибденитом, висмутином, реже бериллом, пиритом, халькопиритом и флюоритом. В слюдах отмечен тантал до 0,005 %.

РЕДКИЕ ЗЕМЛИ

На площади работ отмечено 5 однотипных пунктов минерализации и одно проявление редкоземельных элементов. Все они принадлежат к одной формации – **редкоземельных кор выветривания** габброидов и габбродиоритов и все располагаются в зоне Желтинского разлома (грабена). Из них 4 объекта (III-2-6, 11; IV-2-7, 6) в южной части листа. Обычные содержания La, Y, Yb – 0,1–0,3 %) и только в проявлении скв. 247 (IV-2-6) содержание иттрия достигает 0,7 %. В северных пунктах минерализации (I-3-6; II-3-9) отмечается примесь Pb и Cu до 0,02 %. Южные пункты минерализации располагаются в пространственной близости с проявлениями Zn и Cu, а в охристой коре выветривания содержание Fe до 10–15 %, Ni – 0,02 %, Co – 0,05 %, Cr – 0,07 %, B – 0,25 %, V – 0,2 %.

Мощность коры выветривания достигает 23–51 м, в среднем 20 м.

Однотипность проявлений при достаточно высокой концентрации редкоземельных элементов позволяет высоко оценивать их перспективы, как и всего Желтинского разлома.

Проявление скв. 247 и пункт минерализации скв. 252 (IV-2-6 и 7) располагаются в 1 км друг от друга и вместе с *пунктом минерализации цинка скв. 464* (IV-2-8) образуют участок (Ряжский) площадью 1×2 км² в коре выветривания габбродиоритов крыклинского комплекса, в западном экзоконтакте мелкой интрузии гранитов шалкарского комплекса.

Пункты минерализации скв. 234 и 211 (III-2-6 и 11) располагаются в долине р. Желтой в 4 км друг от друга и вместе с *пунктом минерализации меди скв. 219* (III-2-7) образуют единую зону минерализации (Желтую) шириной 2 000 м и протяженностью до 5 000 км. Она приурочена к юго-восточной бортовой части Желтинского грабена, сложенной габброидами крыклинского комплекса, и находится в северо-западном экзоконтакте небольшой интрузии гранитов шалкарского комплекса.

В районе *пункта минерализации скв. 211 (III-2-11)*, в низовьях р. Желтой отмечался пегматитовый тип редкоземельной минерализации – Верхнебуруктальское проявление [10].

Пегматиты среди биотитовых плагиогранитов содержат кристаллы монацита 0,1–0,7 мм, реже до 2 мм, содержание которых не превышает 0,1 %. Реже отмечаются ксенотим, циртолит, ортит. В элювии содержание монацита достигает 1 %.

Низкие содержания и мелкие размеры жил не позволяют рассматривать пегматитовый тип в числе перспективных, хотя скопления монацита в коре выветривания заслуживают ревизии.

БЛАГОРОДНЫЕ МЕТАЛЛЫ

ЗОЛОТО

На площади работ золото добывается с 1914 года. Интенсивная эксплуатация Кумакского и других месторождений продолжалась до 1964 года. По неполным данным извлечено 8,3 т золота. В настоящее время разведывается крупное месторождение Васин, ведутся поиски в Кумакском золоторудном узле. Всего на площади отмечено 33 месторождения золота, выявлено 11 проявлений, 9 пунктов минерализации, 10 ПГХО, 2 шлиховых ореола. Наиболее распространены месторождения и проявления золото-кварцевой и золото-сульфидно-кварцевой формаций. Отмечены проявления золото-сульфидной, золото-порфировой формаций, золотоносных кор выветривания и россыпей (как четвертичных, так и неогеновых).

Золото-кварцевая формация представлена во всех трех золоторудных узлах: 2 месторождения в Кумакском, 16 в Котансу-Жабыгском, 1 месторождение, 1 проявление и 1 пункт минерализации в Озерном.

В Аниховско-Кумакской грабен-синклинали среди пород березняковской толщи известно два месторождения.

На *месторождении Тамара (I-1-12)* отрабатывались только кварцевые жилы. При поисках [83] в 30 м на восток от старательских выработок по жиле выявлены рудные сланцы мощностью 1 м с содержанием золота 11 г/т.

На *месторождении Октябрь (II-1-4)* в турмалин-кварцевых жилах с пиритом, халькопиритом, халькозином с самородным золотом содержание последнего 4,5 г/т (1–148 г/т). Мощность жил 0,1–0,5 м, длина 25–50 м. Слабо изучены южный и восточный фланги, где в кварцевых жилах содержание золота до 50 г/т.

На Шиликтысайском участке Котансу-Жабыгского узла, отделенном от Кумакского зоной Восточно-Аниховского разлома, месторождения золота представлены турмалин-кварцевыми жилами. Вмещающими породами на всех месторождениях являются вулканиты основного состава кокпектинской толщи. Максимальные концентрации золота обычны в призальбандовых участках жил, где карбонат-кварцевые прожилки насыщены вкрапленниками пирита, близ которых часто отмечается пылевидное золото. На участках брекчирования с лимонитовым (пиритовым) цементом отмечаются ураганные содержания (12 кг из 1,5 м³ руды на месторождении Галич). Близ таких участков формируются ложковые россыпи. Основные параметры месторождений участка приведены в таблице 6, некоторые особенности приведены ниже.

На *месторождении Закия (II-1-8)* кроме золото-кварцевых жил, в измененных долеритах с пиритом отмечаются золотоносные участки с содержанием 0,8–3,6 г/т.

На *месторождении Босфор-Галич (II-1-1)* в кварцевых жилах самородки до 0,2–0,3 кг. В зонах прожилкового окварцевания среди измененных долеритов с лимонитом (по пириту) мощностью 6–18 м и протяженностью до 25–50 м жилки кварца с золотом 2–10 г/т.

На *месторождении Ефим (I-1-22)* в шахте на глубине 62 м содержание золота в жиле кварца 6,4–40 г/т. По трещинам вместе с пиритом самородное золото (мелкие чешуйки).

На *месторождении Зачиликсайское (I-1-17)* в брекчированном кварце близ зерен лимонита (псевдоморфозы по пириту) чешуйки золота.

В восточной части Алгабаз-Жабыгского узла, восточнее Веселовского разлома, все месторождения локализуются в кристаллических породах. В гранитоидах джабыгсайского комплекса отрабатывались жилы *месторождения Никольского (II-2-5)*, *Смоленского (II-2-4)*, *Талицкого (II-2-6)*, *Ольгинского (II-2-7)*, *Сабержан (II-2-10)* и *Трио (II-2-13)*, в гнейсодиоритах, мигматитах и гнейсогранитах рифея *месторождений Сибирь (II-2-8)*, *Новое (II-2-11)*, *Петроградское (II-2-12)* и *пункта минерализации т. 2260 (I-2-9)*.

Сведения о месторождениях, которые все относятся к золото-кварцевому типу, крайне скудные. Только для трех известны сведения о добыче: Никольское – 5 кг, Сабержан – 75 кг, Трио – 38,7 кг.

Таблица 6

Параметры месторождений золота Кумакского узла (в основном по [83]) и Шиликтыйсайского участка Котансу-Жабыгского узла

№ на карте	Месторождение	Возраст вмещающих пород	Параметры зон, м			Содержание Au, г/т		Добыто, кг	Запасы (C ₂), т	Ресурсы (P ₁), т	Примечание
			длина	мощность	глубина разведанная	среднее	максимальное				
I-1-18	Хищник	D ₃ -C ₁	2 500	5	100	2,5	6,0	0,68	1,2	0,77	Cu до 0,3–1 %, жилы 0,01–2 м, извлечение ~50 %
II-1-4	Октябрь	D ₃ -C ₁	1 500	18,9	148	4,5	148,0	3,0	0,84	2,20	1–5 жилок кварца на 1 пог. м (шток)
I-1-2	Цезарь	D ₃ -C ₁	800	5,8	200	5,8	30,0	5,9		3,3	Самородки до 1×1 см, жилки кварца 1–2 на 1 пог. м. Cu, Co, Ni до 0,2 %
I-1-5	Танин	D ₃ -C ₁	600	3–5	?	0,5	50,0	?	-	-	Примесь Cu 0,1–0,8 %
I-1-6	Васин	D ₃ -C ₁	до 1 000	10	650	9,4	114,0	0,1	44,300		Пояс жил кварца, лестничных в диоритах. Отработка до 4–6 м
I-1-19	Проливное	D ₃ -C ₁	400	30	200	8–14,0	65	27,4	0,180	3,0	Отработано до 25 м 5 жил. Cu, Zn до 0,2 %
I-1-10	Миля	D ₃ -C ₁	400	2,8	150	8,6	90,0	1,4	-	1,3	Отрабатывалось до 7–8 м
I-1-15	Амур	D ₃ -C ₁	1 300	19	244	2–5	65,0	12,6	0,526	4,5	Отработано 10 жил (300 м) до глубины 25 м Cu, Zn до 0,3–1 %
I-1-24	Кумак	C ₁	500	15	455	5–15	800	8 279	15,1	10	Отрабатывалось до 320 м. Самородки до 72 г, кусты до 120 кг
II-1-3	Кумак-Южный	C ₁	1 000	?	187	?	7	?	-	-	Отрабатывалось до 17–30 м
I-1-14	Забайкальское	C ₁	2 000	4,0	300	7,3	19,0	23,7	-	13,5	Отрабатывалось на протяжении 0,5 км ямами
I-1-16	Байкал	C ₁	500	6,0	210	10–8,7					Отрабатывалось шахтой до 40 м, дудками до 20 м
I-1-21	Центральное	C ₁	100	?	?	4,7	?	572	11,25	12,4	Отрабатывалось старателями и рудником (сев. часть м-ния Кумак)
I-1-3	Ермак	C ₁	1 000	15,0	300	3,0	5,0	?		1,9	Cu, Pb, Zn до 0,1 %, отрабатывалось копушами
I-1-7	Вост.-Тыкашинское	D ₃ -C ₁	2 000	3,5	203	4,8	37	-	-	12,8	Отрабатывалось копушами
I-1-8	Коммерческое	C ₁	850	До 6,0	300	7,2	140,0	?	3,5	5,0	Отрабатывалось до 20 м, разведано шахтой до 100 м
I-1-12	Тамара	C ₁	800	3,5	150	2,2	11,0	572	0,05	0,18	Отрабатывалось до 25 м 3 жилы
Всего по Кумакскому узлу						-	-	8 918,8	77,75	70,78	
II-1-8	Закия	D ₁₋₂	200	1,0	?	11,0	20,0	?	-	0,4	Отрабатывалось до 10 жил
II-1-1	Босфор-Галич (Сальниковская балка)	D ₁₋₂	250	0,8	?	?	3 200	>12		0,4	Отрабатывались жилы и ложковые россыпи
I-1-22	Ефим	D ₁₋₂	400	1,2	180	8–9	60,0	~64	-	1,07	Отрабатывались жилы до 30 м
I-1-17	Зачиликсайское	D ₁₋₂	300	0,4	100	5	60	?		0,12	Отрабатывались жилы до 5 м. Примесь Pb до 0,1 %
Всего по Шиликтыйсайскому участку						-	-	76,0	-	1,99	

Некоторые данные о *месторождениях Сибирь, Новое, Петроградское* (II-2-8, 11, 12) получены при ГДП-200 (т. н. 2255–2260). Здесь золото-кварцевые жилы с вкрапленностью и гнездами турмалина (до 2×5 см) имеют субширотное простирание с падением на север, мощность до 1–1,5 м и длину до 100 м. В зальбандах жил граниты окварцованы, серицитизированы с лимонитом (по пириту?) и прожилками кварца до 1 см. Кварц белый, друзовидный, кавернозный, с гнездами лимонита (по пириту). Во вмещающих гранитах отмечаются зоны катаклаза и будинирования, иногда брекчии с лимонитовым цементом, в котором до 0,5 г/т золота (т. н. 2260). Золото до 0,1–0,5 г/т, вместе с серебром до 6 г/т, марганцем до 0,3 %, кобальтом до 0,03 % и фосфором до 0,15 %, содержится как в жилах, так и в зальбандах.

На востоке площади (Озерный узел) известно одно месторождение, одно проявление и один пункт минерализации золото-кварцевой формации.

Месторождение Биктас (II-4-17) открыто в 1951 году и обрабатывалось в 50-х годах прошлого столетия. Расположено месторождение на участке сочленения Восточно-Сарыобинского и Жетыкольского разломов. Здесь среди серицит-кварцевых сланцев (метасоматитов) по вулканитам жетыкольской (?) толщи на 2 км при ширине 250 м прослежена зона окварцевания (мелкопрожилкового) и кварцевых жил. Мощность зон до 30 м (скв. 1042), кварцевых жил до 1,0 м, длина до 400 м. Содержание золота в жилах до 20 г/т, меди до 1 %, мышьяка до 0,05 %. Кроме самородного золота в жилах и прожилках отмечается пирит, халькопирит, арсенипирит. В коре выветривания вмещающих сланцев золото до 0,08 г/т отмечалось до глубины 78 м. В скв. 247 на инт. 15–39 м в сульфидоносных сланцах содержание Cu, Zn, Co до 0,15–0,2 % [47], а в т. 2002 в 1 км на юго-запад от скв. 247 и 0,5 км на юг от золото-кварцевых жил месторождения в кварцевой жиле содержание золота до 10 г/т и меди до 0,1 % [23].

Проявление т. 2007 (I-4-2) в северо-восточном углу площади, где среди выветрелых пород кундыбаевской толщи на участке 40×200 м отмечено 4 жилы кварца мощностью до 1,5 м, в которых содержание золота до 5 г/т.

В породах журманкольской толщи (*проявление т. 2020*, II-4-12) зона до 160 м с прожилками и жилками кварца, мощностью до 0,3 м, в которых содержание золота до 6 г/т.

Золото-сульфидно-кварцевая рудная формация является типичной для Аниховско-Кумакского грабена (Кумакского рудного узла).

На 14 месторождениях Кумакского узла рудные тела представляют собой сочетания в различных пропорциях трех морфологических типов. Рудоносные метасоматиты (рудные сланцы) с пиритом до 3 % и золотом до 6–7 г/т имеют мощность 2–15 м, протяженность 10–100 м. Среди рудных сланцев (80 % всех запасов), отмечаются согласные линзы прожилкового окварцевания типа штокверка, чаще густая система параллельных прожилков, согласных с общим простиранием сланцев. Размер участков до 10×50 м. В них отмечаются рудные кусты и бонанцы с содержаниями до 10–30 кг/т. Наконец, турмалин-кварцевые жилы с вкрапленностью сульфидов мощностью 0,2–1,5 м (до 6 м), протяженностью до 100 м и более пересекают вкрапленные и штокверковые зоны согласно с общим простиранием.

Золото в жилах распределено неравномерно, обычно в сростках с сульфидами, чаще в при-зальбандовой части или в зальбандах, где отмечается густая сеть сульфидно-кварцевых прожилков.

Намечается три генерации жильного кварца:

- 1) Высокотемпературный обычно гранулированный с апатитом, шеелитом, тетрадимитом, золотом.
- 2) Среднетемпературный кварц серый с пиритом, тетрадимитом, халькопиритом и турмалином.
- 3) Низкотемпературный кварц белый крупнозернистый с турмалином и карбонатами, без золота.

Следует отметить, что большинство мелких месторождений обрабатывалось до появления грунтовых вод (10–30 м), т. е. в зоне окисления, где золото освобождалось из сульфидов, и происходила его гипергенная концентрация и укрупнение.

Для всего Кумакского рудного узла намечается горизонтальная геохимическая зональность: в южной части редкометалльные ореолы, в районе месторождений золота – золото-редкометалльные и на севере (севернее Васина) – мышьяк-серебряные. Горизонтальная зональность не противоречит теоретической вертикальной.

Связь зональности металлов с диоритами кумакского комплекса обосновывалась ранее [5].

Достаточно отчетлива специализация метасоматитов: в диоритоподобных отмечается постоянная примесь меди до 0,1–1 %, а в рудных сланцах – шеелита.

Месторождение Кумак (I-1-24) эксплуатировалось в 1914–1916 гг. и в 1924–1964 гг. В его состав в разное время и по различным причинам включались отводы Итальянский, Японский,

Французский, Сербский, Эркимбай, выделен при разведке участок (месторождение) Центральный. За время эксплуатации добыто 8 279,1 кг золота. С 1965 года месторождение в консервации.

Собственно Кумакское месторождение расположено в прибортовой части Аниховско-Кумакского грабена, на участке сочленения Миле-Кумакской зоны рудоносных метасоматитов с Восточно-Аниховской зоной разломов.

Метасоматиты развиваются по сложно дислоцированным и милонитизированным в субмеридиональном разломе углисто-песчано-сланцевым породам брединской свиты. Мощность свиты в районе месторождения 80 м. На глубине 295–320 м вскрыто слепое тело диоритов, сильно измененных при метасоматозе.

Турмалин-серицит-хлорит-кварцевые метасоматиты сланцеватые с тонкой вкрапленностью пирита, карбонатов («рудные сланцы») включают главное рудное тело протяженностью 500 м при мощности 14–17 м. Содержание золота в рудных сланцах низкое (6–7 г/т) и равномерное. На участках интенсивного прожилкового окварцевания площадью до 8×50 м отмечаются бананцы до 1 м³, в которых золота до 88 и 120 кг (шурф 23, глубина 72 и 80 м). В турмалин-кварцевых жилах, согласных с общим субмеридиональным простиранием, самородное золото наблюдается в сростках с пиритом и тетрадимитом (самородки до 72 г) обычно в зальбандах лежащего бока жил. Мощность жил 0,1–1,0 м, длина 10–100 м.

Кроме дорудных субмеридиональных зон милонитов на месторождении хорошо развита система пологих (10–20°) трещин восточного падения, субширотная система сбросо-сдвигов амплитудой 0,5–1,5 м, которые значительно усложнили строение рудных тел.

Среднее содержание золота (5,6–14,9 г/т) до глубины отработки 320 м не изменялось, а по единичным скважинам до глубины 455 м отмечались блоки мощностью 2–11 м с содержанием 16,1 г/т, и по единичным пробам до 269 г/т. По мнению М. А. Альбова [1] в слепом теле диоритов до глубины 1 000 м должны быть выдержанные золото-сульфидно-кварцевые жилы.

Из попутных компонентов в рудах месторождения отмечались висмут (тетрадимит, висмутин), медь (халькопирит), вольфрам (шеелит). Последний в гнездах кварца 1×4 м составлял до 30 % (шахта Новокапитальная), а золото в гнезде содержалось до 350 г/т. Отмечались участки с повышенной радиоактивностью. Общая радиоактивность отвалов шахты до 35 мкР/ч.

Зона окисления руд месторождения достигает глубины 10–20 м (уровень грунтовых вод) и для нее характерно общее повышение содержания золота до 10 г/т.

Следует отметить достаточно упорный характер руд месторождения. Извлечение золота не превышало 60–70 %, т. е. в отвалах обогатительной фабрики осталось не менее 2,5–3,0 т золота.

На 01.01.1965 г. балансовые запасы золота месторождения до глубины 455 м при бортовом содержании 4,7 г/т составляли 15,1 т [35].

Кумакское месторождение является эталонным для других более мелких в Кумакском рудном узле, залегающих среди отложений брединской свиты. Их основные параметры приведены в таблице 6. Некоторые особенности геологического строения и рудоносности отмечены ниже.

На *месторождении Забайкальское* (I-1-14) в зоне рудных сланцев отмечаются дайки диоритов.

На *месторождении Байкал* (I-1-16) в шахте (№ 6) на глубине 40 м мощность рудного тела снижается до 0,9 м, а содержание золота до 6 г/т.

На *месторождении Центральное* (I-1-21) в углистых известняках брединской свиты кварцевые жилы не рудоносные. В рудных сланцах по породам брединской свиты содержание золота заметно возрастает на глубину, к кровле слепого тела диоритов.

Месторождение Кумак-Южный (II-1-3) расположено в зоне сочленения Миле-Амур-Кумакского разлома с Восточно-Аниховским.

На *месторождении Коммерческое* (I-1-8), близ зон рудных сланцев, согласные с ними по простиранию дайки кварцевых диоритов и гранит-порфиров.

Месторождение Васин (I-1-6) известно с 1928 года, когда в нем было добыто 0,105 кг золота. Опоисковано в 1965 году [55] и разведывается с 2006 года. В состав месторождения иногда включались отводы (месторождения) Танин, Цезарь и др. В настоящее время месторождение самое крупное в Кумакском рудном узле (44,3 т по категории C₁+C₂ согласно протокола ГКЗ № 1552 от 28.12.2007 г.).

Располагается месторождение в центральной части Аниховско-Кумакского грабена в зоне разлома, контролирующего рудоносные метасоматиты месторождений Цезарь, Васин, Пролитное и возможно Кумак-Южный, где разлом сочленяется с Восточно-Аниховской зоной разломов.

Метасоматиты в виде субмеридиональных лентовидных зон развиваются по расланцованным вулканитам березняковской свиты. Угол падения сланцеватости меняется от 0 до 60°. В

составе метасоматитов преобладают кварц, серицит, хлорит и фельдшпатоиды, а также вкрапленный анкерит. Порфиробластовые выделения фельдшпатоидов придают метасоматитам облик рассланцованных диоритов (аподиоритов) или диоритоподобных рудных метасоматитов, а каверны по выщелоченному в гипергенных условиях анкериту побудили назвать сланцы крапчатými. Из рудных, кроме тонкой вкрапленности пирита, отмечается халькопирит. В турмалин-кварцевых жилах и прожилках вместе с сульфидами отмечается самородное золото.

Мелкие жилки и прожилки кварца образуют в диоритоподобных метасоматитах зоны лестничных жил мощностью 3–7 м, где количество жилок мощностью 1–10 см достигает 5 на 1 пог. м, а содержание золота 21 г/т. В крапчатых сланцах содержание 2,6–9,4 г/т. Мощность зон рудоносных метасоматитов с поясами кварцевых жил до 14 м, протяженность до 600 м.

Простирание жилок субширотное, падение восточное под углом 50–60°. Заметная вкрапленность пирита и халькопирита создает концентрацию меди до 0,5 %.

В зонах с преобладанием мелких крутопадающих жил золото отмечается в виде пленок толщиной 0,5 мм и до 1×1 см в поперечнике. Здесь содержание золота достигает 98,8 и 114 г/т [83].

Разведанные до глубины 650 м в основном по категории С₂ запасы золота месторождения составляют 44,3 т. Запасы до горизонта 250 м (70 м от поверхности) составляют 2,5 т (золотоносная кора выветривания) (протокол ГКЗ № 1552 от 28.12.2007 г.). Ранее [83] до глубины 300 м запасы составляли 9,2 т.

Месторождение Васин является наиболее изученным среди диоритоподобных метасоматитов по вулканитам березняковской толщи. Основные параметры этих месторождений отмечены в таблице 6, а некоторые особенности их геологического строения и рудоносности отмечены ниже.

На *месторождении Цезарь* (I-1-2) зона золотоносных метасоматитов протягивается на север на 3 км до т/п Пруд (378,7). Рудные тела 0,5–3×50–400 м с содержанием золота 4–12 г/т.

Месторождение Танин (I-1-5) обычно рассматривается как северо-восточный фланг месторождения Васин.

На *месторождении Пролivное* (I-1-19) в кубическом пирите из кварцевых жил содержание золота до 200 г/т. В зальбандах кварцевых жил зонки мусковита (мелкочешуйчатого) мощностью до 10 см.

Следы чудских копей с малахитом, ямки старательской отработки ложковых россыпей.

На *месторождении Миля* (I-1-10) самородное золото в прожилках, гнездах и вкрапленниках сульфидов среди метасоматитов. В турмалин-кварцевых жилах золото не отмечалось.

На *месторождении Амур* (I-1-15) очень упорные руды. На глубине 25 м извлечение 1–2 г/т при содержании золота 4–5 г/т. Среди метасоматитов линзы кварцитов.

Месторождение Восточно-Тыкашинское (I-1-7) известно с 1987 года. В зоне 150×2 000 м сближенные линзы с содержанием золота 4,87 г/т (0,2–37 г/т).

На *месторождении Хищник* (I-1-18) в зоне 33×200×100 м содержание золота 0,72 г/т (0,1–5 г/т).

Объекты **золото-сульфидной рудной формации** выявлены в Озерной палеовулканической постройке и в Сарыобинской грабен-синклинали (Озерный рудный узел). В первом золотоносными являются цинко-медные прожилково-вкрапленные колчеданы среди вулканитов жетыкольской толщи. На медно-колчеданном *проявлении Урожайное* (I-4-16), как отмечалось ранее (раздел «Медь»), содержание золота достигает 6–31 г/т. На *проявлении скв. 566* (I-4-11) в зоне сульфидоносных березитов площадью 0,2×1,0 км содержание золота до 0,15 г/т, цинка до 0,7 %, меди до 0,2 %. На других *объектах* (I-4-7, 9, 10) в корах выветривания над зонами вкраплено-прожилковых колчеданов содержание золота до 0,5 г/т, цинка и меди до 0,2 %, а площадь зон до 1×8 км.

В Сарыобинской грабен-синклинали среди терригенно-карбонатных отложений еткульской толщи выявлено 3 проявления, 2 пунктов минерализации и 3 ореола, из которых в коренных слабо выветренных породах только *проявление скв. 536* (II-4-6), где содержание золота до 6 г/т, и *пункт минерализации скв. 636* (I-4-20), где среди рассланцованных метасоматитов содержание золота до 1 г/т, цинка до 0,03 %, вольфрама до 0,03 %. В корах выветривания по оруденным метасоматитам еткульской толщи отмечаются содержания золота от 0,1 до 0,6 г/т, с цинком до 0,6 % (*проявления* II-4-21, 22, 23), до 0,3–0,4 г/т вместе с мышьяком до 0,4 % (*ПГХО* II-4-7), до 1,5 г/т вместе с Cu, Pb, As до 0,5 %, Zn, Be до 0,1 % и Ba (*ПГХО* II-4-25).

Золото-порфировая формация представлена двумя проявлениями, которые локализуются в Котансу-Жабыгском узле, в зоне Веселовского и оперяющих его разломов.

Проявление Верблюжья гора (I-2-6) открыто М. Н. Альбовым в 1928 году. В штокообразном теле гранит-порфиров (80×500 м), кроме трех жил (0,3–1,8 м), длиной 200–500 м розового кварца с пиритом, халькопиритом, реже галенитом, сфалеритом, ковеллином и содержанием

золота 2–13,3 г/т, отмечаются призальбандовые березиты с прожилками кварца, где содержание золота до 1,6 г/т. Содержание попутных компонентов достигают до 1 % цинка, 0,5 % свинца, 0,1 % меди, 70 г/т серебра.

Ресурсы проявления (P_1) оцениваются в 2,2 т [55, 52].

Проявление Березитовый увал (II-2-15) приурочено к дайке березитизированных гранит-порфиров, залегающих среди вулканитов кокпектинской толщи. Дайка северо-восточного простирания имеет мощность 50 м и прослежена на 600 м. Среди березитов серия мелких (0,1–1,0 м) жил турмалин-кварцевого состава, расположенных через 1–2 м друг от друга, реже через 6 м. Длина жилок до 30 м. Содержание золота в них до 7–130 г/т, наблюдались старательские ямы. В березитах содержания золота 0,1–7 г/т до глубины 117 м (скв. 726), на видимую мощность 1–5,8 м и даже 72,2 м (скв. 740а). Содержание золота в густовкрапленном пирите до 35–45 г/т, в бедновкрапленном – 1–6 г/т. Отмечается примесь меди до 0,1 %, серебра до 8 г/т, кобальта до 0,015 %.

В березитах хорошо развита кора выветривания мощностью до 30 м и даже до 90 м (скв. 726), в которой содержание золота 0,1–0,4 г/т [38].

