

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-VIII (Косколь) с клапаном листа М-41-II

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-VIII (Косколь) с клапаном М-41-II. Объяснительная записка. – М.: Московский филиал ФГБУ «ВСЕГЕИ», 2018. 98 с.

Записка содержит сведения о геологическом строении и полезных ископаемых территории листа М-41-VIII и южной части листа М-41-II, расположенной на границе Троицко-Буруктальской и Денисовской зон. Охарактеризованы образования силурийского, девонского, каменноугольного, палеогенового, неогенового, четвертичного возрастов. Описан интрузивный магматизм. Рассмотрены тектоника района, его геоморфологическое строение, история геологического развития. Приведены данные о месторождениях и проявлениях железа, хрома, титана, меди, цинка и свинца, никеля и кобальта, золота, молибдена, редких земель, каолинов, асбеста, строительных материалов. Раскрыты закономерности их размещения. Содержатся сведения о гидрогеологических условиях и геолого-экологической обстановке.

Табл. 5, илл. 1, список лит. 54 назв., прил. 9.

Составители

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

Научный редактор *Казак А. П.*

Редактор *Шкатова В. К.*

Эксперт НРС *Жданов А. В.*

© Роснедра, 2018
© ОАО «Компания вотемиро», 2008
© Коллектив авторов и редакторов, 2008
© Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2008
© Московский филиал ФГБУ «ВСЕГЕИ», 2018

ВВЕДЕНИЕ

Территория листа М-41-VIII (Косколь) с клапаном М-41-II расположена на Южном Урале и относится к Оренбургской области, на границе ее с Казахстаном (Светлинский район).

Географические координаты угловых точек листа приведены в таблице 1.

Таблица 1

Географические координаты угловых точек листа М-41-VIII (Косколь) с клапаном М-41-II

№ точек	С. ш.	В. д.
1	51°28'17"	61°59'5"
2	51°24'29"	61°30'20"
3	51°19'33"	61°32'43"
4	51°15'18"	61°41'30"
5	51°14'11"	61°34'12"
6	50°48'23"	61°27'06"
7	50°42'08"	61°00'09"

Геологическое строение этой территории определяют две крупные структуры первого порядка Троицко-Буруктальская и Денисовская зоны, разделенные между собой Тобольским глубинным разломом.

Территория представляет собой довольно плоскую часть Урало-Тобольского плато с холмисто-увалистым рельефом и абсолютными высотами от 228 м на востоке территории до 361 м на западе. Относительная высота увалов по отношению к урезам воды разделяющих их рек – до 50 м, склоны их весьма пологие. Территорию пересекает пологая долина реки Ащысу (в северной части листа). Реки принадлежат к типу равнинно-степных, в основном снегового и дождевого питания. Отмечается большое количество бессточных озер, наиболее крупные Айке, Кос-Коль, Бетпакты.

Климат резко континентальный: суровая малоснежная зима (до -42°C), жаркое (до $+42^{\circ}\text{C}$) сухое лето. Количество осадков около 300 мм за год, 50 % из них выпадают в период май–июль.

Район экономически слабо освоен. Крупные населенные пункты отсутствуют. Населенные пункты сельского типа имеют число жителей от 40 до 1 800; основными занятиями сельского населения являются скотоводство и зерновое земледелие. Среди населения преобладают русские, проживают также казахи, украинцы, немцы.

Дорожная сеть довольно развита слабо. Эколого-геологическая обстановка территории оценивается по двум градациям: благоприятная и удовлетворительная и относится к территории с незначительной техногенной нагрузкой, в пределах которых развиты ландшафты геодинамически средней устойчивости, которые относятся к благоприятным, а геодинамически малоустойчивые – к удовлетворительным.

По развитию комплексов геологического разреза площадь разделяется на следующие типы:

- одноярусный, представленный развитием складчатого (метаморфического и вулканогенно-осадочного) комплекса (III тип);
- двухъярусный, представленный четвертичным осадочным, складчатым (V тип) и покровным осадочным и складчатым (VI тип) комплексами;
- трехъярусный, представленный четвертичным осадочным, покровным осадочным и складчатым комплексами (VII тип).

В основу настоящего комплекта Госгеолкарты-200 положены материалы геологического доизучения южной части листа М-41-II и площади листа М-40-VIII (ГДП-200) в пределах территории Российской Федерации, проведенного в 2005–2008 гг., и обширные материалы предше-

ствующих исследований. Основными являются сведения, содержащиеся в отчетах по геологической съемке, ГДП и ГГК 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.

Полевые исследования, входящие в состав ГДП-200, выполняли А. С. Лисов, Б. И. Чен-Лен-Сон, Г. А. Алексеева, В. Н. Колесников, В. Н. Акимов, Н. В. Игошкина, И. Б. Андрюшук. 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., Глушковым 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» 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. Казань).

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. Плюсниной, 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, 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.

В настоящей записке «Введение» и «Заключение», главы «Интрузивный магматизм», «Стратиграфия» от нижнего рифея до каменноугольной системы включительно и мезозой нерасчлененный, «Тектоника» и «История геологического развития» написаны Л. Н. Кваснюк. Главы «Полезные ископаемые» и «Закономерности размещения полезных ископаемых и оценка перспектив района» написаны Б. И. Чен-Лен-Соном, Л. Н. Кваснюк; глава «Геологическая изученность» – Е. С. Курочкиной; главы «Тектоника» и «История геологического развития» – П. В. Лядским; глава «Геоморфология» – Г. А. Алексеевой; главы «Гидрогеология» и «Эколого-геологическая обстановка» – Н. В. Мануйловым; разделы главы «Стратиграфия» по четвертичной системе – Г. А. Алексеевой. Объяснительная записка является сокращенным вариантом отчета «Материалы к Госгеолкарте-200 листов М-41-I, II, VII, VIII; N-41-XX, XXVI, XXXI (Зауральская площадь, территория Российской Федерации)».