Золотоносные коры выветривания развиты в основном по березитизированным породам жетыкольской толщи и по рудоносным метасоматитам карбонатных пород еткульской толщи. В первых золотоносные коры с содержанием до 1 г/т отмечаются на глубине 5–40 м (*ПГХО I-4-6*), с содержанием 0,15–0,4 г/т на глубине 20–40 м (*ПГХО I-4-9*), 0,3–6 г/т на глубине 15–25 м (*проявление I-4-10*), до 1,5 г/т на глубине 10–100 м (*ПГХО I-4-12*). Над метасоматитами еткульской толщи содержание золота до 0,8 г/т на глубине 16–88 м (*ПГХО II-4-7*), до 1,5 г/т на глубине до 30 м (*ПГХО II-4-8*), до 0,2–0,5 г/т на глубине 8–36 м (*проявление II-4-21*), до 0,4 г/т на глубине до 30 м (*проявление II-4-22*), до 0,1–0,6 г/т на глубине 44–81 м (*проявление II-4-23*), до 1,5 г/т на глубине до 70–150 м, при площади ореола 2×6 км (*ПГХО II-4-25*).

В корах выветривания по рудоносным сланцам журманкольской толщи у восточной границы площади содержание золота до 0,5 г/т, вместе с цинком до 0,1 % отмечаются на глубине 12–30 м (*ПГХО I-4-5*) и до 0,3 г/т на глубине 20–28 м (*пункт минерализации II-4-28*, аномалия Кальдерная).

Золотоносные россыпи среди современных (?) элювиально-делювиальных и пролювиальных образований имеют незначительное распространение и небольшие размеры.

Россыпи, показанные на карте четвертичных образований. Имеющиеся в районе ложковые россыпи локализуются непосредственно вблизи выведенных на эрозионный уровень коренных золотопроявлений. Характер отложений слагающих россыпи – элювиально-делювиальный и пролювиальный. В золотодобыче данный тип оруденения играл сугубо подчиненную роль.

Площадь *россыпного месторождения Итальянское (I-1-26)* ~100×300 м². Мощность золотоносного пласта от первых см до 1,0 м, средняя – 0,5 м. Ширина по ложкам от 2 до 5 м. Величина вскрыши от 0,2 до 1,0 м, длина обогащенных участков до нескольких десятков метров. Содержание золота до 4 г/м³.

На *россыпном месторождении Пролivное Байкал (I-1-20)* сеть сухих саев наблюдается на площади 1,5–2,0 км². Ширина старательских отработок по склонам и ложкам колеблется от 5 до 20–50 м. Глубина залегания от 0,2 до 1,0–1,8 м. По данным отработки россыпи за 1925 г. содержание золота на 100 пудов песка колебалось от 0,5–3 долей до 40–80 долей, т. е. в среднем 28,5 доли или 1,25 г/м³. 10 шлиховых проб, отобранных в канавах № 2820, 29000 и шурфе 2424 [83], пройденных на склонах логов, показали от 3–9 до 56–205 знаков золота. Максимальные размеры золотин достигали 1–1,5 мм. Пробирный анализ делювиального материала одной из проб (задир по стенке канавы № 2820) показал содержание золота 2,0 г/т или 3 г/м³. Взвешивание золотин одной из шлиховых проб канавы № 2900 в пересчете составило 0,45 г/м³. При общей протяженности ложковой сети порядка 3–4 км, средней мощности продуктивного пласта 0,5 м, ширине 10 м и вышеуказанных содержаниях общие ресурсы золота в россыпи оцениваются в пределах от 6,9 до 20–25 кг.

Площадь *россыпного месторождения Босфор (II-1-5)* ~50×100 м. Характер россыпи самородковый, видимо, за счет размыва кустового золота. В 1926 г. здесь, по словам старателей, отмывали самородки весом до 200 г. Всего из россыпи было добыто более 2 кг золота. В 500 м к востоку и югу от россыпи наблюдается ряд подобных ложковых (верховых) россыпей (отводы Дарданеллы и Галлиполи). Элювиально-делювиальные отложения участка Галлиполи на 100 пудов породы давали до 1 золотника или 4,26 г/т золота.

Ширина *россыпного месторождения Сальниковское (I-1-27)* от 5–10 до 50 м. Продуктивный пласт по мощности не выдержан (0,5–1,5–2,0 м). Глубина залегания – 0,2–0,5 м. В период добычных работ здесь встречались (со слов старателей) самородки весом до 200–300 г. Из 1 157 т песков, отработанных в 1961 г. было получено 1 633 г шлихового золота и 1 255 г ушло в хво-

сты. Среднее содержание составляет $\sim 4 \text{ г/м}^3$. Западный и восточный фланги канавы 2852 [83] частично вскрыли две субпараллельных ложковых россыпи, из которых с плотика было отобрано 10 шлиховых проб весом по 20 кг каждая, показавшие от 1–3 до 20–52 знаков золота. Кроме того 15 проб, отобранных из старательских выработок и их отвалов показали от 1 до 14 знаков с максимальным размером золотин 1–2 мм.

РАДИОАКТИВНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ

УРАН

Интенсивные поиски урана на площади листа не выявили промышленно интересных проявлений.

Желтинское проявление (IV-2-2) представляется наиболее заметным. Оно приурочено к Желтинской зоне разломов, пересекающей юго-восточный экзоконтакт Котансинского массива. Здесь в полосе $0,4 \times 4$ км отмечаются тектонические линзы скарнов и пегматоидных гранитов с вкрапленностью уранинита, реже молибденита и халькопирита. На глубине 100–200 м в коре выветривания скарнов и гранитов оконтурена залежь 80×900 м мощностью около 5 м с содержанием урана 0,01–0,1 %. Ресурсы залежи (P_1) до 1 тыс. т, т. е. очень мелкого месторождения [57].

Аккудужское проявление (III-4-1) расположено на участке сочленения Жетыкольского и Са-рыобинского разломов, где в коре выветривания сланцев и мраморов (C_1) мощностью до 30 м с линзами бурых железняков при радиоактивности до 395 мкР/ч содержание урана достигает 0,05 %, Ni, Co, Zn до 0,1 %, W до 0,01 %; Се до 0,4 %.

По результатам опробования 25 скважин дана отрицательная оценка перспектив выявленного проявления урана [23, 47, 48]. На редкие металлы и редкие земли оценка не проводилась.

В *пункте минерализации Желтысайский* (IV-2-4) отмечены разрозненные аномальные концентрации урана в гранитах Котансинского массива, а в *пункте минерализации Северожелтинском* (III-2-5) аномалии отмечались в ложковом аллювио-элювии метасоматитов в зоне Желтинского разлома. Практического интереса эти проявления не представляют [57].

ТОРИЙ

Пункты минерализации тория зафиксированы в корах выветривания гранитоидов крыклинского комплекса (?) в зоне Желтинского разлома – *Колубайский* (III-3-6) и в Давленкольском блоке – *Буруктальский* (III-3-9). Остаточные концентрации связаны вероятно с монацитом и практического интереса не представляют.

НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

ОПТИЧЕСКИЕ МАТЕРИАЛЫ

КВАРЦ ДЛЯ ПЛАВКИ

Проявление Жандыкольское (III-2-1) единственное, где технологическая проба гранулированного кварца показала возможность плавки прозрачного кварцевого стекла. На участке проявления в габброидах выявлено 78 мелких жил гранулированного кварца.

ХИМИЧЕСКОЕ СЫРЬЕ

ФЛЮОРИТ

Пункты минерализации флюорита в виде флюорит-кварцевых жил среди грейzenов Котансинского массива (III-1-8), тонких (до 3 см) прожилков флюорита в диоритах в зоне Желтинского разлома (I-3-10) и мусковит-флюорит-кварцевых метасоматитов в катаклазитах гранитов близ того же Желтинского разлома (III-3-4) представляют в основном минералогический интерес и могут рассматриваться в качестве поискового признака редкометалльной минерализации.

КЕРАМИЧЕСКОЕ И ОГНЕУПОРНОЕ СЫРЬЕ

КАОЛИН

Огромные площади гранитоидов и широкое развитие кор выветривания позволили провести площадные поиски каолинов с высокой эффективностью [42]. Из четырех проявлений на площади листа два с ресурсами крупных месторождений, на одном из которых – *Ковыльном* (Ш-3-7), с ресурсами 42,6 млн т, уже ведутся поисково-оценочные работы.

Проявление Придорожное (I-3-7) с ресурсами 43,2 млн т характеризуется повышенной (9,2 м) мощностью вскрыши. *Проявление Гостеприимное* (Ш-2-10) с ресурсами мелкого месторождения (2 млн т) находится в 0,5 км от железной дороги Орск–Светлый и в 4 км севернее пос. Буруктальский. *Проявление Линейное* (Ш-3-3) с ресурсами среднего месторождения (8,1 млн т) находится в 7 км от автогрейдера Кумак–Светлый.

Проявления Ковыльное и Гостеприимное находятся в южной части сложного по конфигурации Обалькольского массива гранитов шалкарского комплекса и вмещающих его образований рифея и гранитоидов O_3 . В северной части, где находятся наиболее крупные выходы гранитов (60 и 150 км²) при поисках каолинов [42] оценены только одной линией скважин, т. е. не изучены. С гранитами шалкарского комплекса на площади листа М-41-VIII связаны наиболее перспективные каолиновые коры выветривания Коскольских проявлений.

АБРАЗИВНЫЕ МАТЕРИАЛЫ

ГРАНАТ

Гранатит *т. 2346* (Ш-4-13) среди слюдитов и магнетитсодержащих ультрамафитов Буруктальского массива с гранатом в виде мелких вкрапленников и линзовидных скоплений, составляющих до 60 % объема метасоматитов (скарноидов?), выявлен в виде мелких глыб и практическая ценность его не ясна.

ГОРНОТЕХНИЧЕСКОЕ СЫРЬЕ

АСБЕСТ

На площади работ выявлено одно проявление амфибол-асбеста и два пункта минерализации хризотил-асбеста.

Проявление V участок (Ш-1-2) находится в северо-восточной краевой части Киембаевского массива ультрамафитов. Здесь до глубины 50 м изучены 3 мелкие зоны сетчатой асбестизации, с асбестом до 7–8 мм. Здесь же на контакте с плагиогранитами в актинолитовой породе отмечены мелкие жилки амфибол-асбеста с содержанием 2,47 %, в т. ч. 1,14 % IV сорта. Дана отрицательная оценка перспективам поисков промышленных залежей [69].

Не представляю интереса и *пункты минерализации т. 2342* (Ш-4-9) и *скв. 462* (Ш-4-2) из-за низких концентраций асбеста.

МУСКОВИТ

9 из 10 проявлений мусковита сосредоточены в Жетыкольском поле, протянувшемся вдоль восточного борта Желтинского грабена на 30 км при ширине 2–4 км. Жилы мусковитовых пегматитов залегают среди сланцев кособродской толщи и гнейсогранитов копинского комплекса.

Все проявления мусковита однотипные. Ширина зон слюдоносных пегматитов до 200 м (*пункт минерализации т. 2178*, I-3-5), мощность жил до 4 м и более, длина 20–250 м (*проявление Морозовское*, II-3-17), площадь кристаллов до 10×15 см при толщине 5 см [45], содержание 7–100 кг/м³ при выходе колотой слюды марки СВ-4 и СА-4 до 7 %.

Практическая ценность проявлений мусковита не ясна из-за отсутствия спроса.

ВЕРМИКУЛИТ

Выявлен один *пункт минерализации вермикулита в т. 2346* (Ш-4-12) в ассоциации с гранитами. Масштабы ослюденения не известны, поэтому перспективы не установлены.

Представляют интерес флогопитовые слюдиты в коре выветривания бериллоносных метасоматитов зоны Западно-Сарыобинских разломов (*проявление Карасу*, II-4-4).

ТАЛЬК

Проявление талька, тальцитов установлены среди небольших массивов ультрамафитов в западном борту Желтинского разлома: Орлиное гнездо и Домбар, а также в восточной части Киембаевского массива.

Проявление Орлиное гнездо (II-3-4) представлено зоной белых и зеленовато-белых тальцитов с примесью хлоритов и карбонатов, залегающих в небольшом (2–4 км) массиве ультрамафитов каменнодольского комплекса среди гранитоидов джабыгасайского комплекса. По содержанию $Fe_{общ}$ до глубины 44 м 8–11 %, а ниже до забоя скв. 114 – 76,3 м – менее 3,5 %, что отвечает маркам Б и В. Общий состав тальцитов (в %): SiO_2 – 42–53; Al_2O_3 – 0,8–2,1; Fe_2O_3 – 1,5–10,4; FeO – 1,6–4,4; MgO – 26–32; CaO – 0–5. Объемный вес 2,24 г/см³ [79]. Белый цвет тальцитов указывает, что они могут быть использованы в бумажной промышленности.

Проявление Домбар (т. 2581) (II-3-19) расположено в 16 км к юго-западу от проявления Орлиное гнездо, так же в западной бортовой части Желтинского разлома. Массив ультрамафитов (до 2×5 км) залегают среди гранитоидов джабыгасайского комплекса и карбонатно-терригенной потаповской толщи. Тальциты вскрыты в днище оврага шириной 20–40 м на протяжении 570 м. Светло-серые крупночешуйчатые тальциты в виде зон шириною до 70 м залегают среди средне- и мелкочешуйчатых тальцитов с гнездами и пятнами лимонитов. Химический состав магнезиальных тальцитов (шабровского типа) в %: SiO_2 – 59,7; $Fe_{общ}$ – 4,3; MgO – 29,6; CaO – 0,1; Cr_2O_3 – 0,4; NiO – 0,2; CoO – 0,016; п.н.п. – 4,8. Тальк отвечает маркам Б и В.

Пункты минерализации (III-1-3, 10) талька в восточной части Киембаевского массива ультрамафитов, залегающего в кокпектинской толще вулканитов и интродуцированных гранитоидами джабыгасайского комплекса, расположены в 2 км друг от друга. Ширина зон оталькования до 200 м, протяженность до 1 км.

Близкое расположение работающего Киембаевского асбестового ГОКа (10 км) ставят выявленные проявления талька в число первоочередных для опоискования.

ДРАГОЦЕННЫЕ И ПОДЕЛОЧНЫЕ КАМНИ

ИЗУМРУДЫ

Пункт минерализации изумруда скв. 1505 (II-4-26) приурочен к коре выветривания десилицированных пегматитов в зоне Западно-Сарыобинского разлома. На протяжении 15 км к северу от скв. 1505 среди катаклазированных пород еткульской толщи с мелкими телами-будинами серпентинитов каменнодольского комплекса отмечаются пегматиты со слюдяной и тальк-слюдяной оторочкой и вкрапленностью берилла (*проявление Карасу*, II-4-4) (раздел «Бериллий») до 1–2 мм, с содержанием до 1,5 г/м³ в слюдяно-глинистой коре выветривания.

В скв. 1505 на глубине 55–60 м среди белых полупрозрачных кристаллов отмечены зеленовато-голубые кристаллы до 1,8 мм [23].

СТРОИТЕЛЬНЫЕ МАТЕРИАЛЫ

МАГМАТИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ

ГРАНИТ

На площади работ оценено и частично обрабатывались 10 месторождений, 8 из них связаны с наиболее молодыми (P_1) комплексами, 2 с кумацким комплексом.

Джабыгасайское месторождение (I-2-1) мелкозернистых гранодиоритов Джабыгасайского массива имеет площадь 375 тыс. м², вскрышу 0,2 м, глубину грунтовых вод 10–12 м. Объемный вес пород 2,9 г/см³, предел прочности 944–991 кг/см². Граниты пригодны для щебня, бута и облицовки. Ресурсы (P_2) – 4 млн м³.

Месторождение т. 2146 (I-3-4) вскрыто карьером 5×100×200 м, в котором плитчатые среднезернистые граниты для щебня; *т. 2172* (II-3-1) вскрыто карьером 3×20×90 м, с блочными мелкозернистыми гранитами; *т. 2420* (II-3-15) вскрыто карьером 2×20×50 м, с гнейсовидными гранитами для щебня.

Верхнебуруктальское месторождение (IV-2-1) мелкозернистых гранитов, пригодных для щебня и бута.

Месторождение Прииск Кумак (I-1-25) представлено дайками мелкозернистых сиенитов в измененных вулканитах березняковской толщи на площади 150 тыс. м². Глубина водоноса 4–7 м, мощность вскрыши до 0,5 м, блочность 0,1×0,5 м. Объемный вес сиенитов 2,73 г/см³, предел прочности 810–1 080 кг/см². Породы пригодны для бута, щебня и облицовки. Ресурсы камня (P₂) 900 тыс. м³.

Месторождение Кокпектинское (II-1-6) представлено дайками двуслюдяных гранитов на площади 150 тыс. м². Водонос на глубине 4–8 м, вскрыша до 0,5 м. Блочность камня 0,4×0,4 м. Пригоден для щебня и облицовки. Ресурсы (P₂) – 900 тыс. м³.

На Котансинском массиве оценено 3 месторождения близких по составу гранитов и прогнозным ресурсам строительного камня.

Месторождение Карасубайское (III-1-18) представлено гранитами с жилами пегматитов на площади 75 тыс. м². Водонос на глубине 10–12 м, блочность камня 1,5×1,5 м, объемный вес 2,52 г/см³. Пригоден для щебня, бута и облицовки. Ресурсы (P₂) – 750 тыс. м.

Месторождения Котансуйское (III-2-4) и *Озерное* (III-2-8) по всем параметрам аналогичны Карасубайскому.

ДИОРИТ

Единственное *Тыкашинское месторождение* (I-1-13) представлено гранодиоритами Акжарского массива. Глубина водоноса на площади 125 тыс. м² 10 м, мощность вскрыши 0,3 м, объемный вес породы 2,73 г/см³, блочность 0,3×0,3 м. Камень пригоден для щебня и бута. Ресурсы (P₂) – 1,2 млн м³.

ГАББРО

Карьеры, где добывалось габбро, отмечены в т. 2429 и 2143. В т. 2429 (I-2-3) карьер 3×70×150 м вскрывает серые среднезернистые до грубозернистых лейкократовые габбро со шлирами и жилами пегматитов. Габбро Джабыгасайского массива занимает площадь 3×8 км. В т. 2143 (I-3-1) в карьере 4×40×70 м вскрыты дайки мелкозернистых черных габбродолеритов мощностью 40 м, залегающие в биотитовых грубозернистых гранитах кокпектинского комплекса.

В т. 2228 (II-4-15) карьер 8×100×150 м вскрывает катаклазиты габбро и сланцев, которые использовались в виде щебня для дорожного строительства.

ДОЛЕРИТ

Чиликтысайское месторождение (I-1-23) представляет собой коренные выходы по берегам балки Шиликтысай, в 2 км на северо-восток от пос. Кумак, долеритов кокпектинской толщи. Площадь выходов 45 и 10 тыс. м², мощность вскрыши 0,5 м, глубина водоноса 15 м. Блочность камня от 0,2×0,2 до 0,5×0,5 м, объемный вес 3,03 г/см³, предел прочности 1 540–2 225 кг/см². Порода пригодна для щебня, бута и облицовки. Ресурсы (P₂) определены в 650 тыс. м³.

СЕРПЕНТИНИТ

Оценено *Кайрактинское месторождение* (I-1-9), в котором серпентиниты одноименного массива на площади 100 тыс. м², имеют вскрышу до 0,5 м, глубину водоноса 10 м.

Блочность камня до 0,2×0,2 м, объемный вес 2,49 г/см³, водопоглощение 1,8 %, предел прочности 607–1 000 кг/см².

Щебень пригоден для строительных работ и как заполнитель бетонов. Ресурсы камня (P₂) 1 млн м.

КАРБОНАТНЫЕ ПОРОДЫ

ИЗВЕСТНЯК

Предварительно оценено два месторождения. *Верхнекумское месторождение* (II-1-12) расположено на западном берегу Кумакского водохранилища, где известняки биргильдинской

толщи использовались для производства негашеной извести (остатки печей). Химический состав известняков в %: п.п.п. – 43,2; SiO₂ – 1,12; Fe₂O₃ – 0,16; Al₂O₃ – 0,01; Mn – 0,057; Cr₂O₃ – 0,093; CaO – 51,02; MgO – 1,59; Na₂O – 0,99; K₂O – 0,36.

Буруктаьское месторождение (III-4-3) в 2 км на юго-запад от устья р. Казанче представлено светлыми известняками кайрактинской (?) толщи. Они пригодны в качестве строительного камня. Ресурсы известняков не определялись.

ГЛИНИСТЫЕ ПОРОДЫ

ГЛИНЫ КИРПИЧНЫЕ

На площади работ известно 7 месторождений кирпичных глин в отложениях светлинской свиты миоцена (бывшая аральская). Глины слабопесчанистые монтмориллонитовые, огипсованные, с бобовником бурых железняков. На *месторождениях Шалкарэгакаринском* (IV-4-2), *Карасуйском* (IV-3-2), *Карамолинском* (III-3-8), *Егакаринском (южном)* (IV-3-12), *Егакаринском (восточном)* (IV-3-5) и *Егакаринском (западном)* (IV-3-4) мощность глин 22–34 м при мощности вскрыши 0,3–3,9 м.

В юго-западной части листа на *месторождении Керуембаевском* (III-1-19) мощность глин 7–10 м. Пластичность глин 17–62, в среднем – 22–24, примесь песчано-алевритового размера 9,5–13,5 %. Все глины жирные, при обжиге до 860° растрескиваются и требуют отошения.

Отмечаются высокие отбеливающие свойства глин аральской свиты, которые выше, чем у кавказских глин типа гумбринов.

Глины *месторождений т. 2248* (II-4-14) и *т. 2232* (II-4-16) представляют собой глинистую часть кор выветривания алевролитов еткульской толщи с жилками турмалин-кварцевого состава (т. 2248, карьер 3×50×100 м) и диоритов Коскольского массива с зонами лимонита, где Si до 0,1 % (т. 2232, карьер 3×50×100 м). Эти глины использовались местным населением для строительных целей.

Месторождение Озерное (II-4-29 на карте четвертичных образований) расположено в Светлинском районе в 3 км на юго-восток от поселка Озерный. Представлено пластообразной залежью делювиальных глин четвертичного возраста. Средняя мощность залежи 4,5 м. Мощность вскрыши от 0,1 до 0,5 м балансовые запасы по категориям А+В+С составляют 439 тыс. м, в том числе по категориям А+В 181 тыс. м³. Запасы не утверждены. Месторождение не эксплуатируется.

Месторождение «Участок Зажиточный» (III-1-22 на карте четвертичных образований) расположено в Домбаровском районе, в 600 м восточнее разъезда Зажиточный. Представлено залежью делювиальных глин средней мощностью 4,2 м, залегающих на охристой коре выветривания. Мощность вскрыши 0,7 м, площадь участка более 16 га подсчитаны при поисковых работах в 1959 году и утверждены в количестве 1 млн м по категории С₁ в 1962 году.

Месторождение «Участок Мирный» (III-2-14 на карте четвертичных образований) находится в Адамовском районе, в 800 м к западу от разъезда Мирный. Это залежь делювиальных плотных глин средней мощностью 15,4 м, площадь участка больше 16 га. Запасы глин оценены 2 млн м³ по категории С₁ при поисковых работах 1959 года.

Буруктаьское месторождение (III-4-21 на карте четвертичных образований) расположено в Светлинском районе в 1,5 км к северо-западу от поселка Светлый. Представлено пастообразной залежью делювиальных глин четвертичного возраста с включениями гипса и карбонатных стяжений. Средняя мощность залежи 4,3 м мощность вскрыши от 0,3 до 1 м. Балансовые запасы по категориям А+В+С 1 809 тыс. м³, в том числе по категории А+В 868 тыс. м³. Месторождение не эксплуатируется.

ОБЛОМОЧНЫЕ ПОРОДЫ

ПЕСОК СТРОИТЕЛЬНЫЙ

Все выявленные месторождения представлены песками саксаульской свиты эоцена, которые хорошо сортированные, существенно кварцевые, мелкозернистые в виде пластов мощностью 3,5–28 м.

Егакаринском месторождение (IV-3-6), вскрытое небольшим карьером, представлено белыми кварцевыми, хорошо сортированными, тонкозернистыми песками мощностью 3–3,5 м. По грансоставу фракция 0,25–0,1 мм составляет 41,4 %, 0,1–0,05 мм – 54,5 %, менее 0,05 мм – 3,4 %. По химсоставу SiO₂ – 96,7 %, Fe₂O₃ – 0,4 %, TiO₂ – 0,23 %, CaO – 0,65 % CO₃ – 0,4 %,

K_2O – 0,59 %, Na_2O – 0,043 %. Согласно аналитическим данным пески пригодны в качестве отощителей для кирпичей и в стекольной промышленности.

Буруктаьское месторождение (IV-4-1) представлено двумя карманообразными залежами песков саксаульской свиты мощностью 2–28 м. Пески кварцевые, мелкозернистые, сортированные. Мощность вскрыши 1–9 м. По фракционному составу в песках более 0,5 мм – 0,5 %, 0,1–0,5 мм – 92 %, менее 0,1 мм – 7 %. Пески могут быть использованы в качестве отощителей кирпичных глин и для производства силикатных кирпичей. Запасы песков на 01.01.1982 г. по категории В+С₁ – 556 тыс. м³.

Желтысайское месторождение (IV-3-7) как и предыдущие представлено сортированными кварцевыми песками саксаульской свиты. Мощность пласта 4,75 м. По грансоставу фракция 2,5–1,2 мм – 9,3 %, 0,6–1,2 мм – 13 %, 0,15–0,6 мм – 60 %, менее 0,15 мм – 17,5 м. В разрезе тонкозернистые пески в верхней и нижней части пласта. Участок не обводнен. Запасы песков по категории С₂ 50 тыс. м³.

Озерное месторождение (II-4-29 на карте четвертичных образований) находится в Светлинском районе в 6 км на юго-восток от поселка Озерное. Месторождение представлено линзообразной залежью северо-восточного простирания озерно-аллювиальных мелко-среднезернистых песков кварцевого состава. Мощность залежи от 1,5 до 4,7 м. Мощность вскрыши 0,1 до 2 м. Балансовые запасы по категориям А+В+С₁ составляют 90 тыс. м³, в том числе по категориям А+В 81 тыс. м³. Месторождение не эксплуатируется.

ПЕСЧАНО-ГРАВИЙНЫЙ МАТЕРИАЛ

Кумакское месторождение (I-1-28 на карте четвертичных образований) находится в Адамском районе, на юго-западной окраине поселка Кумак. Представлено песчано-гравийными образованиями поймы и первой надпойменной террасы реки Кумак. Общая мощность полезной толщи 10–14 м, площадь месторождения 250 тыс. м². Мощность вскрыши от 1 до 4 м ориентировочные запасы составляют 1 250 тыс. м³. Месторождение используется для местного строительства.

ПРОЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

КВАРЦИТ

Кумакское месторождение (I-1-11) кварцитов представлено выходами среди пород маячной свиты. Кварциты белые, светло-серые, плитчатые, используются местным населением (мелкие карьеры). *Северное Кокшюкинское месторождение* (I-3-2) представлено выходами кварцитов в виде гряд шириной до 100 м и протяженностью до 500 м среди образований осиновской толщи. Аналогичные выходы, но в составе жиландытаусской свиты, представляют *Кокшюкинское месторождение* (I-3-8). По химическому составу кварциты довольно чистые: SiO_2 – 98 %, Al_2O_3 – 0,8 %, Fe_2O_3 – 0,24 %, FeO – 1,29 %, CaO – 0,14 %. Удельный вес кварцитов 2,66 г/см³, объемный – 3,60–2,63 г/см³. Ресурсы обоих месторождений неисчерпаемые.