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

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ

Восточная часть Оренбуржья давно привлекала внимание исследователей, однако систематическое и планомерное геологическое изучение началось в 30-х годах прошлого века.

В описываемом районе проводили геологические исследования масштаба 1 : 200 000 и 1 : 500 000 К. И. Дворцова (1936–1939, 1941 гг.), А. А. Петренко (1946, 1949, 1953 гг.), Е. П. Бойцова, К. А. Мазина и Н. К. Овечкин (1947–1949 гг.). Ими впервые было обращено внимание на никеленосность коры выветривания Буруктальского массива гипербазитов, что привело к открытию Буруктальского месторождения силикатного никеля.

В конце 1950-х годов в регионе были начаты геологосъемочные работы среднего и крупного масштабов. К ним, в первую очередь, следует отнести работу по геологической съемке масштаба 1 : 200 000 листов М-41-I и VII В. Н. Красновой, А. Д. Наумова, М. А. Кригера, А. Я. Рихтера и Е. С. Тальнова (1955–1963 гг.). По этим работам была составлена первая сводная геологическая карта листов М-41-I и VII с использованием аэрофотоматериалов и результатов геофизических исследований.

Более достоверные данные по геологическому строению площади работ были получены при геологической съемке масштаба 1 : 200 000 листа М-41-VIII, проведенной Ушахиным С. А. и Захаровым А. М., в результате которой в 1963 г. была издана геологическая карта этого листа. Все стратифицируемые образования Зауральского поднятия этими авторами без достаточных оснований были отнесены к нерасчлененной толще верхнего протерозоя–нижнего палеозоя.

Впервые сложность геологического строения Айкенской площади установлены Дубининым В. С. (1962 г.) после проведения комплексных поисковых работ с применением значительных объемов колонкового бурения. В его отчете была сделана попытка расчленения домезозойских образований, флористически охарактеризованы верхнеплиоценовые отложения, установлена природа Кенгуссайской магнитной аномалии, выявлены проявления меди и черных металлов в Кенгуссайской зоне, выявлена зона скарнов в поле развития вулканогенных пород.

В последующем геологическое строение площади уточнялось при проведении геологосъемочных работ масштаба 1 : 50 000.

В 1960–1965 гг. геолого-поисковые работы масштаба 1 : 50 000 проводили М. Е. Кулиджанян, А. В. Панченко. Исследователями составлены первые геологические карты масштаба 1 : 50 000 площади работ. Авторами выявлено проявление бурых железняков и повышенное содержание золота в зоне Западно-Сарыобинского разлома (в 2 км южнее пос. Казанча). В районе проявления Урожайное вскрыто сульфидное прожилково-вкрапленное оруденение с содержаниями меди до 0,3 %, золота – до 0,05 г/т. Данный участок впервые был оценен как перспективный на медь.

В 1965 г. Колесниковым В. И. была составлена комплексная металлогеническая карта эндогенных месторождений восточной части Оренбургской области 1 : 500 000 и рекомендовано продолжение поисков на редкие металлы на Айкенской площади, хотя Айкенский гранитный массив им не был включен в состав перспективных на обнаружение редкометалльного оруденения. Рекомендовано было также опосредованное исследование Кенгуссайской зоны с целью выяснения перспектив ее на медные руды.

В период с 1967–1971 гг. в пределах листов М-41-14-А, В и М-41-26-А, Б, В, Г (с. п.) А. М. Ченцов и др. провели геологическую съемку масштаба 1 : 50 000, сопровождающуюся большим объемом картировочного бурения. Авторами составлены геологические карты, карты полезных ископаемых, карты прогнозов и др. В 1970 г. по рекомендации А. М. Ченцова и др. начаты поисковые работы на Жетыкольском участке в районе проявления Урожайное, подтвердившие перспективность участка на выявление промышленного медно-колчеданного оруденения.

В 1970–1972 гг. Л. Ф. Бойко проводил поисковые работы на Жетыкольском участке. На площади 4×5 км² пройдено три профиля картировочных и поисковых скважин глубиной до

670 м. Выявлена серия зон бедной, преимущественно вкрапленной, халькопирит-сфалерит-пиритовой минерализации. На разрозненных четырех участках были получены содержания меди 0,1–0,66 %, цинка – 0,1–0,6 % на мощность 0,5–3,0 м.

Авторы рекомендуют продолжение поисковых работ на данной площади. Недостатком работ является отсутствие анализов проб на золото.

Под руководством Тищенко В. А. (1981 г.) составлены геологическая карта поверхности, карта распространения кор выветривания, прогнозная карта на россыпное золото восточной части Оренбургской области. В пределах Айкенской площади установлена золотоносность песчано-глинистых миоценовых отложений и рекомендовано проведение общих поисковых опробований на Тушесайском участке.

В 1974–1978 гг. А. Г. Галимовым и др. проводили геологосъемочные работы масштаба 1 : 50 000 на площади листов М-41-13-Г, М-41-14-Б и Г.

Авторами впервые на изученной площади были выделены метаморфизованные вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования с рядом признаков медно-колчеданного оруденения. В эндо- и экзоконтактах Кокпектинского габбро-диоритового массива выявлены признаки медно-порфирового оруденения, произведена прогнозная-перспективная оценка площади на золото, медь, полиметаллы, редкие металлы и др. полезные ископаемые.