Игизское месторождение (IV-4-3) представлено пятнисто-полосчатыми светло-серыми мелкозернистыми кварцитами, которые в виде гряд высотой до 10 м протягиваются на 1–2 км.

Залежи площадью 350×1 000 м разведаны до глубины 40–67 м, хотя вскрыты до глубины 130 м. Отмечаются смещения (сдвиги) пластов до 20–35 м. Мощность вскрыши 0–12 м, в среднем 1–2 м. Кварциты входят в состав кундыбаевской толщи. Они пригодны для щебня, бута и в качестве флюса при плавки медных руд. Запасы (А+В+С₁) на 22.11.1968 г. составляли 58 млн т.

ГЛИНЫ БЕНТОНИТОВЫЕ

В 0,5 км на запад от *т/п Урожай* (337,6) (I-4-19) скважины № 26 и 27, пробуренные через 40 м друг от друга [81], на глубине 6,0–12,0 и 12,0–16,0 м вскрыли монтмориллонитовые глины плиоцена (?) с выходом глинистого раствора 7–9,7 м³/т. Глины зеленовато-серого и желтовато-зеленого цветов с бобовником лимонита, пятнами карбонатов и гнездами гипса имеют общую мощность 8–13 м, залегают на корях выветривания палеозойских пород и перекрыты местами четвертичными глинами и суглинками мощностью до 7 м.

По результатам анализов глины среднеколлоидные, с натриево-кальциевым обменным комплексом, хорошо распускаются в воде, хорошо воспринимают содовую добавку (1,5 %) и содержат мало (<1 %) песка.

По химанализу SiO_2 – 56–63 %; TiO_2 – 0,8–1,1 %; Al_2O_3 – 14,5 %; Fe_2O_3 – 5,6–7,9 %; FeO – 0,2–0,6 %; MgO – 1,9–2,5 %; CaO – 0,3–2,4 %; K_2O – 1,1–1,9 %; Na_2O – 0,6–0,9 %; n.p.n. – 7–9,3 %; H_2O – 4–5 %.

Прогнозные ресурсы (P_2) для производства глинопорошков на площади $2 \times 2 \text{ км}^2$ при средней мощности 5 м и вскрыше 3 м составляют 20 млн м^3 [81].

ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ

ПИТЬЕВЫЕ ПРЕСНЫЕ ВОДЫ

Питьевые пресные воды на территории листа представлены четырьмя месторождениями – *Обильненским* (I-4-4), *Заоболькольским* (III-3-5), *Буруктальским* (III-4-17), *Котансинским* (IV-2-3). В настоящее время все месторождения эксплуатируются, кроме Буруктальского, оно находится в консервации. Подробнее месторождения описаны в главе «Гидрогеология».

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ И ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ РАЙОНА

ЗАКОНОМЕРНОСТИ ОБРАЗОВАНИЯ И РАЗМЕЩЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Площадь работ располагается частично в пределах Сосьвинско-Суундукской (3 %) и в Троичко-Марииновской (97 %) минерагенических зонах **Восточно-Уральской минерагенической мегазоны**. В истории геологического развития района работ достаточно отчетливо выделяется несколько эпох рудообразования.

В самых древних образованиях комплекса основания среди гнейсов и гранатовых амфиболитов бескрыковской толщи рифея отмечены эклогитоподобные породы – среднезернистые гранат-диопсид-плагиоклазовые и примесью кордиерита [22]. Это позволяет предполагать акцессорную алмазность. Примесь кордиерита в эклогитоподобной породе возможно за счет изохимического диафореза гранат-омфацитового эклогита.

Мусковитовые пегматиты Жетыкольского поля приурочены к гнейсовидным гранитам копинского комплекса раннего силура, генетическая связь с которыми вполне очевидная.

С палеозойскими этапами рифтогенеза связано формирование ультрамафитовых массивов киембаевского, каменнодольского и аккаргино-буруктальского комплексов. В коре выветривания этих массивов формировались силикатные никель-кобальтовые руды, в том числе уникального по запасам Буруктальского рудного поля, а сами они являются благоприятной средой для формирования залежей талька, хризотил-асбеста и бериллоносных десилицированных пегматитов, которые генетически все связаны с гранитоидами коллизионного этапа (C_2-P_1). В Кайрактинском массиве отмечены ликвационные залежи хромита.

В островодужный этап развития (D_1-C_1) с широко проявленными базальт-дацит-риолитовыми вулканическими комплексами жетыкольской, кокпектинской, журманкольской, аккаргинской и кайрактинской толщ продуцируются колчеданные руды Котансу-Жабыгского и Озерного медно-золоторудных узлов, Карашакольско-Светлинского и Желтинско-Шалкарского прогнозируемых узлов.

В пределах Сарыобинской грабен-синклинали в составе еткульской толщи отмечены признаки стратиформного полиметаллического оруденения. В аналогичном по возрасту и строению Брединском районе среди известняков биргильдинской толщи грабен-синклинория на листе N-41-XXXI (северное продолжение Аниховского грабена) выявлено перспективное Южноборовое проявление полиметаллических руд стратиформного типа.

Гранитоидные комплексы завершающей стадии островодужного этапа несут отчетливые признаки золоторудной специализации. Наиболее продуктивные на золото раннекарбонные комплексы гранитоидов. С кумацким комплексом связаны месторождения одноименного рудного узла, с кокпектинским – проявления Озерного медно-золоторудного узла.

С лейкогранитами коллизионного этапа (P_1) генетически и парагенетически связано редкометалльное оруденение. В Котансинском массиве джабыкско-санарского комплекса отмечены флюорит-берилл-молибденитовые грейзены Котансинско-Керуембаевского узла. С массивами гранитов шалкарского комплекса пространственно связана шеелит-киноварная минерализация Кокпектинского участка, флюоритовая, полиметаллическая, редкоземельная минерализация Желтинского разлома, молибденовая и бериллоносных пегматитов Западно-Сарыобинского разлома.

В платформенный этап развития наиболее продуктивной на рудообразование является эпоха латеритного (MZ) корообразования. В это время сформировались силикатные никель-кобальтовые руды месторождения Буруктальского рудного поля, Кайрактинского массива, перспективные проявления золота в корах выветривания Озерного рудного узла, Карашакольско-

Светлинского узла и Котансу-Жабыгского рудного узла, берилла Западно-Сарыобинского разлома, каолина Обалыкольского узла.

Возможно необходима ревизия месторождений силикатных никель-кобальтовых руд на выявление в верхних горизонтах первичных псевдоморфных бокситов, которые установлены в Кемперсайском рудном [21] и в Брединском рудных районах.

Россыпи золота отмечаются в отложениях квартера (верховики), где они тесно связаны с «головками» выветрелых золото-кварцевых жил.

Минерагеническое районирование после проведения ГДП-200 отражено на схеме, прилагаемой к карте полезных ископаемых.

В пределах **Сосьвинско-Суундукской региональной минерагенической зоны (1)** выявлен *Кумакский золоторудный узел (1.0.1)*. В Кумакском золоторудном узле, где известно 18 месторождений и ряд проявлений золота, оруденение генетически связано с диорит-плагиогранитовым кумакским комплексом и локализуется среди образований брединской свиты и березняковской толщи Аниховско-Кумакской грабен-синклинали.

В **Троицко-Марииновской минерагенической зоне (2)** выделено 2 рудных узла, каолиновоносный узел с полем мусковитоносных пегматитов, 3 прогнозируемых узла и 1 рудное поле. Турмалин-золото-кварцевые жилы Шиликтысайского участка парагенетически связаны с джабыгасайским диорит-плагиогранитовым комплексом. Медно-колчеданное оруденение *Котансу-Жабыгского медно-золоторудного узла (2.0.1)* приурочено к вулканитам кокпектинской толщи, а золото-медно-порфировое оруденение вероятно связано с гранитоидами D_3 .

Редкометалльные проявления *Котансинско-Керуембаевского прогнозируемого изумруд-молибден-бериллиевоорудного узла (2.0.4)*, генетически и парагенетически связаны с гранитами P_1 , в Котансу-Жабыгском медно-золоторудном узле проявления золота связаны с гранитами D_3 . *Жетыкольское поле мусковитовых пегматитов (2.0.0.1)* находится среди гнейсогранитов S_1 . В *Обалыкольском каолиновоносном узле (2.0.3)* проявление каолина находится в корях выветривания гранитоидов разного возраста, гнейсах, мигматитов и гнейсогранитов Джанабайской и Обалыкольской горст-антиклиналей, ограниченных Западно-Сарыобинским, Веселовским и Желтинским (южная часть) региональными разломами.

В *Озерном медно-золоторудном узле (2.0.2)* золото-медно-колчеданное оруденение связано с вулканитами D_1 , в Сарыобинской грабен-синклинали золотое и полиметаллическое оруденение локализуется в карбонатных отложениях C_1 , а бериллиевое связано с десилицированными пегматитами P_1 . Золотопроявления *Карашакольско-Светлинского прогнозируемого золото-меднорудного узла (2.0.5)* парагенетически связаны с диоритами коскольского комплекса, а медепроявления его западной части с вулканитами D_2 . *Буруктальское кобальто-никелевоорудное поле (2.0.0.2)* находится в пределах одноименного массива ультрамафитов, никель-кобальтовые силикатные руды в которых сформированы при мезозойском корообразовании. Колчеданная минерализация *Желтинско-Шалкарского прогнозируемого вольфрам-цинк-меднорудного узла (2.0.6)* приурочена к вулканитам D_1 , а медно-вольфрам-молибденовая минерализация к вулканитам C_1 .

РУДОКОНТРОЛИРУЮЩИЕ ФАКТОРЫ И ПОИСКОВЫЕ ПРИЗНАКИ

Региональные и локальные рудоконтролирующие факторы и поисковые признаки полезных ископаемых приводятся согласно легенде карты полезных ископаемых.

Хром. Хромитовое оруденение связано с аподунитовыми серпентинитами каменнодольского комплекса (Кайрактинский массив) в зоне Восточно-Аниховского разлома.

Титан. Густая вкрапленность ильменита отмечена в габброидах кокпектысайского комплекса в зоне Восточно-Сарыобинского разлома.

Медь. Медно-колчеданное оруденение локализуется среди вулканогенных пород непрерывной формации жетыкольской, кокпектинской, журманкольской и аккаргинской толщ. Последняя развита в Сарыобинской грабен-синклинали, первые в бортовых частях Сарыобинской и Еленовско-Кумакской грабен-синклиналей. Зоны оруденения приурочены к палеовулканическим структурам низких порядков и сопровождаются пропилитами и березитами. Последние вероятно сингенетичны интенсивному динамометаморфизму. Иногда отмечается вертикальная зональность: медно-колчеданное оруденение на глубину сменяется цинково-медно-колчеданным.

В Озерном рудном узле колчеданное оруденение сопровождается золотым оруденением.

Медно-порфировый тип оруденения (Южно-Кокпектинское проявление) в Котансу-Жабыгском медно-золоторудном узле локализуется в штоке плагиогранитов джабыгасайского

комплекса, контролируется субширотной зоной березитов, к которой приурочено и золото-медно-порфировое проявление (Верблюжья гора).

Свинец. Кроме сульфидно-кварцевого типа оруденения, контролируемого в основном Желтинским разломом, в Сарыобинской грабен-синклинали в карбонатных породах еткульской толщи отмечаются признаки стратиформного полиметаллического оруденения, затушеванные наложенным золотым и берилловым оруденением.

Цинк. Цинково-колчеданная минерализация в вулканитах жетыкольской и аккаргинской толщ в южной части Сарыобинской грабен-синклинали, сдвинутой по правому сдвигу (Жетыкольский разлом) на 20 км от северной части, вероятно отвечает нижней, сфалеритсодержащей, зоне колчеданного оруденения. Ассоциация цинка с редкими металлами (W и Mo) на этом участке отражает полихронную минерализацию, поздние этапы которой связаны с гранитами шалкарского комплекса.

Никель, кобальт. *Силикатные никель-кобальтовые* руды формируются в нонtronитовых корах выветривания аподунитовых и апогарцбургитовых серпентинитов каменнодольского и аккаргино-буруктальского комплексов на участках омоложенного рельефа.

Кобальт. Кварцевые жилы с асболян-пиролозитовыми гнездами в зоне выветривания локализуются среди габброидов коскольского и кокпектысайского комплексов.

Молибден. Молибденит-кварцевая минерализация в зоне Западно-Сарыобинского разлома локализуется среди огнейсованных гранитов шалкарского комплекса.

Молибденит-берилловые флюоритсодержащие грейзены и кварцевые жилы образуют поля в северо-западном эндо-экзоконтакте Котансинского массива гранитов джабыкско-санарского комплекса и в провесах кровли центральной части массива.

Вольфрам. Кроме единичных пунктов минерализации *вольфрамит-кварцевой формации* в Еленовско-Кумакском грабен-синклинории, в Светлинском рудоконтролирующем разломе отмечены церий-уран-вольфрамоносные пирит-турмалин-кварц-серицит-хлоритовые метасоматиты.

Вольфрамовая минерализация неясной формационной принадлежности отмечены в южном эндоконтакте Шалкарского массива гранитов одноименного комплекса.

Шлиховые ореолы и потоки шеелита Кокпектинского участка пространственно связаны с участками грейзенизации в метаморфитах рифея возможно над не вскрытой интрузией джабыкско-санарского комплекса, небольшой выход которой отмечен в северо-восточной части рудного участка.

Кокпектинский участок, кроме протяженного (13 км) шлихового потока шеелита по р. Кокпекты (I-2-2) и шлихового ореола I-2-4, объединяет шлихи золота и киновари, аномалии золота, цинка по реке Кокпекты и ее правым притокам, зоны грейзенизации гнейсов и сланцев осиновской толщи и гранитоидов джабыкско-санарского комплекса. Ассоциация шеелита, золота и киновари, расположение их в толще докембрия, пространственная связь с самыми молодыми в районе гранитоидами P_1 весьма напоминает обстановку шеелит-золото-киноварных близповерхностных низкотемпературных месторождений типа Атолия (Калифорния, Айдахо), где они тесно связаны с молодыми гранитоидами повышенной щелочности [12]. Признаки последних может представить небольшой массив граносиенитов в 5 км восточнее участка, достаточно условно отнесенного к каменецкому комплексу.

Ртуть. Шлиховые концентрации и потоки киновари ассоциируют с шеелитом на Кокпектинском участке, отмечаются в северном эндоконтакте Котансинского массива гранитов между полями грейзенов и протягиваются через метаморфиты рифея с мелкими интрузиями гранитов шалкарского комплекса в долине р. Буруктал выше пос. Целинный, т. е. во всех случаях тяготеют к проявлениям раннепермского магматизма.

Бериллий. Берилл-молибденитовые грейзены и кварцевые жилы развиты в эндо-экзоконтактах и провесах кровли Котансинского массива гранитов джабыкско-санарского комплекса. Здесь же отмечаются зональные бериллоносные пегматиты, иногда изумрудоносные.

В зоне Западно-Сарыобинского разлома среди ультрамафитов каменнодольского комплекса на протяжении 12 км отмечаются жилы десилицированного пегматита с вкрапленностью берилла, изумруда, граната, топаза и с мощной тальк-хлорит-флогопитовой оторочкой.

Ниобий. Убогая вкрапленность тантало-ниобатов отмечена в грейзенах Котансинского массива гранитов и в пегматитовых жилах восточного экзоконтакта Обалыкольского гранитного массива шалкарского комплекса.

Редкие земли. Редкоземельная минерализация отмечается в *корах выветривания* габбро и габбро-амфиболитов крыклинского комплекса на всем протяжении зоны Желтинского разлома, где они чередуются с проявлениями U, Th, Cu и Zn. Рудогенераторами для всех типов орудене-

ния вероятно являются граниты шалкарского комплекса, мелкие тела которых и дайки прослеживаются по восточному борту Желтинского грабена.

Золото. *Золото-кварцевая формация* представлена во всех золоторудных узлах и полях, где жилы кварца локализуются в антиформах различного масштаба, а рудная минерализация пространственно и генетически связана с плагиогранитами магматических комплексов D₃ и C₁.

Золото-сульфидно-кварцевая формация представлена в Кумакском золоторудном узле. Золотоносные метасоматиты двух типов – «рудные сланцы» по терригенным породам брединской свиты и «крапчатые сланцы» по вулканогенным породам березняковской толщи прослеживаются по субпараллельным долготным зонам разломов, оперяющие под острым углом Восточно-Аниховский разлом. Месторождения в этих зонах формируются на пересечении с диагональными северо-восточными разломами, а сами зоны тяготеют к шарнирам антиформ.

Все золотоносные метасоматиты сопровождаются золото-кварцевыми штоками и жилами, которые на некоторых месторождениях были основными объектами добычи (более крупное золото).

Следует отметить, что по Восточно-Аниховской зоне разломов отмечаются узкий (менее 1 км) и протяженный (более 20 км) грабен, сложенный биргильдинской толщей, породы которой не затронуты рудным метасоматозом. От разлома, ограничивающего грабен с запада, под острым углом (10–15°) на север протягиваются 4 рудоконтролирующие зоны с цепочками золоторудных месторождений.

Все 4 зоны уверенно дешифрируются в виде оперяющих зон тектонитов, а приуроченные к ним месторождения на аэроснимках хорошо выделяются цепочками старательских отработок. К самому восточному разлому приурочены месторождения Ермак, Восточно-Тыкашинское и Коммерческое, к разлому в 0,8 км западнее – месторождения Байкал, Забайкальское, отводы Японской и Французской, к третьему разлому, в 0,8 км западнее второго, – месторождения Мила, Кумакское, Кумак-Южный, и к четвертому – месторождения Цезарь, Васин, Танин (?), Амур, Пролливное и возможно проявление Заречное.

Месторождение Хищник, Тамара и Октябрь тяготеют к Западно-Аниховскому разлому и, вероятно, контролируются разломами, сопряженными с последним.

В пределах рудного узла месторождения золота локализуются на пересечении долготных разломов с диагональными северо-восточными, расстояния между которыми 2–3 км.

Вдоль отмеченных разломов развиваются лентообразные зоны метасоматитов общей протяженностью 5–12 км. Ширина зон 50–200 м, длина 1–3 км и более.

По составу и облику выделяется два типа метасоматитов. По породам углисто-карбонатно-терригенной брединской свиты, катаклазированным и сложно дислоцированным в зоне разломов развиваются сланцеватые метасоматиты, состоящие из новообразований кварца, серицита, хлорита, фельшпатоидов, турмалина, карбонатов, реже отрелита и магнетита в различных сочетаниях, но с преобладанием первых 3–4-х новообразований. Отмечаются линзы существенно кварцевого состава (кварциты). Тонкая вкрапленность пирита и реже других сульфидов с постоянной примесью золота закрепила за рассланцованными метасоматитами термин «рудные сланцы». Кроме эталонного для этой группы метасоматитов Кумакского месторождения, такие же метасоматиты отмечены еще на восьми месторождениях.

По вулканитам и их туфам березняковской толщи развиваются метасоматиты, называемые «крапчатыми сланцами» за счет выщелоченного в гипергенных условиях анкерита, или диоритоподобными породами за счет многочисленных порфиробласт фельдшпатоидов. Кроме них в метасоматитах отмечены новообразования кварца серицита, хлорита, анкерита, реже турмалина и сульфидов (пирита, реже халькопирита).

Иногда отмечаются своеобразные метасоматиты существенно биотитового состава (25 %), которые по содержанию щелочей (K₂O – 3 %, Na₂O – 5 %) трактовались сиенитами. Абсолютный возраст метасоматитов (по серициту) – 295 млн лет.

Зоны метасоматитов всех типов хорошо выделяются в геофизических полях. В магнитном – положительными линейными аномалиями до 1 000 нТл (магнетит), в электрополе – низкими сопротивлениями (уголь, графитизация), в радиоактивном поле – аномалии смешанного состава.

Рудогенерирующие диориты кумакского комплекса, выходы которых отмечены в южной части рудного поля, по-видимому, определили горизонтальную геохимическую зональность рудного поля: редкометалльные (W) ореолы на юге, золото-редкометалльные в центре и мышьяк-серебряные на севере.

Золото-сульфидная формация проявлена в Озерном рудном узле, где отмечены два подтипа формации: золото-медно-колчеданная и золото-полиметаллическая (Zn, Pb). Первый подтип приурочен к жетыкольской вулканогенной толще, второй к терригенно-карбонатной еткуль-

ской толще и несет признаки стратиформного оруденения. Золотое оруденение вероятно наложенное, а пространственная связь с бериллоносными пегматитами чисто тектоническая, в связи с перемещением (перемешиванием) мелких блоков в зоне Западно-Сарыобинского разлома.

Золото-порфировая формация пространственно тесно связана с медно-порфировой. Обе они формируются по штоко- и дайкообразным телам гранитоидов джабыгасайского комплекса в пределах Котансу-Жабыгского рудного узла, где контролируются субширотным разломом, оперяющим Веселовскую зону разломов.

Золотоносные коры выветривания развиты над всеми золоторудными объектами, но наиболее перспективны над минерализованными зонами золото-сульфидно-кварцевой и золото-сульфидной формаций. Над последней золотоносные коры выветривания ассоциируют с железными шляпами зоны окисления колчеданов.

Россыти золота в Кумакском узле ложковые и тесно связаны с разрушенными головками золото-кварцевых жил.

Уран. Ураноносные коры выветривания развиваются над тектонически деформированными скарнами с вкрапленностью уранита, халькопирита, молибденита в зоне Желтинского разлома, а в зоне другого рудоконтролирующего Западно-Сарыобинского разлома над сульфидоносными метасоматитами с U, Zn, Se, W, Ni, Co по сланцам и мраморам еткульской толщи.

Торий. Ториевая минерализация в корах выветривания гранитов шалкарского комплекса отмечена в зоне Желтинского разлома и в центральной части Обалыкольской горст-антиклинали.

Кварц для плавки. Жилы гранулированного кварца приурочены к массиву габбродиоритов кокпектинского комплекса, вытянутому в широтном направлении между Желтинским и Веселовским разломами.

Флюорит. Флюорит-кварцевые жилы отмечаются среди редкометалльных грейзенов Котансинского массива и в метасоматитах по катаклазитах гранитов шалкарского комплекса.

Каолин. Каолиновые площадные коры выветривания развиты по гранитоидам, гнейсогранитам, мигматитам и гнейсам в пределах Обалыкольской и Джанабайской горст-антиклиналей.

Гранат. Гранатиты (наждачные) отмечены среди ультрамафитов Буруктаьльского массива. Формационная принадлежность их не установлена.

Асбест. Хризотил-асбест среди ультрамафитов отмечен в зоне влияния гранитоидов нижнего карбона перми и ассоциирует с листовенитами и талькитами.

Мусковит. Жилы мусковитовых пегматитов Жетыкольского поля локализируются в крупном (4×22 км) массиве гнейсовидных плагиогранитов копинского комплекса. Западная часть поля пересечена Желтинской зоной разломов, влияние которой на мусковитовые жилы сильно уменьшило практическую ценность слюды.

Вермикулит. Вермикулит развивается в коре выветривания флогопитовых оторочек бериллоносных пегматитов в Западно-Сарыобинском разломе.

Тальк. Залежи талька и тальковых сланцев среди ультрамафитов каменнодольского комплекса, тектонические блоки которых контролируются северо-западными разломами, оперяющими Желтинскую зону разломов. Стимулировали талькообразование, возможно, гранитоиды джабыгско-санарского комплекса.

Изумруд. Прозрачные зеленые кристаллы берилла отмечались среди десилицированных пегматитов (P₁) Западно-Сарыобинского разлома и среди зональных пегматитов Котансинского массива гранитов.

ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ РАЙОНА

Оживление горнодобывающей промышленности в районе в последние годы (золото, стройматериалы, огнеупоры) наряду с изменением региональной и общей экономической конъюнктуры вызывают необходимость оценки и переоценки состояния и перспектив развития минерально-сырьевой базы района.

В оценке перспектив района перед началом ГДП-200 были учтены прогнозные ресурсы категории P₃ по Жетыкольской площади в количестве Cu – 200 тыс. т, Zn – 200 тыс. т, по Урожайной площади по категории P₂ в количестве Cu – 100 тыс. т, Zn – 100 тыс. т. Обе площади находятся в пределах Озерного медно-золоторудного узла. По Кумакскому рудному полю учтено 229 т рудного золота (57 т по P₁, 49 т по P₂ и 125 по P₃) и 4 т россыпного (1 т – P₁, 1 т – P₂ и 2 т – P₃).

Апробированы ресурсы каолина по категории P₂ Обалыкольского узла – 48 млн т и Казанчинской площади – 100 млн т. Обе площади располагаются в пределах Обалыкольской каоли-

новой зоны. Апробированы прогнозные ресурсы изумрудов по Котансуйскому полю в количестве 24,3 кг по категории P₃.

В процессе проведения ГДП-200 значительно уточнено геологическое строение района, закономерности размещения полезных ископаемых, что позволило заново оценить и переоценить их ресурсы и наметить очередность поисково-оценочных работ.

Ресурсы золота определялись через удельную продуктивность объекта-аналога, которым является Кумакский рудный узел, вмещающий целый ряд мелких и два средних (Кумакское, Васин) месторождения. Площадь Кумакского узла 200 км², учтенные запасы (остаточные) – 77,8 т, добыча – 8,9 т, и ресурсы 70,8 т, что в сумме составляет 157,9 т. Таким образом удельная продуктивность Кумакского составит $157,9 / 200 \text{ км}^2 = 0,79 \text{ т/км}^2$. Для определения прогнозных ресурсов Карашакольско-Светлинского, Желтинско-Шалкарского, Котансу-Жабыгского, Озерного узлов привлекались прогнозные ресурсы проявления Урожайное, входящее в Озерное рудное поле расположенное в сходной геологической обстановке в пределах листа М-41-VII, прогнозные ресурсы P₂ которого при площади 2,3 км² составляют 4,5 т золота, 60 тыс. т меди, 143 тыс. т цинка [23]. Удельная продуктивность соответственно составит: золото – $4,5 / 2,3 \text{ км}^2 = 2 \text{ т/км}^2$, медь – $60 / 2,3 \text{ км}^2 = 26,1 \text{ тыс. т/км}^2$, цинк – $143 / 2,3 \text{ км}^2 = 62,2 \text{ тыс. т/км}^2$. Прогнозные ресурсы молибдена и вольфрама рассчитывались через удельную продуктивность Боетского проявления категории P₁ которого составляют 112 тыс. т, W – 30 тыс. т [20]. При площади проявления около 1 км² удельная продуктивность составит 112 тыс. т/км² по Мо и 30 тыс. т/км² по W.

Хром. Хромитовые руды Кайрактинского месторождения частично отработаны. По морфологии рудных тел Кайрактинское месторождение является аналогом Аккаргинского (лист М-41-II). При протяженности Кайрактинского массива 12 км прогнозные ресурсы хромита категории P₃ незначительны и не учитываются.

Титан. Проявление скв. 5 (II-4-13) представлено густой вкрапленностью ильменита (TiO₂ до 7 %) в небольшом массиве габброидов (1×5 км). Низкие содержания ильменита не позволяют оценить объект положительно.

Медь, цинк. Апробированные ресурсы категории P₃ и P₂ Жетыкольской и Урожайной площади в Озерном рудном узле составляют в сумме 300 (200+100) тыс. т Cu и 300 (200+100) тыс. т Zn соответственно. Учитывая слабые результаты поисков меди в пределах Озерного рудного узла [82], перспективы ресурсов низкие, а надежность их высокая (н/в). Данных для переоценки указанных прогнозных ресурсов нет.

Карашакольско-Светлинский прогнозируемый узел (150 км²). При средней удельной продуктивности 26 тыс. т/км², коэффициенте надежности 0,5 и рудоносности 0,2 ресурсы (P₃) меди и золота составят: $150 \times 26 \times 0,5 \times 0,2 = 390$ тыс. т и $150 \times 2 \times 0,5 \times 0,2 = 30$ т. С учетом выявленных в пределах Карашакольско-Светлинского рудного узла поля перспективных проявлений и месторождений (лист М-41-VIII), перспективность ресурсов средняя, надежность оценки вполне надежная.

Желтинско-Шалкарский прогнозируемый узел (140 км²). Убогое прожилково-вкрапленное оруденение площади сопровождается заметной примесью W, Мо, что можно рассматривать и как высокую степень эрозии колчеданного оруденения или его регенерацию более поздними плутоногенными гидротермалитами. С учетом коэффициента надежности 0,3 и рудоносности 0,2, удельной средней продуктивности 26 тыс. т/км² соответственно ресурсы меди по категории P₃ составят: $26 \times 140 \times 0,3 \times 0,2 = 218$ тыс. т. Перспективность их средняя, и надежность определения средняя.

В Котансу-Жабыгском медно-золоторудном узле, где установлены медно-колчеданные и медно-порфиновые проявления, площадь распространения продуктивной кокпектинской толщи 150 км². Прогнозные ресурсы меди его по средней удельной продуктивности 26 тыс. т/км² с учетом коэффициента надежности 0,2 и рудоносности 0,2 составят: $26 \times 150 \times 0,2 \times 0,2 = 156$ тыс. т. Перспективность ресурсов средняя, надежность малая (с/м), т. к. результаты довольно детальных поисков с применением всех известных поисковых методов незначительные.

Никель, кобальт. Прогнозные ресурсы Ni и Co в корах выветривания крупных массивов ультрамафитов реализованы при поисково-разведочных работах. Перспективы выявления на Буруктаальском поле залежей гипергенных руд уфалейского типа осложнены отсутствием четких поисковых признаков и конечные цифры прогнозных ресурсов определить невозможно.

Молибден, вольфрам. Ресурсы молибдена и вольфрама выделенных таксонов определяются по удельной рудоносности через удельную продуктивность Боетского проявления (лист-М-41-I), категории P₁ которого составляют Мо – 112 тыс. т, W – 30 тыс. т [20]. При площади проявления около 1 км² удельная продуктивность составит 112 тыс. т/км² по Мо и 30 тыс. т/км² W.

Котансинско-Керуембаевский узел (175 км^2 , площадь вольфрамовоносных пород может достигать до 10 %, т. е. $17,5 \text{ км}^2$). С учетом коэффициента надежности 0,2 ресурсы категории P_3 составят: молибдена – $112 \times 17,5 \times 0,2 = 392$ тыс. т и вольфрама – $30 \times 17,5 \times 0,2 = 105$ тыс. т. Перспективность их высокая (имеются высокоперспективные комплексные Мо-Ве проявления), надежность их средняя (в/с).

Сведений об удельной рудоносности бериллоносных зон не установлено, но на Котансинских проявлениях (III-1-7, 9) содержания бериллия, в среднем, сравнимо с содержанием молибдена, т. е. при определении ресурсов бериллия можно пользоваться удельной продуктивностью молибдена. При площади ожидаемых продуктивных зон $17,5 \text{ км}^2$ и коэффициенте надежности 0,1 ресурсы бериллия составят: $112 \times 17,5 \times 0,1 = 196$ тыс. т. Перспективность их средняя, надежность их низкая (с/н). Прогнозные ресурсы изумрудов остаются без изменений – 24,3 кг.

Желтинско-Шалкарский узел (общая 140 км^2 , площадь продуктивных пород может достигать до 10 %, т. е. 14 км^2). С учетом комплексного характера оруденения (Мо до 0,05 %, W до 0,01 %, Cu, Zn до 0,1 %) коэффициент надежности 0,1, ресурсы P_3 прогнозной площади составят: молибдена – $112 \times 14 \times 0,1 = 157$ тыс. т, вольфрама – $60 \times 14 \times 0,1 = 84$ тыс. т. Перспективность ресурсов средняя, надежность низкая.

Золото. Ученные на 01.01.2003 г. ресурсы Au категории P_1, P_2 по Кумакскому рудному узлу 23 т рудного золота следует считать сильно заниженными. Это вытекает из сведений о добыче и запасах по узлу и результатах предыдущих исследователей [84]. На это же указывают результаты доразведки месторождения Васин, по которому на 1973 г. до глубины 300 м числилось запасов 9,2 т, а в 2007 году до глубины 650 м запасы составили 44,3 т, т. е. общие запасы увеличились почти в 5 раз, а за счет доразведки до глубины 650 м в 2,4 раза. Из общих запасов месторождения 2,5 т до глубины 70 м (5,6 %) приурочены к образованиям коры выветривания. Очевидно оптимальной цифрой ресурсов Кумакского рудного узла будут указанные выше ранее учтенные запасы (в т. ч. остаточные) – 77,8 т, добыча – 8,9 т и ресурсы 70,8 т, что в сумме составляет 157,9 т, из которых 33 т категории $P_1 + P_2$ учтены. Площадь Кумакского рудного узла – 200 км^2 . Перспективность ресурсов высокая, надежность оценки высокая (в/в).

В Котансу-Жабыгском рудном узле (250 км^2) прогнозные ресурсы категории P_3 при удельной продуктивности $2,0 \text{ т/км}^2$ и с учетом коэффициента рудоносности и надежности 0,2 составляют ($2,0 \times 250 \times 0,2 \times 0,2$) – 20 т. Перспективность ресурсов средняя, надежность оценки средняя.

В Озерном рудном узле (250 км^2), где отмечаются перспективные проявления и ПГХО золота как среди вулканических комплексов, так и среди осадочных пород, ресурсы категории P_3 по средней удельной продуктивности рудных узлов $2,0 \text{ т/км}^2$ и с учетом коэффициента надежности 0,5 и рудоносности 0,2 составят ($2,0 \times 250 \times 0,5 \times 0,2$) – 50 т. Перспективность ресурсов средняя, надежность оценки высокая (с/в).

В Карашакольско-Светлинском узле (150 км^2) с зонами золото-сульфидных метасоматитов ресурсы Au по удельной продуктивности $2,0 \text{ т/км}^2$ с коэффициентом надежности 0,5 и рудоносности 0,2 составят ($2,0 \times 150 \times 0,5 \times 0,2$) – 30,0 т. Перспективность ресурсов средняя, надежность оценки высокая (с/в).

Уран. Ресурсы категории P_1 1 тыс. т Желтинского проявления (IV-2-2) не поставлены на учет. По другим проявлениям в связи с отрицательной оценкой ресурсы не определялись.

Торий. Ресурсы Th не определялись в связи с отсутствием перспективных объектов.

Флюорит. В основном минералогическое значение проявлений флюорита не позволяет определить их прогнозные ресурсы.

Каолин. На площади, района работ апробированы в 2003 году ресурсы каолина по категории P_2 на Обалыкольской – 48 млн т и Казанчинской площади – 100 млн т (ЦНИИгеолнеруд, 2003 г.; по материалам П. В. Лядского, 2002). По уточненным после ГДП-200 границам прогнозные площади объединены в Обалыкольский каолиноносный узел. Ввиду высокой опойскованности площади на данный вид сырья результаты оценки пересмотру не подлежат.

Гранат. Слабая изученность проявлений наждачного граната не позволяет определить его ресурсы.

Асбест. Отрицательная оценка проявлений хризотил-асбеста не позволяет оценить их прогнозные ресурсы.

Мусковит. Прогнозные ресурсы P_3 мусковитовых пегматитов Жетыкольского поля определяются по сумме 9 проявлений, ресурсы которых определены путем осреднения известных параметров по наиболее изученным проявлениям. Принято, что на проявлении с мусковитом находится 10 жил средней мощностью 2 м (до 4–23 м), длиной 100 м (до 300 м), с содержанием забойного сырья 30 кг/м^3 (от 3 до 100 кг/м^3) и глубиной подсчета до 50 м. Отсюда прогнозные ресурсы поля составляют: $9 \times 10 \times 2 \times 100 \times 50 \times 30 = 27$ тыс. т. Перспективность ресурсов низкая, надежность оценки малая (н/м).

Вермикулит. Слабая изученность проявлений вермикулита не позволяет определить его ресурсы.

Тальк. Перспективы проявлений талька не определяются.

Изумруд. Учетные прогнозные ресурсы категории P_3 Котансинско-Керуембаевского узла составляют 24,3 кг.

Прогнозные ресурсы строительных камней приводятся по данным предшественников [84].

Гранит. Ресурсы Джабыгасайского месторождения (I-2-1) облицовочного камня – 4 млн м, Прииска Кумак (I-1-25) – 0,9 млн м, Кокпектинского (II-1-6) – 0,9 млн м, Карасубайского (III-1-18) – 0,75 млн м³.

Диорит. Ресурсы месторождения Тыкашинского (I-1-13) – 1,2 млн м³ камня для бута и щебня.

Долерит (диабаз). На Чиликтысайском месторождении (I-1-23) ресурсы диабаз, пригодного для бута и облицовки, оцениваются в 0,65 млн м³.

Сerpентинит. Ресурсы Кайрактинского месторождения (I-1-9) серпентинитов для щебня оцениваются в 1 млн м³.

Глины бентонитовые для буровых растворов проявления (I-4-19) близ т/п Урожай оценены с прогнозными ресурсами в 20 млн м³ [81].

ГИДРОГЕОЛОГИЯ

Изучаемая площадь находится между Тургайской долиной и Мугоджарами, занимая южную часть Урало-Тобольского плато. В административном отношении площадь листа расположена в восточной части Оренбургской области, главным образом, в Светлинском и частично в Адамовском и Домбаровском районах.

В основу карты распространения основных гидрогеологических подразделений масштаба 1 : 500 000 (рис. 2) положены материалы гидрогеологических работ [1].

Территория района характеризуется своеобразным рельефом. Здесь складчатое основание с многочисленными интрузиями срезано денудационной поверхностью и представляет собой пенеплен. Абсолютные отметки рельефа колеблются от 295 до 418 м, снижаясь в направлении с севера на юг и юго-восток. Водораздельные пространства имеют плоскую форму, склоны пологие и часто переходят в мелкосопочки.

Речная сеть развита очень слабо и представлена реками Кумак и Кайракта, Котансу, Кокпекты. Постоянный сток имеет только река Кумак. Русла остальных рек в верховьях летом полностью пересыхают и только в самых низовьях имеют отдельные плесы.

Площадь работ расположена в умеренном климатическом поясе и характеризуется резко континентальным климатом. Среднегодовая температура колеблется от 2,3 до 3,2 °С. Среднемесячная многолетняя температура воздуха в январе составляет –16,1 °С. Среднемесячная многолетняя температура воздуха в июле +21,4 °С. Абсолютный максимум +42 °С. Территория располагается в зоне недостаточного увлажнения. Количество осадков в год составляет 126–409 мм. Снежный покров – 25–30 см. Летние осадки – кратковременные ливневые. Испаряемость в 2–3 раза превышает количество выпадающих осадков и характеризуется цифрами 850–900 мм.

Согласно карте гидрогеологического районирования территории Российской Федерации описываемая территория относится к Восточно-Уральскому гидрогеологическому массиву.

Распространение подземных вод изучаемой территории подчинено развитию трещиноватости пород, обусловленной выветриванием и тектоническим воздействием. Различная степень выветрелости и размытости пород, обусловленная их литолого-петрографическим составом, морфологические условия распространения пород, их обнаженность и тектонические условия определяют различную водоносность водовмещающих пород, фильтрационные свойства, химический состав и степень минерализованности подземных вод.

Главным же фактором, влияющим на образование и формирование подземных вод, является литолого-петрографический состав пород. Поэтому выделение водоносных гидрогеологических подразделений проведено по литолого-петрографическому принципу.

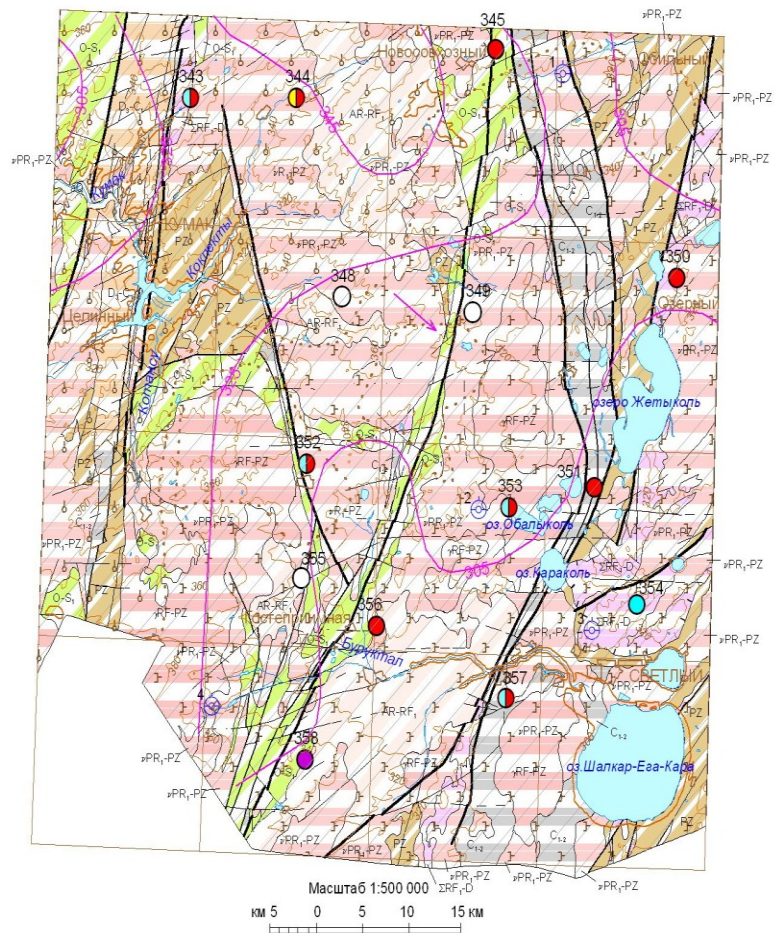
Породы площади листа отличаются пестротой возрастных единиц, но в силу однородных воднофизических свойств пород одинакового генезиса вне зависимости от возраста объединены в единые гидрогеологические подразделения.

Четвертичные отложения элювиального, делювиального генезиса и неогеновые отложения в результате малой мощности, высокого гипсометрического положения практически полностью сдренированы и на карте основных гидрогеологических подразделений не показаны.

Выделение гидрогеологических подразделений приведено согласно сводной легенде к гидрогеологическим картам масштаба 1 : 200 000, серия Южно-Уральская, 2001 г.

Исходя из сказанного на площади листа выделены следующие водоносные подразделения:

- водоносный четвертичный аллювиальный горизонт (αQ);
- водоносная нижне-среднекаменноугольная (кремнисто-карбонатная) зона (C_{1-2});
- водоносная верхнедевонско–нижнекаменноугольная (терригенная) зона (D_3-C_1);
- относительно водоносный палеозойский комплекс (PZ);
- водоносная нижнерифейско–девонская (интрузивная) зона (ΣRF_1-D);



1. Распространение водоносных горизонтов и зон

- aQ Водоносный четвертичный аллювиальный горизонт. Гравий, галька, песок, валуны.
 - C_{1,2} Водоносная нижне-среднекаменноугольная (кремнисто-карбонатная) зона. Известняки, углистые сланцы, конгломераты, песчаники.
 - D₂-C₁ Водоносная верхнедевонско-нижнекаменноугольная (терригенная) зона. Песчаники, конгломераты, алевролиты, сланцы, известняки, аргиллиты.
 - PZ Относительно водоносный палеозойский комплекс. Туфы, базальты, андезиты, сланцы, конгломераты.
 - ΣRF-D Водоносная нижнерифейско-девонская (интрузивная) зона. Дуниты, перидотиты, гипербазиты, серпентиниты.
 - O-S Относительно водоносная ордовикско-нижнесилурийская (метаморфическая) зона. Сланцы угольные, туфо-песчаники, песчаники, туфы базальтов, metabазальты.
 - RF-PZ Водоносная рифейско-палеозойская (интрузивная) зона. Граниты, гранит-порфиры, гранодиориты, сиениты.
 - PR₁-PZ Водоносная нижнепротерозойско-палеозойская (интрузивная) зона. Диориты, диоритовые порфиры, габбро, габбро-нориты, диабазовые порфиры.
 - AR-RF₁ Относительно водоносная архейско-нижнерифейская (кристаллическая) зона. Гнейсы, кристаллические сланцы, кварциты, амфиболиты.
- Граница распространения гидрогеологических подразделений
- Потенциально водоносные разрывные нарушения.
 а б в г а - региональные, б - крупные местные, в - прочие, г - предполагаемые
- ### 2. Водопункты
- 353 Гидрогеологическая скважина. Вверху номер скважины. Закраска соответствует химическому составу подземных вод.

3. Показатели водообмена

- Направление движения подземных вод
- 305 Гидроизогипсы (в метрах абсолютной высоты).

4. Химический состав подземных вод

- гидрокарбонатный
- хлоридный
- гидрокарбонатно-хлоридный
- сульфатно-хлоридный
- смешанный
- нет данных

4.1 Площадь распространения подземных вод с минерализацией

- до 1 г/дм³ □ 1-3 г/дм³ □ 3-5 г/дм³
- ⋯ Граница участков, различных по минерализации подземных вод

4.2. Преобладающий химический состав подземных вод

- Подземные воды хлоридные натриевые

5. Месторождения пресных подземных вод

- 1 1 - Обильное
- 2 2 - Забылокское
- 3 3 - Буруктаьское
- 4 4 - Котансинское

Рис. 2. Схема распространения основных водоносных горизонтов листа М-41-VII.

- относительно водоносная ордовикско–нижнесилурийская (метаморфическая) зона (O–S₁);
- водоносная рифейско–палеозойская (интрузивная) зона (γRF–PZ);
- водоносная нижнепротерозойско–палеозойская (интрузивная) зона (νPR₁–PZ);
- относительно водоносная архейско–нижнерифейская (кристаллическая) зона (AR–RF₁).

Название химического состава подземных вод дается от меньшего содержания компонента к большему при концентрации катионов и анионов более 20 % мг-эквивалентов (при сумме анионов и катионов до 100 %). Классификация подземных вод по химическому составу, минерализации приведены в соответствии с ОСТ 41-05-263-86.

Водоносный четвертичный аллювиальный горизонт (αQ). Аллювиальные образования в пределах характеризуемой площади занимают небольшую площадь в западной части характеризуемой площади и приурочены к верховьям долины реки Кумак. Характеризуются различным механическим составом. В самом верхнем течении (пос. Кумак) аллювий грубозернистый с обломками коренных пород мощностью до 5–7 м. Ниже по течению водовмещающие отложения представлены супесями, песчано-гравийными и галечными отложениями мощностью до 10 м. Уровни подземных вод аллювия отмечаются на глубинах 0,8–5,6 м. Фильтрационные свойства водовмещающих пород сильно варьируют в зависимости от литологии водовмещающих пород. Коэффициенты фильтрации варьируют от десятых долей до 60 м/сут. Водообильность пород также пестрая. Дебиты колодцев составляют преимущественно 0,1–0,8 л/с и достигая иногда до 9,4 л/с.

По качеству подземные воды аллювиальных отложений долины реки Кумак преимущественно пресные с минерализацией до 1 г/дм³. В самой верхней части реки, где гравийно-галечные отложения практически выклиниваются, минерализация подземных вод доходит до 2,5 г/дм³. Химический состав вод гидрокарбонатный, реже хлоридно-гидрокарбонатный.

Питание аллювиальных отложений происходит за счет атмосферных осадков и частично за счет латерального подтока из прилегающих гидрогеологических подразделений. В весенний период запасы аллювиальных вод пополняются за счет паводковых вод.

Подземные воды аллювиальных отложений долины реки Кумак эксплуатируются многочисленными колодцами для хозяйственно-питьевых нужд местного населения.

Водоносная нижне-среднекаменноугольная (кремнисто-карбонатная) зона (C₁₋₂) приурочена к двум узким грабенам (Сарыобинскому и Аниховско-Кумакскому), ограничивающим с востока и запада Текельдытауский кристаллический массив.

Эти грабены сопряжены с двумя региональными разломами. Аниховско-Кумакская грабен-синклиналь сложена вертикально залегающими хлорит-серицитовыми, слюдястыми и кварцевыми сланцами. Реже встречаются алевролиты, песчаники и аргиллиты. Породы сильно дислоцированы и разбиты зонами разломов. Водоносность пород более детально изучена в пределах Кумакского золоторудника, где отработка шла подземными горными выработками. При глубине шахты до 100 м водоприток составил 5,3 л/с. При глубине шахты до 260 м приток увеличился до 12–14 л/с. Отдельные прорывы по стволам скважин в шахту достигали 10–11 л/с. Естественные проявления подземных вод отсутствуют. Скважины глубиной 30–94 м в сланцах и аргиллитах имели дебиты 0,8–0,9 л/с при понижениях до 7 м. Минерализация вод колеблется от 0,7 до 1,7 г/л. Состав вод хлоридно-гидрокарбонатный и гидрокарбонатно-хлоридный с повышенным содержанием сульфат-иона. Эти воды могут служить источником водоснабжения небольших поселков.

Карбонатная пачка в районе Сарыобинской грабен-синклинали перекрыта мощной глинистой водоупорной толщей. Водовмещающие отложения представлены преимущественно известняками с редкими прослоями алевролитов, глин и конгломератов. Подземные воды имеют напор до 37 м. Статические уровни устанавливаются на глубине 2–18 м. Дебиты скважин изменяются, от десятых долей до 2 л/с при понижении до 22 м. Минерализация подземных вод достигает 3–9 г/л. Практического значения воды не имеют. Высокая степень минерализации вод в этом случае, по-видимому, определяется наличием перекрывающей мощной пачки неоген-четвертичных отложений, затрудняющих водообмен и инфильтрацию атмосферных осадков.

В краевых частях грабена на севере и юге подземные воды, вскрываемые скважинами на глубинах 4–10 м, пресные с минерализацией 0,5–1,2 г/л (скв. 357, табл. 7). По химическому составу они гидрокарбонатные и хлоридно-гидрокарбонатные. Дебиты скважины около 1,5 л/с – при понижении уровня на 16,8 м. Пресные воды в этом случае связаны с неглубоким залеганием водовмещающих пород, что обуславливает инфильтрацию атмосферных осадков.

Водоносная верхнедевонско–нижнекаменноугольная (терригенная) зона (D₃–C₁) отмечается в западной и северо-западной части площади листа М-41-VII и приурочена к Анихово-Котансинской синклинальной зоне. Водовмещающие породы представлены песчаниками, известняками, сланцами, конгломератами, аргиллитами.

Данные опробования гидрогеологических скважин, расположенных на площади листа М-41-VII

№ скв. на карте	Абс. отм. устья скважин, м	Водовмещающие породы		Кровля водоносного горизонта		Статический уровень		Дебит скважины, л/с	Понижение уровня воды, м	Удельный дебит, л/с	Формула Курлова и общая минерализация, г/дм ³
		Геологический индекс	Краткое литологическое описание	Глубина, м	Абс. отм., м	Глубина, м	Абс. отм., м				
343	290	vPR ₁ -PZ	диориты	6,7	283,3	6,7	283,3	0,8	3,0	0,27	$M_{0,4} \frac{Cl_{17} HCO_3 40}{Ca_{63} Mg_{34}}$
344	325	vPR ₁ -PZ	диабазовые порфириды	8,4	316,6	4,7	320,3	1,1	2,0	0,55	$M_{1,6} \frac{Cl_{152} SO_4 35 HCO_3 13}{Na_{65} Mg_{25} Ca_{10}}$
345	350	vPR ₁ -PZ	габбронориты	25,0	325	13,43	336,57	0,4	н.с.	н.с.	Общая минерализация 5,2 г/дм ³
348	319,9	vPR ₁ -PZ	диориты	8,0	311,9	8,0	311,9	0,55	15,0	0,04	-
349	330	vPR ₁ -PZ	габбро	2,9	327,1	2,9	327,1	0,14	24,4	0,05	-
350	315	ΣRF ₁ -D	серпентиниты	7,3	307,7	2,2	312,8	0,2	5,0	0,04	$M_{4,8} \frac{Cl_{94}}{Na_{46} Mg_{34} Ca_{20}}$
352	325,95	vPR ₁ -PZ	серпентиниты	34,0	291,95	5,1	320,85	1,7	26,6	0,06	$M_{0,6} \frac{Cl_{150} HCO_3 33 SO_4 17}{Na_{38} Ca_{37} Mg_{25}}$
353	323	γRF-PZ	гранитогнейсы	21,1	301,9	5,5	317,5	1,0	0,5	2,0	$M_{0,6} \frac{Cl_{146} HCO_3 30 SO_4 24}{Na_{62} Mg_{20} Ca_{18}}$
354	335,1	ΣRF ₁ -D	серпентиниты	24,0	311,1	24,0	311,1	0,5	1,55	0,32	$M_{1,7} \frac{HCO_3 77 SO_4 14}{Na_{82}}$
355	330,0	AR-RF ₁	гнейсы	10,0	220,0	8,5	321,5	1,1	2,9	0,4	Общая минерализация 4,0 г/дм ³
356	308,5	γRF-PZ	граниты	24,7	383,8	4,0	304,5	1,3	8,4	0,15	$M_{13,2} \frac{Cl_{87} SO_4 12}{Na_{45} Mg_{33} Ca_{22}}$
357	320	C ₁₋₂	углисто-глинистые сланцы	4,5	315,5	4,5	315,5	1,5	16,8	0,08	$M_{0,5} \frac{Cl_{62} SO_4 32}{Ca_{43} Mg_{37} Na_{20}}$
358	364,1	AR-RF ₁	трещиноватые	12,0	352,1	12,0	353,1	0,1	7,8	0,01	$M_{0,8} \frac{SO_4 34 HCO_3 33 Cl_{133}}{Na_{86}}$
351	304	C ₁₋₂	известняк	-	-	2,4	302,2	0,02	4,8	0,04	Общая минерализация 31,4 г/дм ³

Водовмещающие породы сверху перекрыты чехлом рыхлых отложений неогена и мезозойской коры выветривания. Глубина подошвы водоносной зоны зависит от степени трещиноватости пород. Мощность водоносной толщи как правило не превышает 30–50 м. Пьезометрические уровни подземных вод устанавливаются на глубинах 4–15 м. Водообильность пород пестрая. Дебиты скважин составляют от 0,1 до 1,6 л/с. Фильтрационные свойства водовмещающих пород невысокие. Коэффициенты фильтрации не превышают сотые и десятые доли м/сут, достигая максимума равного 0,9 м/сут.

По химическому составу подземные воды преимущественно хлоридно-гидрокарбонатные, слабощелочные, умеренно жесткие и жесткие. По степени минерализации воды могут быть как пресные, так и солоноватые с минерализацией до 8 г/дм³.

Питание водоносная зона осуществляет за счет атмосферных осадков и за счет латерального перетока из соседних гидрогеологических подразделений.

Относительно водоносный палеозойский комплекс (PZ) получил довольно значительное развитие на площади исследования. В пределах северо-западной части листа М-41-VII описываемый комплекс приурочен к площади развития Кокпектинской вулканотектонической депрессии и Керуембаевскому блоку моноклиналичного строения. В северо-восточной части изучаемый комплекс приурочен к Нижнекайрактинской моноклинали, а в юго-восточной к Восточно-Шалкарской горст-антиклинали.