В 1993 г. была сделана последняя работа Южно-Уральской партии по прогнозной оценке восточной части области на твердые полезные ископаемые (Тищенко В. Т. и др., 1995). В ней были учтены результаты ГТК-50 на Айкенской площади, что значительно изменило представление авторов работы о перспективности этой территории. К сожалению, интерпретация ими новых данных по геологии района оказалась не совсем удачной. Авторы без особых доказательств большую часть разреза Западной части площади и прорывающих их интрузивных пород отнесли к девонскому возрасту, игнорируя тот факт, что известняки с раннекаменноугольной микрофауной являются неотъемлемой частью этого разреза.

СТРАТИГРАФИЯ

Территория листа М-41-VIII с клапаном М-41-II расположена в пределах Красногвардейско-Светлинской и незначительно Урайско-Денисовской зон. В ее геологическом строении принимают участие осадочные, вулканогенные, метаморфические образования от раннепалеозойского до четвертичного возраста включительно. Большая часть стратифицируемых пород относится к палеонтологически немым. Их расчленение производилось главным образом на принципах литостратиграфии с привлечением петрографических, петрохимических, геохимических, петрофизических данных, результатов структурного и картировочного бурения, геофизических исследований и определения абсолютного возраста. Породы фундамента перекрыты корой выветривания и палеоген–четвертичными образованиями. Их естественные разрезы наблюдаются, как правило, по рекам. Стратиграфический разрез исследуемого района представлен палеозоем (силурийская, девонская, каменноугольная системы), мезозоем (кора выветривания), кайнозоем (палеогеновая, неогеновая, четвертичная системы).

ПАЛЕОЗОЙСКАЯ ЭРАТЕМА

Палеозойская эратема представлена силурийской, девонской, каменноугольной системами.

СИЛУРИЙСКАЯ СИСТЕМА

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Варненская толща в пределах данной территории выделяется впервые. В ее состав включены отложения мийлисайской, южнотобольской и расбайской толщ, выделенных П. В. Лядским в 1998 году [33]. В разрезе толщи выделяются три подтолщи.

Нижняя подтолща (S_1vr_1) соответствует мийлисайской толще и представлена кварц-плагиоклаз-биотитовыми (24 %), биотит-кварц-плагиоклазовыми (14 %), кварц-биотит-плагиоклазовыми (8 %) сланцами с подчиненным количеством плагиоклаз-биотит-роговообманковых (7 %), эпидот-плагиоклаз-роговообманковых (7 %), графитисто-кварцевых и биотит-кварцевых (5 %) сланцев. Эти породы в виде узкой (200–500 м) прерывистой полосы протягиваются в субмеридиональном направлении, вдоль западного контакта Айкенского массива, от южного склона долины р. Тобол до балки Мийлисай.

Наиболее полный разрез нижней подтолщи вскрыт в скважине № 16, в интервале 38–150 м [33]. Здесь он представлен в основном кварц-плагиоклаз-биотитовыми тонкослоистыми сланцами с прослоями биотит-кварц-плагиоклазовых, биотит-плагиоклазовых, плагиоклаз-биотитовых, кварц-графитовых, плагиоклаз-графитовых, углисто-кварцевых по алевролитам, алевропелитам и плагиоклаз-биотит-роговообманковых, эпидот-плагиоклаз-роговообманковых сланцев по туфам, тефроидам и туффитам.

В целом разрезы нижней подтолщи довольно однообразны, и в связи с этим расчленить ее на более дробные подразделения в описываемом районе не представляется возможным.

Нижняя часть разреза подтолщи оборвана пологим западным контактом Айкенского гранитного массива. Сверху в скважине № 16 ее парасланцы согласно перекрываются туфосланцами вышележащей средней подтолщи. Вскрытая мощность нижней подтолщи по скважине № 16 достигает 160 м, полная же ее мощность, видимо, более 260 м.

В поле силы тяжести площадь развития пород нижней подтолщи располагается в зоне градиента западного склона глубокого минимума, образованного Айкенским гранитным массивом [44]. На картах остаточных аномалий ($H=500$ и $1\ 000$ м) она выделяется отрицательными аномалиями, сливающимися с интенсивной аномалией до 40 мГал массива.

Магнитное поле, создаваемое породами нижней подтолщи, в основном отрицательное или переменное от -20 до $+80$ нТл.

На аэрофотоснимках площади развития толщи из-за мощного чехла перекрывающих рыхлых отложений не выделяются.

В парасланцах нижней подтолщи часто присутствует графит или углистое вещество, порфиробласты граната и зерна турмалина. Плагноклаз в них представлен чаще олигоклазом (№ 25–27). Структура от лепидогранобластовой, порфиробластовой до бластоалевролитовой и роговиковой, у контакта с Айкенским массивом; текстура – сланцеватая, полосчатая, реже узловатая.

Геохимические составы пород нижней подтолщи почти не отличаются от таковых пород того же состава других подтолщ силурийского разреза района. Единственно можно отметить, что в парасланцах наблюдается несколько повышенные содержания элементов группы железа.

Плотность парасланцев нижней подтолщи колеблется от $2,44$ до $2,72$ г/см³ и в среднем равна $2,61$ г/см³, магнитная восприимчивость – от 6 до $135 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ, достигая в некоторых разностях туфосланцев $500 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ.

Средняя подтолща (S_{1vr_2}) соответствует южнотобольской толще, выделенной П. В. Лядским [33]. Узкой полосой протягивается в субмеридиональном направлении от долины р. Тобол до северного склона впадины озера Айке. В составе средней подтолщи преобладают эпидот-плагноклаз-роговообманковые (26 %), плагноклаз-роговообманковые (24 %) туфосланцы и плагноклаз-амфиболовые до плагноклаз-эпидот-хлоритовых ортосланцы и metabазальты (26 %), в подчиненном количестве находятся кварц-плагноклаз-биотитовые (10 %), биотит-кварц-плагноклазовые (4 %) и углисто-плагноклаз-биотитовые (2 %) парасланцы.

В поле силы тяжести площади распространения средней подтолщи располагаются в области отрицательных его значений. На картах остаточных аномалий ($H=500$ и $1\ 000$ м) эти площади выделяются узкими локальными повышениями до -10 мГал, на фоне от -40 до -60 мГал. Магнитное поле, создаваемое породами подтолщи, в основном положительное, реже резко дифференцированное, состоящее из поясов небольших положительных аномалий интенсивностью 40 – 70 нТл, резко выделяющихся на фоне с переменными значениями от -30 до $+30$ нТл.

На аэрофотоснимках породы средней подтолщи из-за перекрывающих их рыхлых отложений никак не выделяются и только на южном склоне долины р. Тобол, где участками последних отсутствуют, они имеют серый до светло-серого фототон с полосчатым рисунком.

Естественные разрезы средней подтолщи в районе отсутствуют. Наиболее полный ее разрез вскрыт скважиной № 15, с 152 м и до забоя ($309,7$ м). В этом интервале вскрыты в основном плагноклаз-роговообманковые и эпидот-плагноклаз-роговообманковые туфосланцы по туфам пироксен-плагнофириновых базальтов, реже metabазальты и сланцы по тефроидам того же минерального состава с прослоями в низах разреза биотит-кварц-полевошпатовых и плагноклаз-биотитовых сланцев по песчаникам и алевролитам.

Самый низ разреза средней подтолщи варненской толщи можно наблюдать в верхней части скважины № 16. Здесь под рыхлыми отложениями до глубины 38 м вскрыты эпидот-плагноклаз-роговообманковые сланцы по тефроидам. Средняя часть разреза толщи, судя по мелким картировочным скважинам, представлена теми же сланцами.

Мощность толщи в профиле скважин № 15–16, примерно, равна 250 – 300 м.

Преобладающие в разрезе эпидот-плагноклаз-роговообманковые сланцы в целом аналогичны по составу и текстурно-структурным особенностям туфосланцам мийлисайской толщи. Однако составы плагноклазов в них колеблются в более широких пределах: от 25 до 37 % анортитовой молекулы. Часто встречающиеся среди них полосы, зоны с ассоциацией альбит+хлорит+карбонат+серицит носят явно наложенный характер и связаны с более поздними процессами регрессивного метаморфизма и метасоматоза.

Химические составы туфосланцев и ортосланцев толщи относятся к составам основных пород с нормальной щелочностью, к натровому ряду, отличаются низкой железистостью и принадлежат, скорее всего, к известково-щелочной серии (табл. 2).

Плотность эпидот-плагноклаз-роговообманковых туфо- и ортосланцев колеблется от $2,75$ до $3,0$ г/см³, составляя в среднем $2,85$ г/см³, плагноклаз-биотитовых парасланцев – $2,67$ г/см³.

Магнитная восприимчивость варьирует от 20 до $292 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ.

Верхняя подтолща (S_{1vr_3}) в виде полосы шириной до 3 км протягивается в субмеридиональном направлении от урочища Расбай, на левобережье р. Тобол, на севере, до озера Айке, на юге.

Таблица 2

Средние химические составы вулканических и субвулканических пород

№ п/п	Название комплекса	Название толщи, комплекса, массива, породы	Кол-во ан.	Содержание в % (высушенное при 110 °С вещество)											
				SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ ^{ок}	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	п.п.п.
1	Варненская толща, средняя подтолща (S,vr ₂)	Эпидот-роговообманково-плагиоклазовые туфосланцы	3	49,98	1,24	15,22	3,56	8,67	0,22	5,95	8,34	2,7	0,34	0,04	3,28
2	Варненские субвулканические образования (vS,vr)	Роговообманковые габбро	6	50,84	0,67	15,59	3,04	5,7	0,15	7,69	9,73	2,88	0,28	0,06	3,49
3	Журманкольская толща (D ₂ žm)	Базальты	28	48,10	1,14	14,20	6,64	7,31	0,14	6,74	7,74	2,46	0,89	0,17	4,41
4	Кенгуссайская толща (C ₁ kn)	Метабазальты	5	46,08	3,06	12,82	6,02	9,42	0,22	6,40	6,69	3,65	0,67	0,38	4,20
5	Аккаргинская толща (C ₁ ak)	Дациты	5	65,92	0,53	15,38	2,22	2,37	0,09	1,64	2,98	1,91	3,8	0,12	2,7
		Риолиты	2	74,08	0,26	14,2	1,04	1,1	0,04	0,6	1,13	2,36	3,34	0,07	1,4
		Риодациты	5	70,68	0,39	14,22	1,77	1,04	0,04	0,73	2,09	2,2	4,4	0,11	2,14
		Андезиты	12	59,71	0,84	15,29	2,065	3,99	0,13	2,72	4,42	1,93	3,47	0,13	5
		Базальты	2	52,43	1,17	17,38	3,24	5,25	0,22	4,63	4,88	1,16	2,3	0,15	7,07

В составе подтолщи преобладают филлиты (21 %), сланцы кварц-биотит-плагиоклазовые (21 %), роговообманково-биотит-плагиоклазовые и роговообманково-плагиоклазовые (14 %), биотит-кварц-плагиоклазовые (16 %) с подчиненным количеством кварц-плагиоклаз-биотитовых (8 %), серицит-кварцевых, углисто-кварцевых и кремнистых (8 %), серицит-углистых и кварцево-углистых сланцев (4 %), мраморов (3 %).