Водовмещающие породы представлены трещиноватыми диабазами, туфами, базальтами, конгломератами. Кровля водовмещающих пород вскрывается на глубинах 7–42 м. Мощность водоносной толщи определяется мощностью трещиноватости пород, которая затухает с глубиной. Установлено, что полное затухание трещиноватости начинается с глубин 60–80 м. Следовательно, мощность комплекса не превышает 30–40 м. Породы комплекса слаботрещиноватые и поэтому фильтрационные свойства комплекса незначительные. Коэффициенты фильтрации составляют тысячные и сотые доли м/сут. Дебиты скважин невысокие и не превышают 2,0 л/с. Дебиты родников не более 0,3 л/с.

Подземные воды напорного характера. Величина напора зависит от характера рельефа и колеблется в пределах от 0,0 м (выходы родников) до 42 м.

По химическому составу подземные воды хлоридно-гидрокарбонатные, реже гидрокарбонатно-хлоридные. Воды пресные, реже солоноватые с минерализацией 0,4–1,8 г/дм.

Питание комплекса осуществляется за счет атмосферных осадков. Движение подземных вод на западе характеризуемой площади направленно в сторону долины реки Кумак, а на востоке в сторону озер Жетыколь и Шалкар-Ега-Кара.

Водоносная нижнерифейско-девонская (интрузивная) зона (ΣRF_1-D) получила развитие преимущественно в восточной и юго-восточной части характеризуемой площади. Интрузивные образования представлены серпентинитами, дунитами, перидотитами. Наибольшая площадь распространения водоносной зоны приурочена к Буруктальскому интрузивному массиву. Этот интрузивный массив слагает небольшой горный массив Тас-Мергени, являющийся водоразделом бассейна озер Жетыколь и Шалкар-Ега-Кара. Относительное превышение массива над окружающей равниной составляет 25–40 м.

Серпентиниты на всей площади выходят на дневную поверхность по наиболее возвышенным участкам, располагающимся в основном по центру массива. В понижениях они перекрыты мощной глинистой корой выветривания, а по периферии массива неоген-четвертичными водупорными отложениями, где подземные воды приобретают напор. Глубина залегания подземных вод колеблется от 16 до 35 м. Мощность водоносной зоны составляет 30–35 м. Водообильность серпентинитов весьма различная. Удельные дебиты скважин находятся в пределах десятых и сотых долей литра в секунду, лишь в единичных случаях удельный дебит достигает 2,3 л/с. Коэффициенты фильтрации трещиноватых серпентинитов изменяются от 0,01 до 6,75 м/сут.

По химическому составу и минерализации подземные воды серпентинитов довольно пестрые. В краевых частях массива, где происходит сочленение с прилегающей равниной и озерными впадинами, подземные воды имеют хлоридный состав и минерализацию от 1,7 до 7,5 г/л (скв. 354, табл. 7). Это обусловлено, по-видимому, влиянием соленых вод окружающих массив и озер. На площадях выходов серпентинитов формируются пресные инфильтрационные воды.

На площади развития характеризуемой интрузивной зоны разведано Буруктальское месторождение пресных подземных вод (табл. 8).

Посчитанные запасы Буруктальского месторождения составляют 600 м³/сут по категории С₁.

По химическому составу подземные воды здесь гидрокарбонатно-хлоридные и хлоридно-гидрокарбонатные. Минерализация подземных вод не превышает 0,7 г/дм³.

Таблица учета подземных вод пригодных для хозяйственно-питьевого и производственно-тектонического снабжения по месторождениям расположенных на площади листа М-41-VII

№ п/п	Наименование месторождения и его местоположение	Наименование водозабора	Водоносный горизонт (зона), геологический индекс	Запасы подземных вод утвержденные в ГКЗ или ТКС по категориям, в тыс. м				Дата утверждения запасов, № протокола ГКЗ, ТКЗ НТС	Организация водопользователь	Год начала эксплуатации	Расчетный срок работы водозабора	Количество извлеченной воды		Тип воды по использованию	Минерализация воды на момент утверждения
				А	В	С ₁	Всего					тыс. м ³ /сут	млн		
1	Обильное (пос. Обильный)	Обильный	vPR ₁ -PZ диориты			0,93	0,93	1971 г. НТС №91	с-з «Обильный»	1971	27	0,4	0,15	ХПВ	0,1-0,6
2	Заобалькольское (Светлинский р-он, 3 оз. Обальколь)	Заобалькольский	γRF -PZ граниты			2,5	2,5	1965 г. НТС б/н	с-з «Озерный»	1967	27	0,73 0,08	0,26 0,03	ХПВ ПТВ	0,2-1,0
3	Буруктальское (Светлинский р-он, пос. Буруктал)		ΣRF ₁ -D серпентиниты			0,6	0,6	1971 г. НТС №91			27	Не эксплуатируется			0,7
4	Котансинское (Светлинский р-он, пос. Смолянский)	Котансинский	γRF -PZ			1,75	1,75	1971 г. НТС №91			27	Не эксплуатируется			0,2-0,8

Питание подземных вод происходит за счет инфильтрации атмосферных осадков в местах обнажения или неглубокого залегания водовмещающих пород.

Относительно водоносная ордовикско–нижнесилурийская (метаморфическая) зона (O–S₁) развита в северо-западной части характеризуемой площади, в западном крыле Буруктальского аллохтона и в пределах Восточно-Котансинской магматизированной периклинали.

Водовмещающими породами являются различные слюдястые сланцы, туфы базальтов, амфиболы. Породы с поверхности сильно разрушены и разложены до состояния глинистого материала, ниже идут слаботрещиноватые коренные отложения. Трещины очень мелкие и не имеют какой-либо определенной направленности и с глубиной быстро затухают. Мощность водоносной толщи в среднем составляет 30–40 м.

По гидравлическим свойствам подземные воды метаморфической зоны напорные. Высота напора достигает 54 м. Пьезометрические уровни устанавливаются на глубинах 3–25 м от поверхности земли.

Водообильность пород в зависимости от степени трещиноватости очень пестрая. Наряду с практически безводными скважинами встречаются скважины с дебитами до 1,0 л/с. Однако удельные дебиты очень низкие и редко составляют сотые доли л/с.

Коэффициенты фильтрации колеблются от 0,04 до 1,1 м/сут, в среднем составляя 0,2 м/сут.

По химическому составу воды преимущественно соленые с минерализацией до 4,8 г/дм³.

Водоносная рифейско–палеозойская (интрузивная) зона (γRF–PZ). Подземные воды гранитных интрузий пользуются широким распространением на площади листа М-41-VII. Воды приурочены к верхней наиболее активной зоне трещиноватых пород, которые представлены гранитами, гранит-порфирами, сиенитами и гранодиоритами. Водовмещающими породами служат эффузивы нижней перми. Наиболее крупными гранитными массивами являются Котансийский, Обалькольский, Северо-Шалкарский и Шалкарский.

В наиболее благоприятных условиях находится Котансинский гранитный массив. Здесь мощности перекрывающих отложений неогена незначительны и не имеют сплошного развития. Подземные воды, большей частью безнапорные, вскрываются на глубинах от 4 до 34 м. Дебиты скважин достигают 2,3 л/с. Формируются здесь подземные воды преимущественно пресные с минерализацией 0,3–1,6 г/дм, хлоридно-гидрокарбонатного состава.

На остальных гранитных массивах водообильность зоны довольно пестрая и зависит от степени и характера трещиноватости водовмещающих пород. Дебиты скважин изменяются от десятых долей л/с до 2,6 л/с. Но в большинстве дебиты скважин не превышают 1,0 л/с.

По химическому составу подземные воды характеризуемой зоны хлоридно-гидрокарбонатные и в редких случаях гидрокарбонатно-хлоридные. Воды в подавляющем большинстве пресные, реже слабосоленоватые и еще реже соленоватые.

Питание подземных вод осуществляется атмосферными осадками в местах выхода водовмещающих пород на дневную поверхность.

Относительно водоносная рифейско–палеозойская зона довольно часто используется местным населением в целях хозяйственно-питьевого водоснабжения.

До настоящего времени разведаны и посчитаны запасы подземных вод по двум месторождениям: Заоболькольскому и Котансинскому (табл. 8).

Подсчитанные запасы подземных вод на Заоболькольском месторождении составляют 2,5 тыс. м³/сут, а на Котансинском – 1,75 тыс. м³/сут. Запасы подсчитаны по категории С₁. Водоотбор в настоящее время составляет 0,73 тыс. м³/сут на Заоболькольском, а Котансинское месторождение не эксплуатируется.

Водоносная нижнепротерозойско–палеозойская (интрузивная) зона (vPR₁–PZ) слагает значительные территории приуроченные к центральной части Буруктальского аллохтона.

В целом интрузивное поле окружено слабоводоносными породами сланцевого комплекса силура–ордовика. В морфологическом отношении, это возвышенные пространства с обнажающимися коренными породами и незначительным развитием водоупорных отложений неоген–четвертичного возраста. Эти условия определяют развитие пресных подземных вод и достаточно высокую водообильность пород. Исходя из этого, интрузивный массив можно назвать единственным бассейном грунтовых вод, на базе которых можно обеспечить восточный район доброкачественной питьевой водой.

Выделенный гранодиоритовый комплекс пород Коскольского интрузивного массива занимает центральную часть Буруктальского аллохтона. Площадь интрузивного массива представляет собой возвышенную равнину с большим количеством западин и блюдцеобразных озерных котловин, в которых собираются талые воды. Размеры их колеблются от 25–50 до 2 тыс. м² (озера Караколь и Шалкар-Ега-Кара, Жетыколь и др.). Абсолютная отметка поверхности рельефа составляет 361–310 м. Озера в большей части пресные и расположены в пологих котлови-

нах на возвышениях, сложенных коренными породами. Характер водовмещающих пород и достаточная их обнаженность создали определенные условия для формирования больших масс пресных подземных вод гидрокарбонатного кальциевого состава. Контур развития пресных вод практически совпадает с контуром интрузивного массива. Для данного района этот массив можно считать крупным бассейном грунтовых вод, который может иметь большой практический интерес для организации относительно крупного водоснабжения.

Аналогично с другими интрузиями, находящимися в подобных условиях, гранодиориты и диориты сильно трещиноваты, а следовательно, и водообильны. Мощность водоносного горизонта или трещинной зоны изменяется от 24 до 85 м. Глубина залегания статических уровней составляет 1–21 м, в отдельных случаях скважины переливают. В северной части массива, в районе оз. Косколь, дебиты скважины колеблются от 1,3 до 7,3 л/с при понижениях от 5 до 14 м. Преобладают удельные дебиты скважин 0,47 л/с, а коэффициенты фильтрации от сотых долей до 1,1 м/сут. Подземные воды на этом же участке имеют невысокую минерализацию (от 0,27 до 0,9 г/дм³). В отдельных точках минерализация достигает 1,3–2,6 г/л. Химический состав вод в основном хлоридно-гидрокарбонатный, редко встречается гидрокарбонатно-хлоридный. Питание подземных вод происходит главным образом за счет инфильтрации талых вод. Последние собираются в озерных котловинах, которые, безусловно, связаны с грунтовыми трещинными водами. На это указывает наличие пресных вод озер, не пересыхающих в летнее время.

Относительно водоносная архейско–нижнерифейская (кристаллическая) зона (AR–RF₁) имеет широкое распространение на изучаемой площади и расположена на восточном склоне Кумак-Тобольского водораздела.

Относительно водоносная толща представлена гранитогнейсами, диоритогнейсами, амфиболитами с прослоями кристаллических сланцев. Породы сильно метаморфизованы, собраны в системы складок, разбиты серией тектонических нарушений и прорваны большим количеством крупных гранитных интрузий.

В пределах тектонических структур условия формирования подземных вод различны и обусловлены, с одной стороны, геоморфологией местности, а с другой – геологическими условиями.

В центре Текельдытауского антиклинория выделяется небольшая площадь развития сланцевых толщ, представленных в основном рассланцованными кварцитами и различными кристаллическими сланцами. Минерализация вод находится в пределах 0,4–1,4 г/л. Химический состав гидрокарбонатный магниевый и хлоридный натриевый.

Поскольку кварциты слагают Кумак-Тобольский водораздел с маломощным покровом рыхлых отложений, воды здесь обладают хорошим качеством и пригодны для водоснабжения.

ЭКОЛОГО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА

На площади листа выделяются следующие типы природных ландшафтов: водораздельно-увалистый, пологих склонов, надпойменно-террасовый, пойменный, техногенный. Техногенный ландшафт выделен на территории населенных пунктов, отвалов и карьеров. Краткая характеристика ландшафтных комплексов приведена на схеме эколого-геологических условий.

Оценка геохимической устойчивости ландшафтов определялась по условиям миграции загрязняющих веществ и сорбционной способности горных пород. Пойменные, надпойменно-террасовые, эоловые ландшафты рассматриваются как аккумулятивно-денудационный тип. Слагают данный тип пески, супеси, пески с галькой, которые легко самоочищаются. Такие ландшафты являются геохимически устойчивыми. На остальной территории ландшафты относятся к денудационному типу, в пределах которых развиты породы со средней сорбционной способностью и средней геохимической устойчивостью.

Оценка геодинамической устойчивости ландшафтов проведена по степени их пораженности **экзогенными геологическими процессами** (ЭГП). При развитии нескольких процессов общая оценка территории дается по процессу, пораженностью которым наибольшая.

Наиболее неблагоприятное воздействие на экологическую обстановку района оказывают следующие природные ЭГП: плоскостной смыв, боковая и линейная эрозии, карст активный, засоление, дефляция, суффозия.

Плоскостной смыв наблюдается при наличии перепада высот. Более интенсивно этот процесс проявляется при ливневых дождях и в период весеннего разрушения снежного покрова. Наиболее подвержены этому процессу пахотные земли, что приводит к невозполнимым потерям плодородного слоя.

Боковая эрозия широко развита по берегам рек и приводит к их размыву, в итоге происходит расширение дна долины путем меандрирования. Этот процесс особенно сильно выражен по берегам рек Кайракты, Кокпекты.

Линейная эрозия проявляется в возникновении и развитии овражно-балочной сети. Из-за ежегодного прироста овражно-балочной сети происходят значительные потери сельскохозяйственных угодий.

На площади листа развит карбонатный и рудный *карст*, выражающийся в рельефе различного рода понижениями в виде озерных, лугово-болотистых суффозионных западин. Поля развития карста неблагоприятны для хозяйственного освоения и прокладки коммуникаций.

Спокойный рельеф, малое количество осадков (250–300 мм), широкое распространение почв легкого гранулометрического состава и высокая степень распаханности способствуют развитию *дефляции (ветровой эрозии) почв* и аккумуляции эоловых отложений.

В районе широко развит процесс *засоления почв*, связанный с выносом легко растворимых солей из пород мезозойской коры выветривания. Засоление приводит к образованию солончаковых почв, неблагоприятных для посева сельскохозяйственных культур. Грунтовые воды в долинах рек и на приозерной равнине на востоке территории залегают на глубине от 1 до 5 м, на остальной территории 2–15 м.

На площади листа находятся известны крупные месторождения никеля и золота (Буруктальское, Васин, Кумакское), много мелких месторождений золота (22 в Кумакском и 11 в Алгабаз-Жабыгском рудных районах) хромитов и разнообразных стройматериалов, выявлены многочисленные рудопоявления металлов (золота, никеля, меди, бериллия и др.), редкоземельных и радиоактивных элементов, проявления нерудных ископаемых (каолина, мусковита, асбеста, флюорита и др.).

Значительное негативное влияние на экологическое состояние оказывает **техногенный фактор**. Нарушение почв и растительного покрова связано со строительством трубопроводов, дорог, линий электропередачи, производственных объектов. В результате нарушается естественный режим фильтрации поверхностных и грунтовых вод, развивается эрозия и подтопление

почв. Около 30 % площади занимают пахотные земли. Несоблюдение охранных технологий земледелия приводит к усилению плоскостной, овражной, почвенной эрозий. Развитие оврагов провоцируется распашкой земель вдоль склонов, а также дорожным строительством. В результате прорыва плотин в паводковый период в оврагах возникают глубокие вторичные врезы.

На площади находятся газопровод, железнодорожная и автомобильные магистрали, вдоль которых происходит загрязнение почвенного покрова тяжелыми металлами.

Вблизи г. Светлого находится Буруктальское месторождение никель-кобальта. На базе этого месторождения находится одноименный ГОК, где накоплено млн тонн промышленных отходов.

Эколого-геологическая обстановка оценивается по трем градациям: благоприятная, удовлетворительная, напряженная. Критериями оценки являлись активность техногенных процессов, нарушающих геологическую среду, и интенсивность проявления опасных геологических процессов. К *напряженной эколого-геологической обстановке* отнесена площадь Буруктальского месторождения никель-кобальта, одноименного ГОКа и г. Светлого, в пределах которой техногенные процессы интенсивно воздействуют на геологическую среду.

Остальные территории с незначительной техногенной нагрузкой, в пределах которых развиты ландшафты геодинамически средней устойчивости, отнесены к *благоприятным*, а геодинамически малоустойчивые – к *удовлетворительным*.

Для снижения негативного воздействия ЭГП необходимо предпринимать противоэрозионные меры: производить засыпку промоин, создавать сеяные пастбища и сенокосы на крупных склонах, ликвидировать мелкие овраги, создавать водоотводные каналы и расплыватели стока и врезные кирпичные лотки с цементной облицовкой для сброса вод от вершин оврагов, производить посадку деревьев на склонах и т. д. Наиболее эффективным методом защиты почв от дефляции и водной эрозии является широкое внедрение безотвальной вспашки.

В связи с наличием в подземных водах концентраций тяжелых металлов, сульфат- и хлорид-ионов превышающих ПДК, необходимо провести специализированное эколого-гидрогеологическое опробование всех водозаборов, как муниципальных, так и частных, на предмет определения их пригодности для питьевого водоснабжения.

Для снижения негативного воздействия хозяйственной деятельности на геологическую среду необходимо, чтобы на каждом предприятии проводились работы с соблюдением экологической программы мероприятий, направленных на защиту от загрязнения атмосферного воздуха, почв и подземных вод.

Разработка защитных мероприятий должна вестись с учетом гидрогеологических особенностей территорий. На базе данных о состоянии подземных вод при сформированных наблюдательных сетях необходимы организация и ведение мониторинга подземных вод. Кроме того, необходимо всячески содействовать повышению экологического сознания населения.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Основные итоги картосоставительских работ и геологического доизучения площади листа М-41-VII,(XIII) в масштабе 1 : 200 000 сводятся к следующему:

1) на изученную территорию составлен комплект среднемасштабных карт, в который входят: геологическая карта дочетвертичных образований, геологическая карта четвертичных образований, геологическая карта допалеогеновых образований, карта полезных ископаемых и закономерностей их размещения; все карты в зарамочном пространстве сопровождаются схемами, разрезами и другой дополнительной графикой;

2) по материалам геологосъемочных и тематических работ, картировочного, структурно-картировочного, поискового и разведочного бурения составлена обобщающая сводка по стратиграфии докембрийских, ордовикских, силурийских, девонских, каменноугольных, палеогеновых, неогеновых, четвертичных образований;

3) материалы ГДП-200 позволили получить следующую информацию по геологическому строению территории листа:

- среди раннерифейских метаморфических комплексов выделены образования осиновской толщи;
- на северном погружении Обалькольского горст-антиклинального выступа впервые выделены образования, кособродской толщи ($O_{2-3}?$) и жиландытаусской свиты (S_1);
- установлено широкое развитие ордовикских образований маячной свиты и энбекшинской толщи в западной части листа и незначительное в восточной, в пределах Желтинского грабена;
- выявлено, что Сарыобинская грабен-синклиналь протягивается через всю площадь листа, уходя на юг за пределы РФ;
- доказано, что основание разреза восточной части листа сложены в основном образованиями жетккольской и кундыбаевской толщ раннего девона и более древние комплексы, которые выделялись ранее в структуре Зауральского поднятия, здесь отсутствуют;
- среди плутоногенных образований площади выделены комплексы, отвечающие принятым серийной легендой, уточнены площади их развития, откартированы крупные полихронные массивы в строении которых они участвуют;
- среди плутоногенных образований выделены ассоциации крыклинского комплекса, широко развитые в обрамлении магматизированных горст-антиклинальных выступов нижнерифейского фундамента;
- обобщение результатов геофизических исследований и данных глубокого бурения восточной части площади позволили сделать вывод об аллохтонном залегании Буруктальской группы тел серпентинитов;
- уточнено структурно-формационное районирование территории, доказано, что Западно-Сарыобинская шовная зона отделяет Восточно-Уральское поднятие от расположенного восточнее Восточно-Уральского прогиба и что структурно-вещественные комплексы, которые ранее относились к Зауральскому поднятию, в пределах площади отсутствуют.

Выполнен на геологической и формационной основе структурно-минералогический анализ изученной территории и дана прогнозная оценка ее на металлические и неметаллические полезные ископаемые: Cr, Ti, Cu, Mo, W, Be, TR, Au, тальк, мусковит.

Ряд вопросов, касающихся геологического строения района, остался до конца не решенным. К ним относятся:

- возраст докембрийских толщ остается условным;
- возраст большинства стратиграфических подразделений недостаточно палеонтологически обоснован;
- характер геологических границ некоторых стратонов остался недостаточно изученным.

Главной задачей при проведении дальнейших геологосъемочных работ является уточнение и совершенствование легенды Южно-Уральской серии, т. к. проведенное ГДП-200 выявило многие ее недостатки: неточная корреляция стратонов, недостаточно аргументированное районирование территории работ. С целью укрепления минерально-сырьевой базы рекомендуются поиски золото-медно-порфировых руд с применением новейших геофизических методов, поиски полезных ископаемых, связанных с корами выветривания – золота, платиноидов, редкоземельных элементов, каолина.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Опубликованная

1. *Альбов М. Н.* Вторичная зональность золоторудных месторождений Урала. – М.: Госгеолтехиздат, 1960. 132 с.
2. *Баранов Э. Н. и др.* Геохимическая оценка перспектив отдельных рудных районов Урала на скрытое оруденение. – Оренбург, 1978. 300 с.
3. *Беккер Ю. Р., Акимов Г. Н.* Корреляция верхнедокембрийских отложений отдельных горнорудных районов складчатого обрамления Русской платформы. – Л.: ВСЕГЕИ, 1979. 89 с.
4. *Варлаков А. С.* Условия размещения и становления гипербазитов Урала // Щелочные основные и ультраосновные комплексы Урала. – Свердловск: УНЦ АН СССР, 1976. С. 37–47.
5. *Воин М. И., Казак А. П.* О зональности проявления редкометалльной и золоторудной минерализации в Кумак-Котансуйской зоне смятия Орского Зауралья // В сб.: Вопросы зональности эндогенных месторождений. – Л., 1973. С. 102–111.
6. *Гидрогеология СССР. Том XLIII. Оренбургская область (Оренбургское гидрогеологическое управление).* – М.: Недра, 1972. 272 с.
7. *Грачева Ж. А., Постоловская Ю. П., Тищенко Н. А.* Объяснительная записка к обзорной карте месторождений строительных материалов Оренбургской области масштаба 1 : 1 000 000. – М.: Союзгеолофонд, 1988. 447 с.
8. *Добрецов Н. Л., Соболев В. С., Хлестов В. В.* Фации регионального метаморфизма умеренных давлений. – М.: Недра, 1972. 288 с.
9. *Иванов К. С.* Основные черты геологической истории (1,6–0,2 млрд лет) и строения Урала // Диссертация на соискание степени доктора геолого-минералогических наук. – Екатеринбург, 1998. 252 с.
10. *Краснова В. Н., Наумов А. Д.* Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Мугоджарская. Лист М-41-VII. – М., 1960. 120 с.
11. *Краснова В. Н., Рихтер Я. А.* Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Южно-Уральская. Лист М-41-I. – М.: Недра. 70 с.
12. *Магакьян И. Г.* Рудные месторождения. – М., 1955. 335 с.
13. *Мамаев Н. Ф.* Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Южно-Уральская. Лист N-41-XXXI. Объяснительная записка. – Госгеолтехиздат, 1958. 70 с.
14. *Мамаев Н. Ф., Черменинова И. В.* Нижний палеозой и докембрий восточного склона Урала. – М.: Наука, 1973. 76 с.
15. *Наумов А. Д.* Пенеплены. – Изд-во Саратовского университета, 1981. 404 с.
16. *Объяснительная записка к стратиграфическим схемам Урала (мезозой, кайнозой).* – Екатеринбург: ГКПО АО УПЭ, 1997. 139 с.
17. *Самаркин Г. И., Самаркина Е. Я.* Гранитоиды Южного Урала и проблема формирования гранитных поясов в складчатых областях. – М.: Наука, 1988. 208 с.
18. *Стратиграфический словарь СССР. Палеоген. Неоген. Четвертичная система.* – Л.: Недра, 1982. 600 с.
19. *Формирование земной коры Урала / Иванов С. Н., Пучков В. М., Иванов К. С. и др.* – М.: Наука, 1986. 248 с.
20. *Эдельштейн И. И.* Петрология гипербазитов Тоболо-Иргизского района Южного Урала и особенности связанных с ними кор выветривания. – М., 1968. 340 с.
21. *Чен-Лен-Сон Б. И.* Новые открытия в Мугоджарском горнорудном районе // Уральский геологический журнал. – Екатеринбург, 2004, № 3(39). С. 147–155.
22. *Чен-Лен-Сон Б. И.* Поиски и ГДП-200 в Оренбургском Зауралье // Уральский геологический журнал. – Екатеринбург, 2008, № 1(61). С. 56–58.

Фондовая

23. *Алексеев В. Л. и др.* Геологическое строение и полезные ископаемые Буруктаьского рудного района (Отчет Зауральской партии о результатах производства геологического доизучения м-ба 1 : 50 000 с общими поисками цветных металлов на территории листов М-40-26-Б, Г в Буруктаьском рудном районе в 1985–1988 гг.). Т. 1, 2. – ФГУ «ТФИ по ПрФО», Оренб. филиал, 1988.
24. *Байрамуков С. К., Лабутина Г. А.* Отчет о государственной гидрогеологической съемке листа М-41-VII масштаба 1 : 200 000 за 1968–1969 гг. Т. 1, 2. – ФГУ «ТФИ по ПрФО», Оренб. филиал, 1969.