В поле силы тяжести полоса развития пород верхней подтолщи располагается в области его отрицательных значений. На картах остаточных аномалий ($H=1\ 000$ м) она выражается цепочкой отрицательных аномалий интенсивностью от -15 до -40 мГал. Магнитное поле, создаваемое породами толщи, в основном отрицательное со значениями от -100 до -270 нТл, участками осложненное серией положительных небольших аномалий интенсивностью до $+1\ 300$ нТл. Последние связаны с телами серпентинитов, амфиболитов, прослоями плагиоклаз-амфиболовых сланцев и зонами метасоматитов. В южной части полосы развития толщи положительные аномалии занимают значительные площади, и поле приобретает переменный характер.

На аэрофотоснимках породы толщи на участках, где они выходят на поверхность, характеризуются серым, светло-серым фототонном обычно с тонкополосчатым рисунком.

Естественные разрезы верхней подтолщи в районе отсутствуют. Небольшие выходы ее пород встречены за пределами площади на левом склоне долины р. Тобол, у урочища Расбай. Здесь обнажаются углисто-кварцевые, углисто-кремнистые, углисто-серицит-кварцевые сланцы и углисто-кварцевые филлиты тонкослоистые, тонкополосчатые, собранные в систему мелких складок.

Наиболее полные разрезы толщи вскрыты скважинами № 12, 13, 14, 15 [33]. Самый низ разреза вскрыт скважиной № 15, в интервале 52–152 м. Здесь на породах средней подтолщи согласно залегает (88–152 м) пачка тонко переслаивающихся кварц-плагиоклаз-биотитовых, кварц-биотит-плагиоклазовых сланцев о прослоями кварцево-углистых, серицит-углистых, углисто-кварц-серицитовых, углисто-серицито-кварцевых, реже плагиоклаз-биотит-роговообманковых сланцев и мраморов. Выше ее (52–88 м) залегает пачка тонкослоистых филлитов, углистых филлитов, углисто-кварцевых, кварцево-углистых, биотит-кварцево-углистых сланцев. Примерно, такого же состава пачка, но со значительным количеством кварц-плагиоклаз-биотитовых, плагиоклаз-биотит-углистых и углисто-биотитовых сланцев наблюдается и в верхней части (54–149 м) скважины № 14, расположенной в 700 м западнее скважины № 15. Нижняя часть разреза этой скважины (149–253,6 м) ближе по набору пород к интервалу 88–152 м скважины № 15, но отличается частым появлением горизонтов гранат-кварцевых, гранат-плагиоклаз-кварцевых сланцев среди кварц-гранатовых филлитов. Судя по общему западному падению, разрез скважины № 14 наращивается породами скважины № 13 и 12.

В скважине № 13 под серпентинитами, в интервале 82–112 м, вскрыт горизонт мощностью 30 м биотит-кварцевых филлитов, ниже (112–312 м) сменяющийся частым переслаиванием кварц-биотит-плагиоклазовых, роговообманково-биотит-плагиоклазовых, роговообманково-плагиоклазовых и плагиоклаз-роговообманковых сланцев с редкими горизонтами углистых филлитов.

В скважине № 12 вскрыто однообразное тонкое переслаивание биотит-кварц-плагиоклазовых, серицит-кварц-плагиоклазовых сланцев, филлитизированных песчаников, алевролитов, кварцевых и углистых филлитов с редкими горизонтами мраморов и маломощными (до 5 м) телами серпентинитов. В самом низу, в интервале 280–312,9 м разрез скважины становится близким к разрезу скважины № 13.

Мощность верхней подтолщи, по данным указанных скважин, достигает 600–700 м. Однако, учитывая то, что с запада толща оборвана разломом и не наблюдается ее верхняя часть разреза, мощность ее может оказаться на много большей.

Слюдисто-кварц-плагиоклазовые парасланцы верхней подтолщи близки к таким же сланцам нижележащих подтолщ и отличаются от них меньшей степенью перекристаллизации кварца и плагиоклаза, наличием бластопсаммитовых структур и переходами в филлитизированные и биотитизированные кварц-полевошпатовые песчаники и алевролиты. В последних, наряду с плагиоклазом, представленным олигоклазом, реже альбитом и альбит-олигоклазом, встречается занозистый и шахматный альбит, антипертит, реже пертит и калинатровый щелочной полевошпат. В гранатсодержащих разностях отчетливо выражена порфиробластовая структура, обусловленная присутствием в разных количествах относительно крупных изометричных зерен граната. Филлиты весьма разнообразны по составу. Чаше встречаются углистые, кварцевые и углисто-кварцевые филлиты, реже кварц-полевошпатовые, биотитовые и гранатовые.

Широко развитые в верхах скважин № 14 и 15 углисто-(графитисто)-кварцевые, углисто-серицит-кварцевые и серицит-кварцевые до чисто кварцевых сланцы обладают микроагрегат-

ным строением, тонкой полосчатостью и явно образовались по кремнистым тонкослоистым породам.

Плагиоклаз-амфиболовые сланцы в основном близки к подобным сланцам нижележащей средней подтолщи. В них отчетливо видны реликты обломочных структур, реликты порфиро-класт плагиоклаза, амфиболитизированного пироксена и деформированных витрокласт основного состава, замещенных волокнистым или тонкошестоватым амфиболом. Последний представлен зеленой, реже сине-зеленой роговой обманкой и актинолитом. Плагиоклаз в туфосланцах обычно представлен новообразованным андезином № 30–37.

Плотность преобладающих в разрезе подтолщи кварц-биотит-плагиоклазовых сланцев в среднем равна $2,66 \text{ г/см}^3$, филлитов – $2,60 \text{ г/см}^3$, филлитизированных песчаников и алевролитов – $2,58 \text{ г/см}^3$, менее распространенных амфибол-плагиоклазовых сланцев – $2,85 \text{ г/см}^3$. Магнитная восприимчивость парасланцев и метапесчаников колеблется от 10 до $50 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ, амфибол-плагиоклазовых туфосланцев – от 40 до $160 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ.

В биотит-углистых сланцах по углистым аргиллитам скважины № 12, с глубины 66 м Т. М. Мавринской были выделены хитинозои плохой сохранности, которые, по ее предварительному заключению, распространены в силуре, в венлоке–пржидоле [33].

Юго-западнее описываемой площади, в районе верхнего Прииргизья (листы М-41-49-Б, Г и 50-А, Б, В, Г) в аналогичных разрезах были обнаружены микрофоссилии, типичные для венлока–лудлова [33]. На основании этих данных и в соответствии с серийной легендой возраст варненской толщи определяется как раннесилурийский.

ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМА

На площади листа М-41-VIII с клапаном М-41-II представлена жетыкольской, кундыбаевской, журманкольской, блакской и аулиетасской толщами.

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Жетыкольская толща ($D_1^{\text{жт}}$) широко распространена в южной части площади и представлена метаморфизованными в различной степени metabазальтами и аповулканогенными сланцами. На сопредельной территории указанные образования Алексеевым В. Л. были отнесены к амфиболитовой толще с неопределенной, широкой возрастной принадлежностью, от раннего ордовика до раннего девона [12].

На картах локальных аномалий силы тяжести (с $H=2$ км) площади развития жетыкольской толщи характеризуются положительными аномалиями интенсивностью 10–20 мГал. Магнитное поле на этих площадях в основном спокойное пониженное.

Среди пород толщи преобладают metabазальты, амфибол-плагиоклазовые, плагиоклаз-амфиболовые, плагиоклаз-хлоритовые туфосланцы и ортосланцы по базальтам. Среди этих сланцев встречаются прослои мощностью до 15 м биотит-плагиоклазовых с хлоритом, амфиболом парасланцев, редко метариодацитов. Часто в сланцах встречаются реликты порфировых структур и миндалекаменных текстур, указывающих на образования их по миндалекаменным пироксен-плагиофировым базальтам. Широко развиты сланцы с реликтовой обломочной структурой, образовавшиеся по гиалокластитам, туфам, тефроидам и пирокласто-осадочным породам основного и редко кислого состава.

Мощность жетыкольской толщи, по геологическим данным, более 600 м, по геофизическим – до 1 000 м.

Для пород толщи характерен интенсивный метаморфизм с образованием минеральных ассоциаций, состоящих из актинолита, хлорита, эпидота, цоизита, альбита, кварца, серицита, лейкоксена и пирита, отвечающих условиям фации зеленых сланцев.

Метаморфизованные вулканогенные образования жетыкольской толщи принадлежат к metabазальтовой субформации базальт-риолитовой формации.

В легенде Южно-Уральской серии листов ГК-200 раннедевонский возраст жетыкольской толщи принят, со значительной долей условности, на основании находок хитинозой плохой сохранности западнее описываемой площади [12].

Кундыбаевская толща ($D_1^{\text{кд}}$) широко развита в южной части листа М-41-VIII и составляет небольшой вытянутый в субмеридиональном направлении тектонический блок у северной границы площади. В ее составе преобладают сланцы углисто-кремнистые филлитизированные, графитисто-кварцевые, слюдяно-кварц-полевошпатовые, филлиты графитисто-кварцевые, полевошпат-кварцевые, метаалевролиты, метапесчаники. Мощность толщи достигает 700–800 м.

На космо-аэрофотоснимках образования толщи отличаются отчетливо проявленным тонкополосчатым рисунком, связанным со слоистостью и сланцеватостью. На картах локальных гравиметровых аномалий ($H=2$ км) площади распространения толщи характеризуются отрицательными аномалиями интенсивностью до 30 мГал. Магнитное поле в пределах этих площадей отличается низкими значениями, от -100 до -260 нТл. Электропроводимость пород колеблется от 3 до 200 Ом·м и зависит от содержания в них графитизированного углистого вещества, пирита и пирротина.

В нижней части разреза толщи преобладают филлиты, часто графитистые, графитизированные углисто-кремнистые, филлитизированные глинисто-кремнистые сланцы, углеродистые метаалевролиты и метапесчаники, углеродисто-карбонатные сланцы. Углеродистые разности пород в этой части разреза составляют 25–30 %. В верхней части разреза преобладают слюдяно-кварц-плагиоклазовые сланцы, метапесчаники и метаалевролиты преимущественно полимиктового и вулканомиктового состава.

Породы кундыбаевской толщи претерпели зеленосланцевый метаморфизм, минеральные ассоциации которого состоят из серицита, кварца, олигоклаза, хлорита, биотита.

В геохимических составах пород кундыбаевской толщи наблюдается некоторое увеличение концентраций в низах разреза Cu, Zn, Ag, Mo, свидетельствующее о признаках гидротермально-метасоматического колчеданного рудообразования.

Раннедевонский возраст кундыбаевской толщи при составлении легенды Южно-Уральской серии ГК-200 принят в связи с согласным залеганием ее на отложениях жетыкольской толщи и присутствием в ее разрезе западнее описываемой площади редких залежей натровых метариолитов и метариодацитов, близких по составу к кислым вулканитам верхней части разреза жетыкольской толщи [12, 54].