25. Байрамуков С. К., Лабутина Г. А. Отчет Светлинского гидрогеологического отряда по поискам и разведке пресных подземных вод для водоснабжения совхозов «Обильный» (Адамовский район) и «Буруктальский» (Светлинский район) за 1968–1970 гг. Т. 1 и 2. – ФГУ «ТФИ по ПрФО», Оренб. филиал, 1971.
26. Беккер Ю. Р. Легенда Южно-Уральской серии листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000 (издание второе). Объяснительная записка. Т. 1 и 2. – ФГУ «ТФИ по ПрФО», Оренб. филиал, 1999.
27. Бойко Л. Ф. Отчет о результатах поисковых работ проведенных в южной части Жетыкольской структуры в 1970–1972 гг. Т. 1 и 2. – ФГУ «ТФИ по ПрФО», Оренб. филиал, 1972.
28. Вдовина В. Е., Щеглов И. Е. Отчет Центральной партии о результатах геологосъемочных работ м-ба 1 : 10 000, проведенных в 1963–1965 гг. на Буруктальском месторождении (пос. Буруктал). Т. 1 и 2. – ФГУ «ТФИ по ПрФО», Оренб. филиал, 1966.
29. Видюков Н. Т. Опорная легенда Госгеолкарты-200 (Южно-Уральская серия) для территории Оренбургской области. Объяснительная записка. Т. 1 и 2. – ФГУ «ТФИ по ПрФО», Оренб. филиал, 1998.
30. Виноградов А. М., Виноградова В. Н. Отчет о результатах комплексных геофизических, геохимических и геологических исследований, выполненных Региональной партией в 1963 г. в пределах восточной части Оренбургской области. Т. 1 и 2. – ФГУ «ТФИ по ПрФО», Оренб. филиал, 1966.
31. Виноградов А. М., Прозоров В. И. и др. Обобщение и переинтерпретация геофизических материалов по работам 1961–1965 гг. на площади листов М-41-І, ІІ, VII, VIII с сопоставлением геолого-геофизических карт масштаба 1 : 50 000 за 1967–1968 гг. (Промежуточный отчет тематической партии). Т. 1 и 2. – ФГУ «ТФИ по ПрФО», Оренб. филиал, 1968.
32. Виноградов А. М. и др. Обобщение и переинтерпретация геофизических материалов по работам 1961–1965 гг. на площади листов М-41-І, ІІ, VII, VIII с составлением геолого-геофизических карт м-ба 1 : 50 000 и 1 : 200 000 (Отчет Тематической партии). Т. 1 и 2. – ФГУ «ТФИ по ПрФО», Оренб. филиал, 1969.
33. Генералов П. П., Лидер В. А. Карта четвертичных отложений Урала масштаба 1 : 500 000. Т. 1 и 2. – ФГУ «ТФИ по УрФО», Чел. филиал, 1965.
34. Дроздов В. В., Пригодич В. М. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые восточной части Буруктальского рудного района (Отчет Кос-Кольской геологосъемочной партии за 1965–1967 гг. Планшеты М-41-15-Г – юж. пол., М-41-27-Б, Г и М-41-39-Б). Т. 1–3. – ФГУ «ТФИ по ПрФО», Оренб. филиал, 1968.
35. Дубенко И. Г., Зелинский А. Г. Геологический отчет по Кумакскому месторождению по состоянию на 01.01.1965 г. (Ликвидация рудника Кумак). Т. 1. – ФГУ «ТФИ по ПрФО», Оренб. филиал, 1965.
36. Дубинин В. С., Дроздов В. В. Отчет Кенгуссайской геолого-поисковой партии о результатах комплексных работ, проведенных в 1960–1961 гг. на площади листов М-41-27-Б, Г и М-41-39-Б. Т. 1 и 2. – ФГУ «ТФИ по ПрФО», Оренб. филиал, 1962.
37. Дубинин В. С., Дроздов В. В., Краснов Г. А. Геологическое строение и полезные ископаемые центральной части Буруктальского рудного района (Отчет Кос-Кольской ГСП). Т. 1 и 2. – ФГУ «ТФИ по ПрФО», Оренб. филиал, 1965.
38. Жданова Н. И. Отчет о поисковых работах на медно-порфировые руды в восточной части Кокпектинской вулканической структуры. Т. 1 и 2. – ФГУ «ТФИ по ПрФО», Оренб. филиал, 1997.
39. Захарченко Д. Ф. Отчет о гидрогеологических работах проведенных в восточных районах Оренбургской области в 1962–1965 гг. по состоянию на 01.05.1965 г. (Буруктал). Т. 1 и 2. – ФГУ «ТФИ по ПрФО», Оренб. филиал, 1965.
40. Истомин В. В. Отчет о результатах поисковых геофизических работ на никель, проведенных в 1965 году на участке Целинном в 1986–1988 гг. Т. 1 и 2. – ФГУ «ТФИ по ПрФО», Оренб. филиал, 1988.
41. Казак А. П., Озол А. А. Геологический отчет по результатам поисково-ревизионных работ на редкие металлы за 1960–1961 гг. Т. 1 и 2. – ФГУ «ТФИ по ПрФО», Оренб. филиал, 1962.
42. Кинаш Ю. В. Поисково-оценочные работы на элювиальные каолины Восточно-Уральского поднятия (Оренбургская область). Т. 1 и 2. – ФГУ «ТФИ по ПрФО», Оренб. филиал, 2006.
43. Киселева Г. Г. и др. Отчет Лиманской ГСП о результатах геолого-поисковых работ за 1961–1963 гг. на листах М-41-37-Б, Г и М-41-38-А. Т. 1–3. – ФГУ «ТФИ по ПрФО», Оренб. филиал, 1964.
44. Коблов К. А., Кондратьева Г. П., Туркова Л. Г. Отчет Буруктальской геологической партии по работам 1950 г. Т. 1 и 2. – ФГУ «ТФИ по ПрФО», Оренб. филиал, 1951.
45. Кофман Д. С., Касьянов М. Я. Отчет о результатах детальной разведки центрального участка Игизского месторождения кварцитов в Адамовском районе Оренбургской области, проведенной в 1962–1964 гг. Т. 1 и 2. – ФГУ «ТФИ по ПрФО», Оренб. филиал, 1964.
46. Краснова В. Н., Кригер М. А., Рихтер Я. А., Тальков Е. С. Геологическое строение домезозойского фундамента юго-западной части Урал–Тобол–Иргизского междуречья // Составление сводной геологической карты Орского Зауралья масштаба 1 : 200 000 (Листы М-41-І, М-41-VII) за 1963 г. Т. 1. – Саратов: СГУ, 1964.
47. Кулиджанян М. Е. Отчет Карасуйской геолого-поисковой партии за 1963–1964 гг. Т. 1 и 2. – ФГУ «ТФИ по ПрФО», Оренб. филиал, 1965.
48. Кулиджанян М. Е. Отчет Карасуйской партии о результатах геолого-поисковых работ м-ба 1 : 50 000, проведенных в 1963–1965 гг. в Тоболо-Буруктальском рудном районе. Т. 1 и 2. – ФГУ «ТФИ по ПрФО», Оренб. филиал, 1966.
49. Лисов А. С., Абрамович В. В., Алексеева Г. А. и др. Материалы к Государственной геологической карте РФ масштаба 1 : 200 000 листов М-40-XII (Ясный), М-40-XVIII (сев. часть) (Отчет Кумакского отряда Теренсайской партии по результатам ГДП-200 за 1995–2001 гг.). Т. 1 и 2. – ФГУ «ТФИ по ПрФО», Оренб. филиал, 2002.
50. Лисов А. С. ГДП-200 листов М-41-І, ІІ, VII, VIII, N-41-XX, XXVI, XXXI (Зауральская площадь, территория Российской Федерации). Т. 1–5. – ФГУ «ТФИ по ПрФО», Оренб. филиал, 2008.

51. *Лядский П. В. и др.* Геологическое строение юго-западной части Адамовского района (Отчет Киембаевской геологосъемочной партии о результатах Государственной геологической съемки масштаба 1 : 50 000. Планшеты М-40-36-Б, М-40-24-В, Г). Т. 1–3. – ФГУ «ГФИ по ПрФО», Оренб. филиал, 1966.
52. *Лядский П. В., Якобс Е. И. и др.* Геологическое строение водораздела рек Кумак и Киембаи (Отчет Ореховской геологосъемочной партии по результатам государственной геологической съемки масштаба 1 : 50 000 в пределах планшета М-40-36-В и поисковых работ в пределах планшетов М-41-25-А и В за 1967–1970 гг.). Т. 1–3. – ФГУ «ГФИ по ПрФО», Оренб. филиал, 1970.
53. *Лядский П. В., Абрамович В. В., Алексеева Г. А. и др.* Геологическое строение и полезные ископаемые Шилдинской площади (Отчет Джаилганской партии о результатах геологического доизучения масштаба 1 : 50 000 и общих поисков, проведенных в 1988–1995 гг. на Шилдинской площади. Листы М-40-11-Б-б, г; Г-б, г; 12-А, Б). Т. 1–6. – ФГУ «ГФИ по ПрФО», Оренб. филиал, 1995.
54. *Лядский П. В.* Геологическое строение и полезные ископаемые восточной части Буруктальского рудного района (с. Нежинка). Т. 1 и 2. – ФГУ «ГФИ по ПрФО», Оренб. филиал, 1998.
55. *Максимов В. А.* Окончательный отчет о поисковых работах на золото в Кумакомском золоторудном районе. Т. 1 и 2. – ФГУ «ГФИ по ПрФО», Оренб. филиал, 1965.
56. *Максимов В. А., Панкратов А. Н.* Карта радиометрической изученности Оренбургской области (систематизация материалов радиометрической изученности по массовым поискам месторождений урана в пределах Оренбургской области за период с 1950 по 1975 гг. включительно). Т. 1. – ФГУ «ГФИ по ПрФО», Оренб. филиал, 1976.
57. *Максимов В. А., Миронов Е. В.* Отчет о результатах поисковых работ по оценке Желтинской, Взрывной, Каракольской аномалий, проведенных в 1975–1980 гг. Т. 1 и 2. – ФГУ «ГФИ по ПрФО», Оренб. филиал, 1980.
58. *Меньшиков Ю. П., Никишева Г. Н., Шебукова С. В.* Отчет о геофизических работах, проведенных в Домбаровском и Гайском районах Оренбургской области в 1972 г. Т. 1 и 2. – ФГУ «ГФИ по ПрФО», Оренб. филиал, 1973.
59. *Миронов Е. Б.* Отчет о результатах общих поисков в пределах черносланцевых отложений к северу от Коммерческого месторождения, а также на Западном и Адамовском участках в 1983–1988 гг. Т. 1 и 2. – ФГУ «ГФИ по ПрФО», Оренб. филиал, 1987.
60. *Миронов Е. В.* К отчету о результатах поисковых работ на медно-колчеданные руды в пределах Журманкольской структуры (уч-к «Северный») и Талдыш-Кенгуссайской зоны смятия (уч-к «Кенгуссайский»), проведенных в 1972–1974 г. Т. 1 и 2. – ФГУ «ГФИ по ПрФО», Оренб. филиал, 1974.
61. *Миронов Е. Б.* Отчет о результатах поисков золоторудных месторождений в пределах черносланцевой полосы, вмещающей Кумакомское месторождение за 1979–1984 гг. Т. 1 и 2. – ФГУ «ГФИ по ПрФО», Оренб. филиал, 1984.
62. *Мудров И. А. и др.* Карта магматизма Южного Урала (восточная часть Оренбургской области) масштаба 1 : 500 000. Т. 1 и 2. – ФГУ «ГФИ по ПрФО», Оренб. филиал, 1964.
63. *Наумов А. Д., Тищенко В. А., Шилкин А. Н.* Геоморфология и шлиховое опробование юго-западной части Орского Зауралья, территории листов М-40-VI и М-40-XII (Промежуточный отчет о работе тематической геоморфологической партии по составлению геоморфологической карты и карты шлихового опробования Орского Зауралья в масштабе 1 : 200 000 за 1961 г.). Т. 1–3. – ФГУ «ГФИ по ПрФО», Оренб. филиал, 1962.
64. *Никифоров А. В.* Переинтерпретация и обобщение геофизических материалов с целью создания основы для крупномасштабных прогнозных карт на цветные, благородные и черные металлы в пределах Восточно-Уральского прогиба, Зауральского и Восточно-Уральского (восточная часть) поднятий за 1983–1985 гг. Т. 1 и 5. – ФГУ «ГФИ по ПрФО», Оренб. филиал, 1986.
65. *Посталовский А. М.* Отчет по поискам хромитов на Аккаргинском массиве. Т. 1 и 2. – ФГУ «ГФИ по ПрФО», Оренб. филиал, 1980.
66. *Посталовский М. А. и др.* Отчет о проведении поисково-оценочных работ на Акжарском рудопоявлении меди в 1982–1984 гг. (Ясенский район, лист М-40-35-Г). Т. 1–5. – ФГУ «ГФИ по ПрФО», Оренб. филиал, 1984.
67. *Сажнов В. В., Шаранов А. Ф. и др.* Геологическое строение и полезные ископаемые района озера Айке и балки Кенгуссай (Отчет о работах Актастинской ПСП в 1961 году). Т. 1 и 2. – ФГУ «ГФИ по ПрФО», Оренб. филиал, 1962.
68. *Сибгатуллин А. Х.* Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна р. Буруктал (Отчет Кос-Кольской партии за 1971–1974 гг.). Т. 1–5. – ФГУ «ГФИ по ПрФО», Оренб. филиал, 1974.
69. *Синельников В. Ф. и др.* Обобщение результатов геологоразведочных и поисковых работ на Киембаевском массиве ультрабазитов, проведенных в 1959–1968 гг. с подсчетом запасов асбеста, никеля и талько-магнезитов. Т. 1–10. – ФГУ «ГФИ по ПрФО», Оренб. филиал, 1970.
70. *Скурихин А. Д.* Отчет о результатах поисковых геофизических и геохимических работ м-ба 1 : 10 000 на участке Джабыксайском в 1987–1988 гг. (г. Оренбург). Т. 1 и 2. – ФГУ «ГФИ по ПрФО», Оренб. филиал, 1989.
71. *Скурихин А. Д.* Отчет о результатах поисковых геофизических работ на медно-порфировое и золотое оруденение в восточной части Кокпектинской структуры в м-бе 1 : 10 000. Т. 1 и 2. – ФГУ «ГФИ по ПрФО», Оренб. филиал, 1991.
72. *Смирнова И. А. и др.* Изучение металлогенической специализации гранитоидов Оренбургского Урала (Восточно-Уральское поднятие) с целью выработки поисковых критериев и направлений поисковых работ на медно-полиметаллическое оруденение прожилково-вкрапленного типа и золота (Отчет Южно-Уральской партии за 1982–1987 гг.). Т. 1–4. – ФГУ «ГФИ по ПрФО», Оренб. филиал, 1987.
73. *Тесаловский М. Д., Мудров И. А., Чегодаев Л. Д. и др.* Прогнозно-металлогеническая карта на цветные металлы восточной части Оренбургской области в масштабе 1 : 200 000 (Отчет металлогенической партии за 1964–1967 гг.). Т. 1–7. – ФГУ «ГФИ по ПрФО», Оренб. филиал, 1967.
74. *Устинов И. П.* Отчет о результатах геологоразведочных работ, проведенных на Кайрактинском никелевом месторождении в Адамовском районе Оренбургской области в 1959–1969 гг. Т. 1 и 2. – ФГУ «ГФИ по ПрФО», Оренб. филиал, 1970.

75. Хан Г. Н. Подсчет запасов по золоторудному проявлению «Васин» по состоянию 01.01.1993 г. (Домбаровская ГРЭ). Т. 1–3. – ФГУ «ТФИ по ПрФО», Оренб. филиал, 1993.
76. Харьков В. М. Отчет о результатах поисков рудоносных кор выветривания перспективных участков восточной части Оренбургской области. Т. 1 и 2. – ФГУ «ТФИ по ПрФО», Оренб. филиал, 1970.
77. Хвесин А. Я. Буруктальское месторождение силикатных никелевых и кобальтовых руд (Отчет о детальной разведке за 1950–1955 гг.). Т. 1–3. – ФГУ «ТФИ по ПрФО», Оренб. филиал, 1955.
78. Ченцов А. М., Пригодич В. М., Краснов Г. П. Геологическое строение и полезные ископаемые восточного склона Урало-Тобольского водораздела (Отчет Кос-Кольской ГСП). Т. 1 и 2. – ФГУ «ТФИ по ПрФО», Оренб. филиал, 1969.
79. Ченцов А. М., Пригодич В. М., Абдрахманов Э. И. Геологическое строение и полезные ископаемые восточного склона Урало-Тобольского водораздела (Отчет Тобольской ГСП). Т. 1 и 2. – ФГУ «ТФИ по ПрФО», Оренб. филиал, 1971.
80. Ченцов А. М., Котунов А. Я. и др. Оценка и учет прогнозных ресурсов категорий P_3 , P_2 , P_1 основных твердых полезных ископаемых Оренбургской области по состоянию на 01.01.1998 г. Т. 1–4. – ФГУ «ТФИ по ПрФО», Оренб. филиал, 1999.
81. Шмельков Н. Т. Поиски месторождений бентонитовых глин в восточных районах Оренбургской области в 1991–1993 гг. Т. 1 и 2. – ФГУ «ТФИ по ПрФО», Оренб. филиал, 1993.
82. Шмельков Н. Т. и др. Поиски медно-колчеданных золотосодержащих руд на Жетыкольской площади (Оренбургская область). Т. 1 и 2. – ФГУ «ТФИ по ПрФО», Оренб. филиал, 2007.
83. Якобс Е. И., Видюков Н. Т. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые Кумакского рудного района (Отчет Кумакской партии по глубинному геологическому картированию территории листов М-41-41-25-А и В в масштабе 1 : 50 000 за 1974–1978 гг.). Т. 1–4. – ФГУ «ТФИ по ПрФО» – Оренб. филиал, 1978.
84. Якобс Е. И., Видюков Н. Т. и др. Отчет о глубинном геологическом картировании масштаба 1 : 50 000 территории листов М-41-13-А, Б, В в Кумакском рудном районе в 1978–1982 гг. (пос. Аниховка). Т. 1–4. – ФГУ «ТФИ по ПрФО», Оренб. филиал, 1982.
85. Якобс Е. И., Иванова Н. А., Якобс Л. В. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые верхнего течения р. Джарлы (Отчет Кумакской партии). Т. 1–8. – ФГУ «ТФИ по ПрФО», Оренб. филиал, 1988.

Список месторождений полезных ископаемых, показанных на карте полезных ископаемых листа Государственной геологической карты Российской Федерации М-41-VII,(XIII) масштаба 1 : 200 000

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название месторождения	Тип (К – коренное, Р – россыпное)	Автор и год отчета	Примечание, состояние эксплуатации
МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ					
Черные металлы					
<i>Хром</i>					
I-1	4	Кайрактинское	К	10	Отработано
Цветные металлы					
<i>Никель, кобальт</i>					
I-1	1	Кайрактинское	К	74	Законсервировано
III-4	2	Буруктаьское, участок VII	К	10	Законсервировано
III-4	6	Буруктаьское, участок VI	К	10	Законсервировано
III-4	7	Буруктаьское, участок V	К	10	Законсервировано
III-4	11	Буруктаьское, участок II	К	10	Законсервировано
III-4	16	Буруктаьское, участок III	К	10	Эксплуатируется
III-4	18	Буруктаьское, участок I	К	10	Эксплуатируется
Благородные металлы					
<i>Золото</i>					
I-1	2	Цезарь	К	83	Отработано
I-1	3	Ермак	К	83	Отработано
I-1	5	Танин	К	83	Отработано
I-1	6	Васин	К	83, 75	Разведка
I-1	7	Восточно-Тыкашинское	К	83	Отработано
I-1	8	Коммерческое	К	83	Законсервировано
I-1	10	Миля	К	83	Отработано
I-1	12	Тамара	К	83	Отработано
I-1	14	Забайкальское	К	83	Отработано
I-1	15	Амур	К	83	Отработано
I-1	16	Байкал	К	83	Законсервировано
I-1	17	Зачиликсайское	К	83	Отработано
I-1	18	Хищник	К	83	Отработано
I-1	19	Проливное	К	83	Отработано
I-1	20	Проливное Байкал	Р	83	Законсервировано
I-1	21	Центральное	К	83	Законсервировано
I-1	22	Ефим	К	83	Отработано
I-1	24	Кумак	К	83	Законсервировано
I-1	26	Итальянское	Р	83	Законсервировано
I-1	27	Сальниковское	Р	83	Законсервировано
II-1	1	Босфор-Галич	К	83	Отработано
II-1	3	Кумак-Южный	К	64	Отработано
II-1	4	Октябрь	К	64	Отработано
II-1	5	Босфор	Р	83	Законсервировано
II-1	8	Закия	К	64	Отработано
II-2	1	Мечетное	К	64	Отработано
II-2	2	Кокпекты	Р	50	Разведка
II-2	4	Смоленское	К	64	Отработано
II-2	5	Никольское	К	64	Отработано
II-2	6	Талицкое	К	64	Отработано
II-2	7	Ольгинское	К	64	Отработано
II-2	8	Сибирь	К	64	Отработано
II-2	10	Сабержан	К	64	Отработано
II-2	11	Новое	К	64	Отработано
II-2	12	Петроградское	К	64	Отработано
II-2	13	Трио	К	64	Отработано
II-4	17	Биктас	К	23	Отработано

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название месторождения	Тип (К – коренное, Р – россыпное)	Автор и год отчета	Примечание, состояние эксплуатации
НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ					
Строительные материалы					
<i>Магматические породы</i>					
<i>Гранит</i>					
I-1	25	Прииск Кумак	К	7	Законсервировано
I-2	1	Джабыгасайское	К	7	Законсервировано
I-3	4	т. 2146	К	50	Законсервировано
II-1	6	Кокпектинское	К	7	Законсервировано
II-3	1	т. 2172	К	50	Отработано
II-3	15	т. 2420	К	50	Законсервировано
III-1	18	Карасубайское	К	7	Законсервировано
III-2	3	Карасубай-Сайское	К	10	Законсервировано
III-2	4	Котансуйское	К	10	Законсервировано
III-2	8	Озерное	К	10	Законсервировано
IV-2	1	Верхнебуруктаьское	К	10	Законсервировано
<i>Диорит</i>					
I-1	13	Тыкашинское	К	7	Законсервировано
I-2	8	Правый берег р. Алгабаз	К	7	Отработано
<i>Габбро</i>					
I-2	3	т. 2429	К	50	Законсервировано
I-3	1	т. 2143	К	50	Законсервировано
<i>Долерит</i>					
I-1	23	Чиликтысайское	К	7	Законсервировано
II-4	15	т. 2228	К	50	Законсервировано
<i>Серпентинит</i>					
I-1	9	Кайрактинское	К	7	Законсервировано
<i>Карбонатные породы</i>					
<i>Известняк</i>					
II-1	12	Верхнекумское	К	10	Законсервировано
III-4	3	Буруктаьское	К	10	Законсервировано
<i>Глинистые породы</i>					
<i>Глины кирпичные</i>					
II-4	14	т. 2248	К	50	Законсервировано
II-4	16	т. 2232	К	50	Законсервировано
II-4	19	оз. Жетыколь	К	50	Отработано
III-1	19	Керуембаевское	К	10	Законсервировано
III-3	8	Карамолинское	К	10	Законсервировано
IV-3	2	Карасуйское	К	10	Законсервировано
IV-3	4	Егакаринское (западное)	К	10	Законсервировано
IV-3	5	Егакаринское (восточное)	К	10	Законсервировано
IV-3	12	Егакаринское (южное)	К	10	Законсервировано
IV-4	2	Шалкарегакаринское	К	10	Законсервировано
<i>Обломочные породы</i>					
<i>Песок строительный</i>					
IV-3	6	Егакаринское	К	10	Законсервировано
IV-3	7	Желгысайское	К	7	Законсервировано
IV-4	1	Буруктаьское	К	7	Законсервировано
Прочие ископаемые					
<i>Глины бентонитовые</i>					
I-4	19	У т/п Урожай	К	81	Законсервировано
<i>Кварцит</i>					
I-1	11	Кумакское	К	10	Законсервировано
I-3	2	Северное Кокшокинское	К	10	Законсервировано
I-3	8	Косхокинское	К	10	Законсервировано
IV-4	3	Игизское	К	48	Законсервировано
ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ					
Питьевые пресные					
I-4	4	Обильненское		25	Эксплуатируется
III-3	5	Заоболькольское		39	Эксплуатируется
III-4	17	Буруктаьское		25	Законсервировано
IV-2	3	Котансинское		24	Эксплуатируется

Список месторождений полезных ископаемых, показанных на карте четвертичных образований листа М-41-VII,(XIII) Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название месторождения	Тип (К – коренное)	Номер по списку использованной литературы	Примечание, состояние эксплуатации
НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ					
Строительные материалы					
<i>Глинистые породы</i>					
<i>Глины кирпичные</i>					
II-4	29	Озерное	К	7	Разведано
III-1	22	Участок «Зажиточный»	К	7	Разведано
III-2	14	Участок «Мирный»	К	7	Разведано
III-4	21	Буруктальское	К	7	Разведано
<i>Обломочные породы</i>					
<i>Песчано-гравийный материал</i>					
I-1	28	Кумакское	К	7	Разведано
<i>Строительный песок</i>					
II-4	30	Озерное	К	7	Разведано

Список проявлений (П), пунктов минерализации (ПМ) полезных ископаемых, шлиховых ореолов (ШО), шлиховых потоков (ШП) и первичных геохимических ореолов (ПГХО), показанных на карте полезных ископаемых листа М-41-VII,(XIII) Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола и потока	Автор и год отчета	Тип объекта, краткая характеристика
МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ				
Черные металлы				
<i>Титан</i>				
П-4	13	Скважина 5	23	ПМ. В южной части небольшого массива в крупнозернистых габбро на инт. 22-102 м вкрапленность ильменита до 5% размером от 1 до 30 мм. Содержание TiO ₂ - до 5% и на инт. 63-64 м - 7,4%. Площадь минерализации 0,3х2 км
Цветные металлы				
<i>Медь</i>				
I-2	5	Мечетное	57	П. Среди метасоматитов по породам кокпектинской толщи вкраплено-прожилковые колчеданы Cu, Zn и др.
I-4	1	Ореол 0,5-1,0х4 км (южная часть ореола листа М-41-I) (№10)	82	ПГХО. Среди динамосланцев кундыбаевской толщи в зоне влияния Жетыкольского разлома прерывистые аномальные поля Cu, Pb, Ag, Au, Ba, As и др., характерные для золото-колчеданного оруденения
I-4	3	Ореол 1х3 км (№11)	82	ПГХО. Среди метасоматитов по динамосланцам жетыкольской и кундыбаевской толщ в восточном экзоконтакте Кокпектинского массива габбродиоритов аномальные поля Cu, Zn, Ag
I-4	14	Ореол 1х6,5 км (№16)	82	ПГХО. В зоне разлома (Западно-Жетыкольского) на границе жетыкольской и кундыбаевской толщ в 9-ти скважинах, в основном в корах выветривания березитов с бурыми железняками на глубинах 11-50 м (до 90 м) Cu до 0,15%, Zn до 0,5%, Au до 0,5 г/т. По скв. 11 мощность зоны минерализации с Cu до 0,3%, Zn 0,8-1% и Au до 0,5 г/т - 16,3 м (220-237,3 м). В центре ореола проявление Урожайное
I-4	16	Урожайное	82	П. В плейчатых гранатсодержащих березитах по вулканитам верхней части жетыкольской толщи два рудных тела мощностью 6,9 и 11,1 м с разделяющим прослоем 2-3 м прослежены по меридиану на 1,0-1,2 км, по падению (на восток 70-80°) до 220 м. Руды прожилково-вкрапленные, гнездовые, в верхней части пирит-халькопиритовые, в нижней - пирит-сфалеритовые. В бурых железняках коры выветривания (железная шляпа - 0-60 м) отмечены халькозин, борнит, ковеллин и даже молибденит. Содержание Cu в руде (в %) до 3,14; Zn до 4,13; S до 21,8; Ag до 39,5 г/т, Au до 31,1. При среднем содержании условной меди 2,43% ресурсы (P ₁) - 215 тыс. т, в т.ч. Cu - 60 тыс. т, Zn - 140 тыс. т, Au - 4,5 т, из них в коре выветривания 1,6 т
I-4	18	Скв. 626	23	П. В коре выветривания черных сланцев на инт. 50-60 м меди 0,1-0,2%
П-1	9	Западно-Кокпектинское	61	П. В измененных туфах 3 рудных тела массивных и прожилково-вкрапленных колчеданов мощностью 3,8; 6,6 и 5 м с Cu 3,12; 1,0 и 1,1% соответственно
П-1	11	Ореол 1х2 км	61	ПГХО. Среди измененных метавулканитов D ₁₋₂ в двух скважинах Cu>0,1%
П-1	14	Южно-Кокпектинское	61	П. Медно-порфировое в виде вкраплено-прожилковых рудных тел 5х30 м с Cu до 0,8% (среднее 0,4%). В т.н. 2626 (2008 г.) в жилке кварца 0,2 м Au до 0,1 г/т, As, Pb - 0,04%

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола и потока	Автор и год отчета	Тип объекта, краткая характеристика
II-1	15	Ореол 1x5 км	61	ПГХО. Среди метавулканитов D ₁₋₂ и гранитоидов D ₃ в 12-и скважинах Cu > 0,1%. В северной части ореола проявление меди Южно-Кокпектинское
II-1	16	Ореол 1x2 км	61	ПГХО. Среди метасланцев девона и карбона в 2-х скважинах Cu ≥ 0,1%, Zn до 0,3%
II-2	14	Кокпектинское	57	П. Среди метасоматитов по метавулканитам кокпектинской толщи, D ₁₋₂ вкрапленно-прожилковые колчеданы
II-4	10	Ореол 2x5 км	23	ПГХО. В коре выветривания динамосланцев содержание Cu 0,1-0,2% (скв. 124, 125), а в зальбандах жил кварца (т. 2231-2232, ГДП-200) Cu - 0,1%, Mo до 0,002%, Ag до 1,5 г/т, мощность жил до 0,4 м
II-4	11	Скв. 1177	23	П. В коре выветривания динамосланцев журманкольской толщи (?) на глубинах 8-24 и 40-41 м содержание Cu до 0,17%, кобальта до 0,02%
II-4	18	Скв. 339 (и 1180)	23	П. В измененных габбро Cu до 0,3%, Ba 0,1%, Au до 0,2 г/т. В бурых железняках т. 2241 (ГДП-200) Co - 0,01%, As - 0,05%, Се до 0,01%
II-4	27	Скв. 814	23	ПМ. В кальдерообразной структуре диаметром до 2 км среди черных сланцев с брекчией кварца на глубине 54 м Cu 0,15%, As 0,6%, серебра до 8 г/т
III-1	6	Ореол 1x6 км	70	ПГХО. В измененных базальтах меридиональная зона аномальных содержаний Cu до 0,5%
III-1	11	Скв. 747	76	П. В коре выветривания измененных базальтов на инт. 25-50 м содержание Cu - 0,1-0,5%, Zn - 0,1-0,5%
III-2	7	Скв. 219	42	ПМ. В коре выветривания с лимонитом по окварцованным гнейсогранитам среди пород кособродской толщи на глубине 55 м содержание Cu - 0,1%, V - 0,15%; Pb - 0,05%
III-3	2	Скв. 311	42	П. В зеленой коре выветривания биотитовых (?) сланцев с прожилками кварца на глубине 24 м содержание Cu - 0,1%, Cr - 0,18%, Ba - 0,15%
III-3	11	Скв. 339	68	П. На инт. 68-100 м в углисто-глинистых и биотит-полевошпатовых сланцах (C,et) Cu до 0,1%, Zn до 0,06%, Ag до 1 г/т. На глубине 100 м содержание пирита 670 г/т, сидерита 2,3 кг/т
III-4	4	Ореол 3x13 км	64	ПГХО. Среди метаэффузивов журманкольской толщи в зоне СВ разлома (ответвление Джетыгаринского) к ЮЗ от Светлинского медно-колчеданного месторождения аномальные концентрации меди
III-4	8	Скв. 43, 44	47	П. В серицит-хлоритовых метаэффузивах D ₂ , в скв. 44 на гл. 203 м Cu - 0,28%; в скв. 43 (в 150 м от С-44) на инт 70 м - 0,5%, 146 м - 0,2%, 164 м - 0,95%, 205 м - 0,8%
III-4	10	Скв. 160	47	П. В сланцах (метаэффузивах) D ₂ (?) на инт. 123-125 м прожилково-вкрапленные и массивные (0,4 м) халькопирит-пиритовые руды с Cu до 0,88%, Pb, Zn - 0,1-0,2%. В скв. 3 (в 100 м на ЮВ) и в скв. 8 (в 100 м на ССВ) Zn до 0,5%
III-4	15	Скв. 74	48	П. В серпентинитах Буруктальского массива близ контакта с эффузивами D ₃ на инт. 59-64 м содержание меди 0,3%
IV-3	10	Ореол 2x10 м	64	ПГХО. В породах еткульской толщи аномальные концентрации Cu, Zn, Mo, Ag
IV-4	4	Скв. 1227	48	П. В метасоматитах по эффузивам (C,ak) на глубине 115 м содержание Cu - 0,2%, выше отмечается сидерит до 6,3 кг/т и знаки малахита
IV-4	6	Ореол 5x9 км	68	ПГХО. В зоне Джетыгаринского разлома в измененных вулканитах и субвулканитах (C,ak) Cu до 0,2% (скв. 411), Zn до 0,1 (скв. 452). По скв. 394 в известняках (инт. 61-125 м), рассеченных березитизированными дайками, вкрапленность и жилки пирита и пирротина мощностью до 1,5 см (пирротина до 1,8 кг/т, пирита до 3,4 кг/т). В березитах (инт. 123-134 и 51-61 м) жилки пирита до 2 см, общее содержание до 10%, редко халькопирит, сфа-

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола и потока	Автор и год отчета	Тип объекта, краткая характеристика
				лерит отмечается до 7,1 кг/т сидерита со знаками малахита (скв. 1227/115). В пределах ореола гидрохимические аномалии молибдена 0,016 мг/л (скв. 926, 933, 931), а также аномалия W до 0,015% в скв. 581 на инт 36-39 м
<i>Свинец</i>				
II-3	12	т. 3274	50	П. В темном кварце с турмалином среди просадок 150x200 м с буграми пучения в зоне регионального разлома содержание Pb и Zn - 0,8%, Sb - 0,3%, As - 0,02%
II-4	1	Скв. 699	23	ПМ. На инт. 35-40 м бурые железняки, мрамор, пирит и ярко-зеленый минерал, содержание Pb - 0,2%
<i>Цинк</i>				
I-3	3	т. 2148	50	ПМ. Обломки бурых железняков с фукситом. В них Zn 0,1; Ag - 3 г/т
II-4	9	Скв. 45	50	ПМ. В мелкозернистом габбро с линзами крупно-среднезернистого мощностью 30-40 см под углом 45° содержание Zn до 0,1%, Ni - 0,4%, Cu - 0,02%
III-3	1	Скв. 316	68	ПМ. В окремненных известняках с гнездами бурого железняка Zn до 0,1%
III-4	5	Скв. 90	48	ПМ. В коре выветривания серицит-кварцевых сланцев с вкрапленностью пирита, турмалина и рутила содержание Zn до 0,1% (инт. 52 м) и урана 0,025%
III-4	19	Скв. 9615	48	ПМ. В сланцах D ₁ (?) на инт. 122, 196 и 249 м содержание Zn до 0,1%
IV-2	8	Скв. 464	68	ПМ. В ожелезненных и брекчированных кварцитах содержание Zn до 0,2%, Co до 0,05%, Ag до 3 г/т
IV-3	1	Скв. 344	68	ПМ. На глубине 100 м в биотит-гранат-ставролит-полевошпатовых сланцах рифея вкрапленность пирита (до 1 кг/т), сфалерита (до 1,99 кг/т), редко халькопирита
IV-3	9	Скв. 329, 332	68	ПМ. По скв. 329 в метасоматитах по сланцам с прожилками кварца и вкрапленностью пирита (71-78 м) примазки малахита. На инт. 84-91 м в амфибол-биотит-полевошпатовых сланцах пирита до 3%, цинка до 0,2%. Глубже до 130 м - роговики и метасоматиты. В скв. 329 (в 0,5 км на СВ от С-332) в метасоматитах Cu до 0,1%, Ag до 2 г/т
IV-3	11	Скв. 318, 739	68	П. В скв. 318 в сланцах на инт. 40-60 м под образованиями коры дайки дацитовых порфиров березитизированных с Zn до 0,15%, W до 0,06%. В соседней (50 м на СВ) скважине 739 на инт. 71-78 м в измененных до сланцев порфиритах до 18 кг/т пирита, до 1,8 кг/т сидерита, знаки турмалина
IV-4	7	Скв. 452	68	ПМ. В измененных вулканитах (С,ак) содержание Zn до 0,1%, Mo до 0,001%
IV-4	8	Шалкарское	68	П. На участке 0,4x0,5 км в 6-и скважинах глубиной до 100 м вскрываются измененные (окварцевание, пиритизация, серицитизация) песчаники с Zn 0,2-0,3% (скв. 386, 379) до 1% (скв. 387). В измененных андезитах с пиритом Mo до 0,03%, W до 0,01% (скв. 382, 82-95 м), Cu до 0,1% (скв. 380), сидерита до 6,3 кг/т, знаки малахита (скв. 381). В глинистой коре выветривания метасоматитов по эффузивам обломки бурого железняка и Cu до 0,1% (скв. 584, инт. 31-35 м, 2008 г.)
<i>Никель, кобальт</i>				
I-4	8	Карашакольское	23	П. Выявлено в 1958 г. (Хвесин). В нонтронитовой коре выветривания Карашакольского массива, содержание Ni 0,8-0,9%, Co 0,04%. Мощность рудного тела 3 м, площадь 0,6 км ² , ресурсы (P ₂) - 27 тыс. т Ni
II-3	3	т. 2164-2166	50	ПГХО. В коре выветривания ультрамафитов Ni до 0,2%, Co до 0,06%, примесь Cr, Mn, лимонита
III-1	4	Западнокатансинский	10	ПМ. В охристых глинах коры выветривания серпентинитов мощностью более 5-6 м Ni до 0,58%, Co до 0,02%
III-1	13	Околопрудный	10	ПМ. В оталькованных серпентинитах Ni - 0,4%, Co - 0,02%

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола и потока	Автор и год отчета	Тип объекта, краткая характеристика
III-1	15	Керуембаевский	10	ПМ. В коре выветривания серпентинитов Ni - 0,5-0,7%, Co - 0,05%
III-1	16	Западно-Керуембаевский	10	ПМ. В коре выветривания серпентинитов Ni - 0,5-0,7%, Co - 0,05%
III-1	17	Южно-Керуембаевский	10	ПМ. В коре выветривания серпентинитов Ni - до 0,7%, Co - 0,05%
III-1	20	Южно-Киембаевский	10	ПМ. В коре выветривания серпентинитов Ni - 0,7%, Co - 0,05%
IV-3	3	Северное Егакаринский	10	ПМ. В охристых нонtronитах коры выветривания мощностью более 8 м Ni - 0,5-0,6%, Co до 0,08%
IV-3	8	Южное Егакаринский	10	ПМ. В охристых нонtronитах коры выветривания мощностью более 8 м Ni до 0,6%, Co - 0,06-0,08%
<i>Кобальт</i>				
I-4	17	т. 2074	23	ПМ. В кварцевой жиле среди габброидов содержание Co 0,8%, Mn более 1%
III-2	2	Скв. 336	42	ПМ. В зеленой коре выветривания по габбро(?) на глубине 7 м содержание Co до 0,15%, Mn до 1,5%, Ba до 0,15%
III-2	12	Скв. 180	42	ПМ. В коре выветривания гипербазитов (мелкое тело) с фукситом и опалом на глубине 9 м содержание Co - 0,1%, Mn - 1,2%, Cr - 0,1%. В соседней скв. 179 (100 м восточнее) Ni, Cr - 0,1%, Fe - 10%, Mn - 0,2%
<i>Молибден (свинец)</i>				
II-2	17	Ореол 1x2 км	64	ПГХО. В северной эндоконтактной зоне Котансинского массива аномальные концентрации Mo, Li, Ta
II-3	6	Карасуйское	79	П. В зоне Западно-Сарыобинского разлома среди гнейсов с телами амфиболитов и серпентинитов участки с вкрапленностью пирита, реже халькопирита и молибденита. Содержание Mo до 0,03% отмечалось в скв. 83, 84, где Pb до 0,1%. В скв. 435 (Кинаш, 2006) Mo до 0,015%, а в скв. 42 и 114 на инт. 81 и 16 м Mo до 0,1%, Pb до 1% (Мартюгин, 1965)
IV-1	1	Ореол 3x5 км	64	ПГХО. Среди гранитоидов Котансинского массива аномальные концентрации (рудогенные) Mo, Ag и Bi
<i>Вольфрам</i>				
I-2	2	По р. Кокпекты от устья р. Алгабаз вверх по течению 14 км	64	ШП. Знаки шеелита в русловом аллювии
I-2	4	Ореол 2,5x7 км	64	ШО. Знаки шеелита в 20 шлихах по р. Алгабаз и его правым притокам. В центре - ореол Au и проявление Au Верблюжья гора
II-1	10	Октябрьское	10	ПМ. В кварцевой жиле редкие вкрапленники вольфрамита
II-1	17	Ореол 1x4 км	64	ШО. Знаки шеелита по левым притокам р. Кумак
III-4	14	Скв. 57	48	П. В коре выветривания кварц-хлорит-серицитовых сланцев журманкольской толщи с вкрапленностью пирита и турмалина на инт. 50-51 м содержание урана 0,028%, на инт. 51-52,7 м в коре выветривания кварц-серицит-хлоритовых сланцев с вкрапленностью пирита и реже сфалерита урана 0,039-0,046%, церия до 0,4%, вольфрама до 0,01%
IV-4	5	Скв. 416	48	П. В южном эндоконтакте Шалкарского массива гранитов содержание W до 0,01%. В 3 км на СВ, в восточном эндоконтакте в скв. 581 (2007 г.) на инт. 36-39 м W до 0,015%
<i>Ртуть</i>				
II-1	20	Шлих	64	ПМ. В северном эндоконтакте Котансинского массива гранитов в шлихе из ложкового пролювия до 30 знаков киновари
III-3	10	Поток в восточном направлении	64	ШП. Шлиховой поток, знаки киновари
Редкие металлы, рассеянные и редкоземельные элементы				
<i>Бериллий</i>				

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола и потока	Автор и год отчета	Тип объекта, краткая характеристика
II-4	3	Скв. 358	23	ПМ. В коре выветривания диоритов Коскольского массива скопления сахаровидных масс апатита на глубине 5-10 м. Содержание Be 0,01%. В соседней скв. 455 иттрия 0,2%
II-4	4	Карасу	23	П. Тальк-хлорит-актинолитовые метасоматиты по ультрамафитам мощностью 0,5-20 м, длиной до 1000 м. В них вкрапленность берилла, сульфидов, хромита, граната, барита, жилки кварца с турмалином, бериллом, сульфидами, шеелитом. Содержание Be до 0,2%. В метасоматитах призмы берилла до 5-10 мм, обычно 2-5 мм светло-зеленые до густо-зеленых. В кварце гнезда берилла до 10x30 см, кристаллы бесцветные до 1x4 мм. В штуфе т. 2308 (ГДП-200) пегматиты с W до 0,02%, Ag до 6 г/т. Метасоматиты т. 2309 - слюдиты флогопитовые среднечешуйчатые
III-1	7	Котансинское	10	П. В СЗ экзоконтакте Котансинского массива гранитов в зоне грейзенов 1x7 км до 100 жил кварца с бериллом до 1x2 см. Содержание BeO до 1,8%. Берилл отмечен в зальбандах жил и грейзенах в виде вкрапленников и друз
III-1	9	Котансинское II	64, 41	П. В грейзенах по гранитам штокверковое окварцевание с бериллом, молибденитом, висмутином, сульфидами и флюоритом. Мо - до 0,86%
III-1	21	Керуембаевский	64	ПМ. В пегматитах кристаллы берилла
III-2	9	Озерный	10	ПМ. Среди гранитов жилы пегматита мощностью 0,5-1,5 м, содержащие в центральной части кристаллы берилла
<i>Ниобий</i>				
II-3	14	Жетыколь	41	П. Пегматиты (метасоматиты?) мощностью 25-40 м и длиной до 170-250 м содержат убогую вкрапленность магнетита, монацита, ксенотима, тантало-ниобатов, цирколита. Максимальное содержание ниобия 0,01% в коре выветривания (глинистой), фоновое содержание - 0,001%
III-1	12	Ореол 4x6 км	50	ПГХО. В мусковит-кварцевых жилах с пиритом среди грейзенизированных гранитов Котансинского массива в т. 2611-2615 отмечается Nb - 0,001-0,002%, реже Li до 0,01%, V и Sn до 0,0004%, в т. 2613 Sn до 0,006%, Ag - 1,5 г/т, As - 0,01%, Bi - 0,008%
III-1	14	Без названия	41	ПМ. Среди мусковит-кварцевых грейзенов Котансинского массива с вкрапленностью молибденита, висмутина, реже берилла в ассоциации с пиритом, халькопиритом и флюоритом. Тантал в слюдах, его содержание до 0,005%. Редко отмечается колумбит-танталит. Содержание Nb до 0,012%
<i>Редкие земли</i>				
I-3	6	Скв. 350	42	ПМ. В коре выветривания габбродиоритов на глубине 59 м La до 0,12% (обломки кварца из пегматита?) Y, Cu до 0,015%
II-3	9	Скв. 443	42	ПМ. В зелено-серой коре выветривания ожелезненных гнейсогранитов (?) на глубине 19 м содержание La до 0,1%, Li до 0,015%, Pb до 0,02%
III-2	6	Скв. 234	42	ПМ. В зелено-серой коре выветривания на глубине 23 м Y - 0,1%, Yb - 0,15%, La - 0,035%, Fe - до 10%, Be - 0,008%, Ni - 0,02%, Co - 0,009%
III-2	11	Скв. 211	42	ПМ. В коре выветривания габбродиоритов на глубине 7 м содержание Y - 0,3%, Yb - 0,03%, Co - 0,05%
IV-2	6	Скв. 247	42	П. В коре выветривания с лимонитом по гнейсодиоритам (?) на глубине 23 м содержание иттрия - 0,7%, иттербия - 0,05%. На гл. 15 м V - 0,1%, Cr - 0,07%, B - 0,015%
IV-2	7	Скв. 252	42	ПМ. В зеленой коре выветривания габбро на глубине 23 м La - 0,15%, Yb - 0,015%, Y - 0,03%, Cr - 0,07%. На глубине 19 м B до 0,25%, Fe до 15%

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола и потока	Автор и год отчета	Тип объекта, краткая характеристика
Благородные металлы				
<i>Золото</i>				
I-2	6	Верблюжья гора	52	П. В широтной дайке гранит-порфиров ($D_3?$) зоны прожилкового окварцевания 0,2x1,0 км. Рудная зона мощностью 4 м с Au до 7 г/т прослежена до глубины 100 м. Ресурсы (P_1) - 2,2 т
I-2	7	Ореол 1x2 км	64	ШО. По правым притокам р. Алгабаз к СЗ от т/п Верблюжья гора в шлихах знаки Au
I-2	9	т. 2260	50	ПМ. В брекчированной широтной жиле кварца с лимонитовым цементом Au 0,5 г/т. Мощность жилы 1,5 м, вмещающие - кварциты с лимонитом. Карьер 3x5x10 м
I-4	2	т. 2007	23	П. В коре выветривания углеродистых сланцев D_1 в зоне 40x200 м 4 жилы кварца мощностью до 1,5 м с Au до 5 г/т
I-4	5	Ореол 1x5 км	23	ПГХО. В зоне Восточно-Сарыобинского разлома в динамосланцах диоритов C_1kk и пород D_1kd на глубине 25-67 м (скв. 299, 198) содержание Au до 0,15 г/т
I-4	6	Ореол 1x4 км	23	ПГХО. В коре выветривания сланцев D_2zm в зоне Жетыкольского разлома на глубине 12-30 м Au до 0,5 г/т, Zn до 0,1%
I-4	7	Скв. 177	23	П. В коре выветривания вулканитов $D_1?zt$ на глубине 5-40 м (скв. 176, 177) содержание Au до 0,1 г/т, меди (в бурых железняках с P 0,5%) до 0,2%, в коре выветривания гранат-кварц-хлоритовых сланцев с гематитом Cu, Zn - 0,2%, W до 0,04% (скв. 181)
I-4	9	Ореол 1x8 км	23	ПГХО. В коре выветривания мощностью до 100 м метавулканитов $D_1?zt$, реже березитов по дацитам (скв. 495, 506, 529, 584, 1243) на глубине 20-40 м содержание Au 0,15-0,4 г/т, редко Cu до 0,15%. В центре ореола проявление Au (скв. 536) с содержанием 6 г/т. На поверхности - просадки 50x250x2 м
I-4	10	Западно-Урожайное (скв. 536)	23	П. В коре выветривания дайки (?) гранитов на инт. 15-20 м Au - 0,3 г/т; на инт. 20-25 м Au - 6 г/т, Zn - 0,02%
I-4	11	Скв. 566	23	П. Среди сланцевых метаэффузивов жетыкольской толщи субмеридиональные зоны кварц-серицитовых метасоматитов шириной 0,2 км и длиной более 1 км. Дайки дацитовых порфиров в этих зонах также изменены. В рельефе над зонами минерализации просадки (рудный карст). В скв. 566 на глубине 57 м содержание Zn до 0,78%, Cu - 0,2%. В соседней (0,2 км на ЮЗ) скв. 564 на инт 85-100 м Au - 0,15 г/т
I-4	12	Ореол 1x5 км	23	ПГХО. В березитах и коре выветривания по ним мощностью до 100 м (скв. 584, 1247, 1128-1131, 546, 564 и др.) Au до 1,5 г/т, Zn до 7-11%, Cu до 0,2% (редко) и As до 0,3%. На поверхности просадки 50x 400x2 м
I-4	13	Ореол 1x5 км	23	ПГХО. В коре выветривания габбро и хлорит-амфиболитовых плейчатых динамосланцев по ним (Восточно-Сарыобинский разлом) Au до 0,3 г/т, Cu до 0,3% (халькопирит)
I-4	15	Ореол 1x4 км	23	ПГХО. В зоне контактов габброидов D_3ks и серпентинитов D_1kr в коре выветривания тальцитов и катаклазитов содержание Au 0,4 г/т (скв. 514, инт. 70-85 м) и 0,3 г/т (скв. 516, инт. 25-30 м)
I-4	20	Скв. 636	23	ПМ. В сланцах C_1et , в зоне Западно-Сарыобинского разлома на инт. 48 м Au до 1 г/т, Zn - 0,3%, W - 0,02%
II-1	2	Заречное	83	П. В скв. К-82 на инт. 114,8-119,2 м (4,4 м) Au - 8,5 г/т. На инт. 38 и 64 м - 20 и 30 г/т в пирит-хлорит-серицит-турмалиновых сланцах, где Cu до 0,6%, Zn, As - 0,1%. Прожилки кварца 1-30 см мощностью
II-1	13	Ореол 1x2 км	40	ПГХО. В зоне Восточно-Аниховского разлома среди метасоматитов по эффузивам D_3-C_1bz содержание Au 0,1-1 г/т
II-1	18	Ореол 2x6 км	40	ПГХО. В зоне Восточно-Аниховского разлома среди

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола и потока	Автор и год отчета	Тип объекта, краткая характеристика
				метасоматитов по эффузивам D_3-C_1bz в 7-и скважинах Au 0,1-0,8 г/т
П-1	19	Ореол 1x2 км	64	ШО. По левому притоку р. Котансу в шлихах из руслового аллювия знаки Au
П-2	3	Ореол 3x5 км	64	ШО. По левым притокам р. Кокпекты в 25 шлихах из руслового аллювия и пролювия знаки Au. В контуре ореола месторождения Никольское и Галицкое, в СЗ части - разведваемая россыпь
П-2	9	Ореол 2x8 км	50	ПГХО. В зоне, поперечной региональным северо-западным разломом, среди гранитов Джабыгасайского массива в т. 2254-2258 жилы кварца с турмалином и Au 0,2-0,5 г/т, 3 золотокварцевых месторождения (Сибирь, Петроградское, Новое). Во вмещающих кварцитах до 20% лимонита (Краснова, 1960)
П-2	15	Березитовый увал	38	П. Среди диабазов D_1-kk березитизированные дайки гранит-порфиров (до 50x500м) с прожилками кварца, в которых Au - 1-16 г/т, Ag - до 8 г/т, Cu - 0,1%. В коре выветривания березитов (6 скв.) Au до 3 г/т
П-2	16	Ореол 2x3 км	70	ПГХО. К югу от проявления Au Березитовый увал в коре выветривания метасоматитов содержание Au до 0,4 г/т, в коренных 1-4 г/т
П-3	7	Скв. 460	79	П. В зоне Западно-Сарыобинского разлома среди метасоматитов на инт. 43-47 м Au до 1,5 г/т
П-4	5	Скв. 1135 и др.	23	ПМ. В коре выветривания динамосланцев Западно-Сарыобинского разлома (черные глины с талькитами и пиритом) Au до 0,1 г/т, U до 0,008% (радиоактивность до 120 мкР/ч), скв. 1135, 1150, 1153, 1144 на глубинах 38-48 м
П-4	6	Скв. 536	23	П. В метасоматитах C_1et на инт. 15-20 м Au - 0,3 г/т, 20-25 м Au - 6 г/т
П-4	7	Ореол 0,5x8 км	23	ПГХО. В зоне Западно-Сарыобинского разлома в коре выветривания брекчий и динамосланцев на глубине 16-88 м содержание Au до 0,8 г/т, As до 0,4%, редко Sg до 0,1%. Ширина зоны до 450 м, падение пологое восточное. По скв. 4 на гл. 298-301 м в сланцах с сульфидами содержание Au 0,3 г/т
П-4	8	Ореол 0,5x5,5 км	23	ПГХО. В зоне Западно-Сарыобинского разлома в коре выветривания динамосланцев по терригенным породам и мраморам C_1u , ультрамафитам D_1 в 78 скважинах Au до 1,5 г/т, Be до 0,2% (вкрапленность берилла в слюдитах проявления Карасу), Pb до 0,2%, Zn, Cu - 0,2%, As - 0,3%, W - 0,08%, Mo - 0,01%, Ce - 0,2%
П-4	12	т. 2020	23	П. Среди амфиболитов и сланцев D_2 жилки и прожилки кварца до 0,3 м с Au до 6 г/т. Длина зоны до 160 м
П-4	20	Скв. 1172, 1173	23	ПМ. В коре выветривания полосчатых хлоритовых сланцев на инт. 32-35 м Au 0,2 г/т, Cu, Zn до 0,15%
П-4	21	Скв. 1306, 1308	47	П. В Сарыобинском грабене в глинистой коре выветривания в 60 м выше слабо выветрелых известняков C_1 на инт. 8-35 и 28-36 м содержание золота 0,2-0,5 г/т и повышенная (до 60-130 мкР/ч) радиоактивность
П-4	22	Скв. 290, 291 и др.	47	П. На контакте известняков C_1et и сланцев рифея (Западно-Сарыобинский разлом) в бурых железняках с остатками халькопирита, ковеллина, борнита (скв. 290, 291, 293, 279-а, 3017 на площади 0,3x0,5 км) содержание Fe до 50%, Zn до 0,6%, Co - 0,1%, Au до 0,4 г/т
П-4	23	Скв. 1311, 1313 и др.	47	П. В Сарыобинском грабене в коре выветривания над известняками C_1 в 15 м, на инт. 66-68 и 81 м содержание Au 0,1-0,6 г/т. В скв. 683, 1183, 1184 на инт. 44-48, 90-94 м содержание Au 0,1-0,4 г/т, известняки на глубине 120 м залегают с падением на восток под углом 30-50°. В зоне минерализации повышенная радиоактивность
П-4	24	Скв. 1492 (россыпь)	23	П. В песчаных глинах P_2^2 содержание Au - 0,3 г/т на глубине 40-44 м. Мощность отложений чаграйской свиты