СРЕДНИЙ ОТДЕЛ

Журманкольская толща ($D_2\dot{z}m$) развита сравнительно широко. Отложения ее отмечаются в южном и северном экзоконтактах Коскольского массива, обнажаясь в районе поселков: Озерный, Полевой, Кос-Коль. Еще один участок развития этой толщи закартирован в окрестностях пос. Блак.

На карте локальных аномалий выходы пород толщи фиксируются контрастными положительными аномалиями в 30–50 мГал, которые однозначно интерпретируются как связанные с поверхностными объектами. Магнитное поле над толщей обычно отрицательное, от -100 до -400 нТл. Обнаженность толщи сравнительно хорошая.

Нижняя часть толщи представлена афировыми, реже пироксен-плагиофировыми базальтами, андезибазальтами со стекловатой основной массой, в которой в разном количестве развивается агрегат вторичных минералов: хлорит, эпидот, амфибол (актинолит), лейкоксен.

Среди лав встречаются горизонты мелкообломочных туфов того же состава. Вулканиты толщи довольно часто в той или иной степени ороговикованы.

В верхней части толща имеет более пестрый состав. Наряду с преобладающими афировыми и порфиловыми андезибазальтами и базальтами и их туфами, появляются андезиты миндалекаменные, ошлакованные. Они представлены афировыми и порфиловыми плагиоклазовыми разностями и их туфами. Количество прослоев туфов, их мощность и размерность обломков кверху увеличивается. Появляются экструзии дацитов, риодацитов и горизонты их туфов. В жерловых фациях выделяются игнимбритоподобные, пемзовые, спекшие туфы. На удалении от вулканических центров в разрезе толщи появляются прослои слоистых туфогенно-осадочных и осадочных пород (песчаников, конгломератов с редкими линзами известняков). Мощность журманкольской толщи 800–1 000 м.

Вулканиты журманкольской толщи сопровождаются обильной субвулканической фацией. В составе ее выделяются андезибазальты, андезиты, дациты, риолиты и гранодиорит-порфиры.

Субвулканические породы являются аналогами соответствующих вулканитов и отличаются от них лишь более высокой степенью раскристаллизации основной массы и более частыми вкрапленниками плагиоклаза, пироксена и роговой обманки. Образуют локальные изометричные или линейные дайкообразные тела. Наиболее часто они встречаются в районе пос. Блаки.

По внешнему облику и особенно при микроскопическом изучении вулканиты журманкольской толщи отличаются от сходных по составу пород жетыкольской толщи меньшей степенью вторичных изменений, ограниченных минеральным парагенезисом низкотемпературной пропилитизации, и меньшими масштабами динамометаморфизма. Рассланцевание пород носит здесь локальный характер и приурочено к узким тектоническим зонам.

Возраст толщи определяется как среднедевонский на основании находок лилий *Cupressocrinites cf. planus* Schew. в обломках известняка, в туфах верхней части ее разреза [28].

ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

Блакская толща (D_3bl) развита незначительно в южном и северном обрамлении Коскольского массива, в пределах Блакской и Журманкольской вулкано-тектонических депрессий.

В составе толщи преобладают глинистые, углисто-глинистые сланцы, кварцевые алевролиты и песчаники на углисто-кремнистом цементе. Участками встречаются конгломераты, гравелиты, конглобрекчии и микститы, состоящие из обломков, таких же как в толще, сланцев, алевролитов и песчаников. Редко в них встречаются обломки вулканитов и интрузивных пород коскольского комплекса. Мощность толщи – 300–500 м.

Слоистость пород изменяется от тонкой при ритмичном строении толщи до грубой – в пачках конгломератов и гравелитов.

Отложения блакской толщи часто рассланцованы и сильно окварцованы, вплоть до образования слюдяно-кварцевых сланцев и кварцитов.

Взаимоотношения блакской толщи с нижележащими вулканогенными отложениями изучены в нескольких местах на севере, в Блакской депрессии. Наличие в низах толщи горизонтов грубообломочных отложений с обломками подстилающих пород свидетельствует о трансгрессивном залегании вышележащих осадков, отложению которых предшествовал размыв. Однако встречаются участки, где мелкообломочные отложения толщи (песчаники, алевролиты) залегают без видимого размыва и несогласия на пирокласто-осадочных породах верхней части разреза журманкольской толщи [51].

Возраст блакской толщи определен по находкам раннефранской фауны кораллов: *Macgeea multizonata* (Reed), *Thamnopora boloniensis* (Goss.), *Scolinopora naissim* Lec., *Gladopora cf. vermicularis* McCoy, *Phillipsastera* Sedwick, *Thamnophyllum monozonatum* Soshk. и брахиопод: *Atrypa uralica* Nal., *Eoreticularia cf. pachirhynelli* (Vern.), *Schizophoria cf. striatula* Schloth. В песчаниках выявлены споры верхнего девона.

Аулиетасская толща (D_3al) развита локально на листе М-41-II, в междуречье рр. Кайракты и Тобола.

Терригенные отложения толщи слагают здесь небольшие мульды, очертания которых наследуют структуру нижележащих франских песчано-глинистых отложений.

Состав толщи довольно простой: кварцевые песчаники, алевролиты, конгломераты, глинистые сланцы, аргиллиты, реже встречаются серицит-глинистые и филлитизированные глинистые сланцы. Для пород характерна разноцветная окраска: бордовая, лиловая, розовато-бурая, реже встречаются породы белого, светло-зеленого цвета. Иногда терригенные отложения окварцованы, превращены в мелкозернистые кварциты. Мощность толщи около 500–600 м.