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола и потока	Автор и год отчета	Тип объекта, краткая характеристика
				55 м
II-4	25	Ореол 2х6 км	23	ПГХО. В коре выветривания динамосланцев Западно-Сарыобинского разлома и прилегающих метасоматитов с прожилками кварца, сульфидов и барита (в 1 км на запад и восток от разлома) содержание золота до 1,5 г/т, меди до 0,5%, цинка до 0,1% (скв. 279а в бурых железняках), бария до 1%, мышьяка до 0,3%. В тальковых сланцах отмечен берилл зеленый мелкий (Be до 0,1%), редко Pb до 0,2%, W до 0,06%, висмут до 0,1%. Мощность коры 60-70 м, до 150 м. Ореол оконтурен по шурфам (14) и скважинам (>50)
II-4	28	Аномалия кальдерная	23	ПМ. В коре выветривания черных углеродистых сланцев D ₂ (?). На инт. 42-54 м радиоактивность до 80 мкР/ч, урана до 0,003%. В скв. 1405 на глубине 20-28 м Au до 0,3 г/т
III-1	1	Ореол 1,5х3 км	71	ПГХО. В коре выветривания метасоматитов по вулканитам D ₃ -C ₁ bz на глубине 10-50 м в 28 скважинах (сеть 50х200 м) содержание Au 0,1-1,5 г/т, до 6 г/т, в среднем 0,45 г/т. Ресурсы Au (P ₂) - 10,8 т
III-1	5	Полевой стан	76	П. В метасоматитах по вулканитам D ₃ -C ₁ bz по скв. 903, 1032 содержание Au до 3 и 4 г/т
III-4	20	Скв. 1306	28	ПМ. На контакте сланцев D ₁ (?) и ультрамафитов Буруктальского массива содержание Au - 0,1 г/т, Ag - 5 г/т, Zn - 0,1%
Радиоактивные элементы				
Уран				
III-2	5	Северожелтинский	57	ПМ. В сероцветных ложковом аллювия осадочно-эпигенетическая аномалия урана. Коренные породы - метасоматиты зоны Желтинского разлома
III-4	1	Аккудукское	23, 47, 48	П. В корах выветривания сланцев и мраморов C ₁ и в бурых железняках мощностью до 30 м радиоактивность достигает 395 мкР/ч (U до 0,05%, скв. к-57, инт. 50-67 м). В бурых железняках Fe 30-55%, Ni, Zn, Cu до 0,1%, Се до 0,4%, W до 0,01% (скв. 63, 91, 96). По 25 скважинам оценка перспектив на выявление месторождения урана отрицательная
IV-2	2	Желтинское	57	П. В меридиональной полосе 0,4х4 км линзы скарнов и пегматоидных гранитов с вкрапленностью уранинита, реже молибденита, халькопирита. В коре выветривания на глубине 100-200 м залежь 80х900 м мощностью около 5 м с ураном от 0,01 до 0,1%. Ресурсы (P ₁) - до 1 тыс. т
IV-2	4	Желтысайский	57	ПМ. В гранитах Котансинского массива P ₁ d ₅ аномальные содержания урана
Торий				
III-3	6	Колубайский	57	ПМ. В коре выветривания пород рифея, в зоне Желтинского разлома остаточные (?) концентрации тория
III-3	9	Буруктальский	23	ПМ. В коре выветривания пород рифея остаточные (?) концентрации тория. В 1 км на восток начало шлихового потока киновари
НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ				
Оптические материалы				
<i>Кварц для плавки</i>				
III-2	1	Жандыкольское	43	П. В габброидах 78 жил и развалов кварца, участками гранулированного. Длина жил (и развалов) 1-90 м, мощностью 0,5-35 м. Технологическая проба показала возможность получения прозрачного кварцевого стекла
Химическое сырье				
<i>Флюорит</i>				
I-3	10	Косшокинский	10	ПМ. В зоне Желтинского разлома жилки флюорита до 3 см. Мощность перекрывающих глин неогена 12 м
III-1	8	Котансинский	10	ПМ. В грейзенах Котансинского массива вкрапленность и прожилки флюорита. В кварц-флюоритовых жилах

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола и потока	Автор и год отчета	Тип объекта, краткая характеристика
				мощностью 0,2-0,5 м и длиной до 8 м содержание CaF ₂ до 83,8%
III-3	4	т. 2526	50	ПМ. Среди катаклазитов гранитов PZ, к востоку 1,5 км от Желтинского разлома зона мощностью около 5 м мусковит флюорит-кварцевых среднезернистых метасоматитов, в которых флюорита (?) 30-50%
Керамическое и огнеупорное сырье				
<i>Каолин</i>				
I-3	7	Придорожное	42	П. В коре выветривания гранитов и пегматитов залежи площадью 1,3 км ² , мощностью 17,2 м под вскрышей 9,2 м. Выход каолина сорта КН 59,5%. Ресурсы (P ₁) - 43,2 млн т
III-2	10	Гостеприимное	42	П. В коре выветривания гнейсов и гранитов залежи на площади 0,133 км ² средней мощности 8,1 м. Вскрыша - 2,7 м. Каолины сортов КВ и КР с выходом 59%. Прогнозные ресурсы (P ₂) - 2 млн т
III-3	3	Линейное	42	П. В коре выветривания гранитов и гранодиоритов с зонами катаклаза, над которыми линейные коры. Каолин сортов КВ и КР с выходом 48-76% образует залежи площадью 0,4 км ² мощностью 10-14 м при вскрыше 1-6 м. Ресурсы (P ₁₊₂) - 8,1 млн т
III-3	7	Ковыльное	42	П. В коре выветривания гранитов Обалькольского массива залежи каолина сорта КВ и КР с выходом 58-62% на площади 3,7 км ² , средней мощностью 10 м. Вскрыша 2,1 м. Ресурсы (P ₁₊₂) - 42,6 млн т
IV-2	5	Южное	10	П. В коре выветривания гранитов мелкое тело белые каолиновые глины
Абразивные материалы				
<i>Гранат</i>				
III-4	13	т. 2346	50	ПМ. Среди слюдистых (вермикулит) ультрамафитов Буруктальского массива обломки пятнистых с/з гранатитов (скарноидов?)
Горнотехническое сырье				
<i>Асбест</i>				
II-4	2	Скв. 462 (и др.)	23	ПМ. В серпентинитах Карашакольского массива на протяжении 2 км при ширине 0,5 км единичные жилки асбеста 2-8 мм, встреченные на гл. 21 м (скв. 462)
III-1	2	V участок	69	П. Среди серпентинитов Киембаевского массива 3 зоны сетчатой асбестизации (до 7-8 мм) прослеженной до глубины 50 м. Здесь же на контакте плагиигранитов в актинолитовой породе жилки амфибол-асбеста до 2,47%, в т.ч. 1,14% IV сорта
III-4	9	т. 2342	50	ПМ. Среди бирбиритов обломки опализированного асбеста с длиной волокна до 7 см
<i>Мусковит</i>				
I-3	5	т. 2178	50	ПМ. В выветрелых пегматитах мусковит до 3x5 см в гнездах 5x10 см. Ширина слюдоносной полосы около 200 м. Во вмещающих катаклазитах гранитов с лимонитом (грейзены?) W до 0,015%
I-3	9	т. 2159	50	ПМ. Среди катаклазитов гранитов и биотит-гранатовых гнейсов жилы пегматитов с мусковитом до 3x5 см и кварцевыми ядрами
II-1	7	Кукпыктинский	10	ПМ. В жилах катаклазированного пегматита мусковит до 5x6 см с содержанием до 5-10 кг/м ³
II-3	2	Без названия	73	ПМ. Развалы пегматитов с мусковитом
II-3	8	т. 2161	50	ПМ. В пегматитах кристаллы мусковита до 3x5 см
II-3	10	Второй участок	54	П. В гнейсогранитах до 7-и жил пегматита мощностью до 23 м и длиной до 100 м с мусковитом до 10x15 см и толщиной до 5 см. Содержание 3-35 кг/м ³ , среднее 15 кг/м ³ . Выход промсырца 8%, колотой - 7%. Марка СВ4 и СА4

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола и потока	Автор и год отчета	Тип объекта, краткая характеристика
П-3	11	Третий участок (Жетыкольского поля)	54	П. Среди гранитов 4 жилы пегматита мощностью до 8 м и длиной до 300 м. Мусковит до 5x6 см толщиной до 8 см. Содержание 7-100 кг/м ³
П-3	13	Озерное	54	П. Среди гнейсогранитов на площади 0,7x4,5 км серия жил пегматитов с мусковитом до 10x20 см (редко) толщиной 5-8 см. Выход 15-60 кг/м ³
П-3	16	т. 2419	50	П. Среди мигматитов, гранат-биотитовых гнейсов жилы пегматита с мусковитом до 5x8 см при толщине 0,5 см и более. Содержание не менее 10 кг/м ³
П-3	17	Морозовское	54	П. Среди гнейсогранитов до 10 жил пегматитов мощностью до 4 м, и длиной 20-250 м. Мусковит, до 3x8 см. Выход колотой слюды около 1% при содержании 18,7 кг/м ³
П-3	18	Без названия	73	ПМ. Развалы пегматитов с мусковитом
<i>Вермикулит</i>				
П-4	12	т. 2346	50	ПМ. Развалы обломков слюдистых ультрамафитов. Содержание среднечешуйчатого вермикулита (по флогопиту) - 50-70% (слюдит)
<i>Тальк</i>				
П-3	4	Орлиное гнездо (скв. 114)	79	П. В центре тела гипербазитов (3x4 км) зоны тальцитов белых с хлоритом и карбонатами. Мощность 72 м, объемный вес 2,24 г/см ³ . SiO ₂ - 42-53%, Al ₂ O ₃ - 0,8-2,1%, Fe ₂ O ₃ - 1,5-10,4%, FeO - 1,6-4,4%, MgO - 26-32%, CaO - 0-5%
П-3	19	Домбар (т. 2581)	79	П. В днище оврага (ниже плотины) шириной 20-40 м на протяжении 570 м вскрываются талькиты крупночешуйчатые (70 м) и тальковые сланцы средне- и мелкочешуйчатые с гнездами и пятнами лимонита, оолитового бурого железняка. В составе талькита (в %) SiO ₂ - 59,7; Fe _{общ} - 4,3; MgO - 29,6; CaO - 0,11; Cr ₂ O ₃ - 0,4; NiO - 0,25; CoO - 0,016; т.е. тальк отвечает маркам Б и В
П-1	3	V участок	69	ПМ. Среди серпентинитов зоны тальцитов
П-1	10	Без названия	69	ПМ. Среди серпентинитов зона тальцитов широтного простирания, шириной 200 м и длиной до 1 км
Драгоценные и поделочные камни				
<i>Изумруд</i>				
П-4	26	Скв. 1505	23	ПМ. В коре выветривания пегматитов на глубине 55-60 м содержание Be - 0,08%. В протолочке полупрозрачные отложения белого, зеленовато-голубоватого берилла до 1,8 мм (изумруда)

Таблица прогнозируемых объектов полезных ископаемых и их прогнозных ресурсов к листу Гостгеолкарты-200 М-41-VII,(XIII)

№ п/п	Название и ранг объекта и его индекс на схеме прогноза	Площадь объекта (км ²)	Вид полезного ископаемого	Характеристика, оценочные параметры, тип оруденения, удельная продуктивность, надежность оценки, перспективность объекта	Завершенная стадия работ	Категория ресурсов	Ресурсы	Рекоменд. виды работ и их очередность	Ист. инфор-мац.
Сосьвинско-Суундукская МЗ									
1	Кумакский золоторудный узел (1.0.1)	200	Золото	Зоны метасоматоза с золото-кварц-сульфидным и золото-кварцевым оруденением шириной 50-200 м, протяженностью 1-3 км и глубиной, прослеженной до 650 м. Содержание Au 6-9 г/т до 15-150 г/т. Золотоносные коры выветривания до 70 м. Россыпи золота	ГП-50	P ₁ +P ₂	157,9 т	ГП-50	83
Троицко-Мариновская МЗ									
2	Котансу-Жабыгский медно-золоторудный узел (2.0.1)	250	Золото Медь	Золото-кварцевые жилы среди гранитоидов и метаморфитов. Медно-колчеданные и медно-порфировые проявления в отложениях кокпектинской толщи	ГДП-200	P ₃ P ₃	20 т 156 тыс. т	ГП-10	64, 61, 38
3	Озерный медно-золоторудный узел (2.0.2)	250	Медь Цинк Золото	Золото-медно-колчеданное оруденение в вулканитах, золото-кварцевые жилы. Проявления, ореолы меди и золота	ГП-25	P ₃ P ₂ P ₃ P ₂ P ₃	200 тыс. т 100 тыс. т 200 тыс. т 100 тыс. т 50 т	ГП-10	23, 82
4	Жетыкольское поле мусковитовых пегматитов (2.0.0.1)	93	Мусковит	На 9-и проявлениях до 90 жил средней мощностью 2 м и длиной 100 м с содержанием мусковита 3-100 кг/м ³ (в среднем 30 кг/м ³ , до глубины 50 м)	ГС-50	P ₃	27 тыс. т	ГП-25	10
5	Котансинско-Керуембаевский прогнозируемый изумруд-молибден-бериллиево-рудинный узел (2.0.4)	175	Молибден Вольфрам Бериллий Изумруд	Редкометалльные грейзены и кварцевые жилы с молибденитом, бериллом, флюоритом	ГП-50	P ₃ P ₃ P ₃ P ₃	392 тыс. т 105 тыс. т 196 тыс. т 24,3 кг	ГП-25	10, 41
6	Обалыкольский каолиноносный узел (2.0.3)	233	Каолин	Каолиновые коры выветривания по гранитоидам и мигматитам мощностью 10 м и более	ГДП-200	P ₂	148 млн т	ГП-50	42
7	Карашакольско-Светлинский прогнозируемый золото-меднорудный узел (2.0.5)	150	Медь Золото	Прожилково-вкрапленные медные колчеданные руды в вулканитах. Проявления и ореолы меди и золота	ГС-50	P ₃ P ₃	390 тыс. т 30 т	ГП-25	64, 48
7	Желтинско-Шалкарский прогнозируемый вольфрам-цинк-меднорудный узел (2.0.6)	140	Медь Молибден Вольфрам	Проявления, ореолы меди, вольфрама, молибдена. В измененных песчаниках с сидеритом содержание Cu до 0,1%, Mo 0,03%, W до 0,01%	ГС-50	P ₃ P ₃ P ₃	218 тыс. т 157 тыс. т 84 тыс. т	ГП-25	64, 48

Сводная таблица прогнозных ресурсов полезных ископаемых

Группа, подгруппа полезных ископаемых	Вид полезного ископаемого	Кол-во прогнозируемых объектов	Категория прогноз. ресурсов	Прогнозные ресурсы
Цветные металлы	Медь	4 рудных узла	P ₃	964 тыс. т
			P ₂	100 тыс. т
	Цинк	1 рудный узел	P ₃	200 тыс. т
			P ₂	100 тыс. т
Молибден	2 рудных узла	P ₃	549 тыс. т	
Вольфрам	2 рудных узла	P ₃	189 тыс. т	
Редкие металлы	Бериллий	1 рудный узел	P ₃	196 тыс. т
Благородные металлы	Золото	4 рудных узла	P ₃	100 т
			P ₁₊₂	157,9 т
Керамическое сырье	Каолин	1 рудный узел	P ₂	148 млн т
Горнотехническое сырье	Мусковит	1 рудное поле	P ₃	27 тыс. т
Драгоценные камни	Изумруд	1 рудный узел	P ₃	24,3 кг

Таблица впервые выявленных или переоцененных в ходе составления листа Госгеолкарты-200 прогнозируемых объектов полезных ископаемых и их прогнозных ресурсов

№ п/п	Вид минерального сырья, индекс и наименование объекта	Оценка ресурсов по категориям		Баланс ресурсов по результатам работ (+/-)	Рекомендуемые для лицензирования объекты и рекомендации по дальнейшим работам
		на начало работ	по результатам работ		
1	Медь. Котансу-Жабыгский рудный узел (2.0.1)	-	156 (P ₃)	+156	ПО
2	Карашакольско-Светлинский прогнозируемый рудный узел (2.0.5)	-	390 (P ₃)	+390	ПО
2	Желтинско-Шелкарский прогнозируемый рудный узел (2.0.6)	-	218 (P ₃)	+218	ПО
4	Молибден. Котансинско-Керуембаевский прогнозируемый рудный узел (2.0.4)	-	392 (P ₃)	+392	ПО
5	Желтинско-Шелкарский прогнозируемый рудный узел (2.0.6)		157 (P ₃)	+157	ПО
6	Вольфрам. Котансинско-Керуембаевский прогнозируемый рудный узел (2.0.4)	-	105 (P ₃)	+105	ПО
7	Желтинско-Шелкарский прогнозируемый рудный узел (2.0.6)		84 (P ₃)	+84	ПО
8	Бериллий. Котансинско-Керуембаевский прогнозируемый рудный узел (2.0.4)	-	196 (P ₃)	+196	ПО
9	Золото. Кумакский рудный узел (1.0.1)	23 (P ₂) 22 (P ₁)	157,9 (P ₁₊₂)	+157,9	ПО
10	Котансу-Жабыгский рудный узел (2.0.1)	-	20 (P ₃)	+20	ПО
11	Озерный рудный узел (2.0.2)	-	50 (P ₃)	+50	ПО
12	Карашакольско-Светлинский прогнозируемый рудный узел (2.0.5)	-	30 (P ₃)	+30	ПО
13	Мусковит. Жетыкольское поле (II.0.3)	-	27 (P ₃)	+27	ПО

Список петротипов, опорных обнажений, буровых скважин, показанных на геологических картах дочетвертичных и допалеогеновых образований

№ по карте	Характеристика объекта	№ источника по списку лит-ры, авторский № объекта
1	Скважина, 270,8 м, вскрывает брединскую свиту и березняковскую толщу	25, скв. 10
2	Петротип кокпектысайского комплекса	23, №2
3	Скважина, 271,8 м, вскрывает кундыбаевскую и жетыкольскую толщи	8, скв. 15
4	Скважина, 193,8 м, вскрывает жетыкольскую толщу	8, скв. 14
5	Петротип кумакского комплекса	23, №5
6	Скважина, 410м, вскрывает кокпектинскую толщу (верхнюю и среднюю подтолщи)	25, скв. Б-259
7	Скважина, 405,3 м, вскрывает кокпектинскую толщу (средняя и нижняя подтолщи)	25, скв. Б-327
8	Скважина, 58,6 м, вскрывает осиновскую толщу	15, скв. С-12
9	Скважина, 212,3 м, вскрывает еткульскую толщу и крыклинский комплекс	8, скв. 2
10	Скважина, 357 м, вскрывает еткульскую толщу	8, скв. 7
11	Скважина, 301 м, вскрывает кайрактинскую и еткульскую толщи	8, скв. 4
12	Петротип карашакольского комплекса	7, №12
13	Скважина, 61,6 м, вскрывает маячную свиту и энбекшинскую толщу	15, скв. С-162
14	Скважина, 41,6 м, вскрывает маячную свиту	15, скв. С-140
15	Петротип коскольского комплекса	23, №27
16	Скважина, 78 м, вскрывает наурзумскую свиту	23, скв. 1492
17	Петротип киембаевского комплекса	23, скв. 21
18	Петротип аккаргино-буруктальского комплекса	7, скв. 24
19	Скважина, 479,9 м, вскрывает аккаргино-буруктальский комплекс, кундыбаевскую толщу	9, скв. 9615
20	Скважина, 260 м, вскрывает аккаргино-буруктальский комплекс, кундыбаевскую толщу	9, скв. 9616
21	Скважина, 68 м, вскрывает яршалинскую толщу	22, скв. 863
22	Петротип кайранкольского комплекса	23, №21
23	Скважина, 62,4 м, вскрывает бескрыковскую толщу	22, №879
24	Скважина, 63,8 м, вскрывает жетыкольскую толщу	22, скв. 329
25	Петротип шалкарского комплекса	23, №22
26	Скважина, 83 м, вскрывает наурзумскую свиту	13, скв. 628
27	Скважина, 78,8 м, вскрывает еткульскую толщу	22, скв. 918
28	Скважина, 48,6 м, вскрывает жетыкольскую толщу	22, №814

Список опорных обнажений и буровых скважин, показанных на карте четвертичных образований листа М-41-VII,(XIII) (Светлый)

№ на карте	Характеристика объекта	№ источника по списку литературы, авторский № объекта
1	Скважина, 30 м, вскрывает нерасчлененные элювиальные и делювиальные образования квартера	83, скв. 769
2	Скважина, 42 м, вскрывает делювиальные и аллювиальные образования эоплейстоцена-лозьвинского горизонта нижнего неоплейстоцена	83, скв. 717
3	Скважина, 41 м, вскрывает делювиальные и аллювиальные образования эоплейстоцена-лозьвинского горизонта нижнего неоплейстоцена	83, скв. 754
4	Скважина, 63 м, вскрывает делювиальные и аллювиальные образования эоплейстоцена-лозьвинского горизонта нижнего неоплейстоцена	83, скв. 755
5	Скважина, 36 м, вскрывает делювиальные и аллювиальные образования эоплейстоцена-лозьвинского горизонта нижнего неоплейстоцена	79, скв. 607
6	Скважина, 39 м, вскрывает делювиальные образования среднего и верхнего звеньев неоплейстоцена	79, скв. 608
7	Скважина, 37 м, вскрывает делювиальные образования среднего и верхнего звеньев неоплейстоцена	79, скв. 609
8	Скважина, 48 м, вскрывает делювиальные образования среднего и верхнего звеньев неоплейстоцена	50, скв. 366
9	Скважина, 65 м, вскрывает озерно-аллювиальные образования чумлякского горизонта эоплейстоцена	50, скв. 358
10	Скважина, 41 м, вскрывает озерно-аллювиальные образования чумлякского горизонта эоплейстоцена	48, скв. 68
11	Скважина, 32 м, вскрывает делювиальные образования среднего и верхнего звеньев неоплейстоцена	48, скв. 76
12	Скважина, 29 м, вскрывает нерасчлененные элювиальные и делювиальные образования квартера	48, скв. 85
13	Скважина, 44 м, вскрывает озерно-аллювиальные образования чумлякского горизонта эоплейстоцена	48, скв. 83
14	Скважина, 75 м, вскрывает озерно-аллювиальные образования чумлякского горизонта эоплейстоцена	48, скв. 84
15	Скважина, 99 м, вскрывает озерно-аллювиальные образования чумлякского горизонта эоплейстоцена	50, скв. 637

Список пунктов, для которых имеются определение радиологического возраста пород и минералов

№ по карте	Наименование геологических подразделений	Метод определения	Возраст, млн лет	№ источника по списку лит-ры, авторский № пункта
1	Кокпектысайский комплекс, габбро первой фазы (Кокпектинский массив)	калий-аргоновый	231±6	23, скв. 389, глубина 61 м
2	Кокпектысайский комплекс, биотитовый диорит второй фазы (Кокпектинский массив)	калий-аргоновый	266	23, скв. 292, глубина 39 м
3	Кокпектысайский комплекс, плагиогранит третьей фазы (Кайрактинский массив)	калий-аргоновый	256±9	23, скв. 366, глубина 35 м
4	Кокпектысайский комплекс, диорит второй фазы (Кокпектинский массив)	калий-аргоновый	274±14	23, скв. 295, глубина 45 м
5	Кокпектысайский комплекс, диорит второй фазы (Кайрактинский массив)	калий-аргоновый	283±7	23, скв. 199, глубина 35 м
6	Кокпектысайский комплекс, диорит второй фазы (Кайрактинский массив)	калий-аргоновый	280±1	23, скв. 198, глубина 44 м
7	Кокпектысайский комплекс, диорит второй фазы (Кайрактинский массив)	калий-аргоновый	289±17	23, скв. 589, глубина 52 м
8	Коскольский комплекс, диорит второй фазы (Коскольский массив)	калий-аргоновый	280±17	23, скв. 453, глубина 32 м
9	Крыклинский комплекс, гнейсоплагиогранит мусковитизированный, третьей фазы (Обалыкольский массив)	калий-аргоновый	259±3	23, скв. 329, глубина 39 м
10	Коскольский комплекс, диорит второй фазы (Коскольский массив)	калий-аргоновый	286±5	23, скв. 349, глубина 27 м
11	Коскольский комплекс, диорит второй фазы (Коскольский массив)	калий-аргоновый	345±7	23, скв. 346, глубина 38 м
12	Крыклинский комплекс, гнейсоплагиогранит мусковитизированный, третьей фазы (Обалыкольский массив)	калий-аргоновый	251±4	23, скв. 713, глубина 27 м
13	Шалкарский комплекс, гранит биотитовый второй фазы (Обалыкольский массив)	уран-свинцовый по единичным зернам цирконов	274-355	50, скв. 43, глубина 92 м
14	Крыклинский комплекс, гнейсоплагиогранит биотитовый третьей фазы мигматизированный (Котансинский массив)	уран-свинцовый по единичным зернам цирконов	456-810±20	50, обн. 3
15	Джабыкско-санарский комплекс, лейкогранит (Котансинский массив)	рубидий-стронциевый изохронный по валу К.П.Ш. и мусковиту	270±20	50, обн. 4
		уран-свинцовый по единичным зернам цирконов	267±6,3	50, обн. 4
16	Джабыкско-санарский комплекс, гранит (Котансинский массив)	уран-свинцовый по единичным зернам цирконов	278±3	50, обн. 1
17	Джабыгасайский комплекс, кварцевый диорит второй фазы гранитизированный (Котансинский массив)	уран-свинцовый по единичным зернам цирконов	277,5±2,2	50, обн. 2

Каталог важнейших памятников природы, показанных на листе М-40-VII

№ на схеме	Вид памятника	Краткая характеристика
1	Геоморфологический	Кумакские лески. Форма мезо- и макрорельефа
2	Общегеологический	Тыкашинская толща. Обнажение разнообразных по составу и текстурам пород
3	Памятники древней культуры	Верблюжья горка. Древняя горная выработка
4	Общегеологический	Березитовый увал. Проявление золотоносных березитов
5	Общегеологический	Озеро Каменное и граниты Котансинского массива. Разрез интрузивных пород
6	Геоморфологический	Гора Белый Камень. Останец выветривания

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	4
ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ.....	7
СТРАТИГРАФИЯ.....	11
ИНТРУЗИВНЫЙ МАГМАТИЗМ.....	27
ТЕКТОНИКА	46
ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ.....	57
ГЕОМОРФОЛОГИЯ.....	60
ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ	64
ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ И ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ РАЙОНА	84
ГИДРОГЕОЛОГИЯ.....	92
ЭКОЛОГО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА	100
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	102
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ	104
<i>Приложение 1.</i> Список месторождений полезных ископаемых, показанных на карте полезных ископаемых листа Государственной геологической карты Российской Федерации М- 41-VII,(XIII) масштаба 1 : 200 000.....	108
<i>Приложение 2.</i> Список месторождений полезных ископаемых, показанных на карте четвертичных образований листа М-41-VII,(XIII) Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000.....	110
<i>Приложение 3.</i> Список проявлений (П), пунктов минерализации (ПМ) полезных ископаемых, шлиховых ореолов (ШО), шлиховых потоков (ШП) и первичных геохимических ореолов (ПГХО), показанных на карте полезных ископаемых листа М-41-VII,(XIII) Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000	111
<i>Приложение 4.</i> Таблица прогнозируемых объектов полезных ископаемых и их прогнозных ресурсов к листу Госгеолкарты-200 М-41-VII,(XIII).....	121
<i>Приложение 5.</i> Сводная таблица прогнозных ресурсов полезных ископаемых.....	122
<i>Приложение 6.</i> Таблица впервые выявленных или переоцененных в ходе составления листа Госгеолкарты-200 прогнозируемых объектов полезных ископаемых и их прогнозных ресурсов	123
<i>Приложение 7.</i> Список петротипов, опорных обнажений, буровых скважин, показанных на геологических картах дочетвертичных и допалеогеновых образований.....	124
<i>Приложение 8.</i> Список опорных обнажений и буровых скважин, показанных на карте четвертичных образований листа М-41-VII,(XIII) (Светлый)	125
<i>Приложение 9.</i> Список пунктов, для которых имеются определение радиологического возраста пород и минералов.....	126
<i>Приложение 9.</i> Каталог важнейших памятников природы, показанных на листе М-40- VII,(XIII).....	127