Взаимоотношения описываемой толщи с подстилающими франскими отложениями изучены в нескольких местах на смежных территориях и в пределах площади листа М-41-II. Нижний контакт толщи несогласный, отражающий структурную перестройку предшествующую ее отложению. О трансгрессивном залегании фаменских образований свидетельствует наличие горизонтов конгломератов, содержащих гальки подстилающих вулканогенных и осадочных пород.

Фаменский возраст аулиетасской толщи определен на основании находок растительных остатков: *Protodendron prigorovski* Zal., *Sphenophyllum tenerrimum* Ett., *Lepidodendron cf. acuminatum* (Goepf.), сделанных за северной границей области, северо-западной хромитового рудника Аккарга К. И. Дворцовой.

Литологический состав, красноцветный характер и наличие растительных остатков указывает на континентальный (континентально-прибрежно-лагунный) характер отложений аулиетасской толщи.

ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМА, ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ – КАМЕННОУГОЛЬНАЯ СИСТЕМА, НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Ащисуйская толща ($D_3-C_1a\check{s}$) развита в верховьях балки Мийлисай и на водоразделе ее с р. Ащису, в ядрах антиклиналей высокого порядка. Представлена она песчаниками (36 %) и алевролитами (18 %), сланцами глинистыми, углисто-глинистыми филлитизированными (18 %), филлитами углисто-кварц-полевошпатовыми (14 %), с подчиненным количеством сери-

цит-углистых, кварцево-углистых, чисто углистых (5 %), углисто-известковистых (3 %) сланцев и прослоев конгломератов, известняков, реже базальтов и андезитов.

В поле силы тяжести площади развития пород ащисуйской толщи располагаются, как и все комплексы района, в глубоком Зауральском минимуме. На картах остаточных аномалий ($H=1\ 000$ м) они выделяются контрастными отрицательными аномалиями интенсивностью до 3,5 мГал [44].

Магнитное поле в пределах развития пород толщи отрицательное, от -120 до -500 нТл. На аэрофотоснимках из-за рыхлых покровных отложений породы толщи никак не выделяются.

Разрез ащисуйской толщи вскрыт скважиной № 10 и целым рядом мелких картировочных скважин [32, 33]. В скважине № 10, в интервале 151,2–311 м, вскрыты в различной степени филлитизированные мелкозернистые песчаники, часто алевритистые, алевролиты с горизонтами филлитов, углистых филлитов, филлитизированных глинистых сланцев, алевропелитов, редко кремнистых, углисто-кремнистых, углисто-известковистых и кварцево-углистых сланцев. Слоистость весьма тонкая, мощность отдельных прослоев колеблется от 1 до 10 см. Неполная мощность толщи, по данным бурения, достигает более 250 м.

Широко развитые в разрезе толщи филлитизированные песчаники и алевролиты имеют в основном кварц-полевошпатовый состав. Полевой шпат представлен альбитом, альбит-олигоклазом, реже антипертитом и щелочным калиево-натриевым полевым шпатом, в разной степени замещенным альбитом. Цемент в них поровый до базального, представлен алевритовым материалом того же состава, интенсивней перекристаллизован, серицитизирован, карбонатизирован с лепидогранобластовой структурой и отчетливо выраженной сланцеватостью и микроплочатостью.

Филлиты весьма разнообразны по составу. Среди них выделяются чисто серицитовые разновидности, углистые, полевошпат-кварцевые и кварц-полевошпатовые. Две последние разновидности часто имеют бластоалевритовую, бластоалевропелитовую структуру и иногда постепенно переходят в филлитизированные алевропелиты.

Средняя плотность филлитизированных песчаников – $2,62$ г/см³, алевролитов – $2,66$ г/см³, филлитов – $2,63$ г/см³, углистых филлитов – $2,67$ г/см³, магнитная восприимчивость пород толщи в основном колеблется в пределах $5-300 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ.

Данных о возрасте ащисуйской толщи в районе явно недостаточно. В скважинах № 10 и 21 породы ее согласно перекрываются вулканогенными и вулканогенно-осадочными образованиями вышележащей кенгуссайской толщи. На контакте наблюдается лишь слабое дробление, осветление, окварцевание пород и насыщение линзочками кварца. Нижняя граница толщи отсутствует, т. к. оборвана разломом регионального характера. Южнее изученного района, в восточном Прииргизье и юго-западном Тургае, по данным казахских геологов (Дербенев и др., 1976ф; Черноок, 1983ф; Аношин и др., 1936ф), отложения толщи несогласно и с размывом залегают на подстилающих породах и в них найдены комплексы миоспор фамена–раннего турне.

На основе находок органических остатков на сопредельных территориях в серийной легенде толща отнесена к фаменскому ярусу–верхнему подъярусу турнейского яруса.

Мощность ее до 2 500 м.

КАМЕННОУГОЛЬНАЯ СИСТЕМА

Образования каменноугольной системы слагают Аккаргино-Шалкарскую синклираль и занимают большую часть описываемой площади. Среди них выделяются три толщи: кенгуссайская, тущесайская и аккаргинская.

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Кенгуссайская толща (C_{1kn}) на площади работ слагает три полосы субмеридионального простирания. Первая, самая западная из них, протягивается через всю территорию от слияния рр. Ащысу (Аккарга) и Тобола, на севере, до верховьев Бол. Кенгуссай, на юге, уходя в обоих направлениях за пределы района. Ширина ее колеблется от 1 до 4 км, увеличиваясь в южном направлении.

Вторая полоса, расположенная восточнее, начинается в верховьях Бол. Мийлисай, протягивается в том же направлении до р. Тобол, при этом постепенно тектонически выклиниваясь. Ширина ее меняется от 1,5 до 0,28 км.

Изолированно от указанных полос расположена третья полоса развития пород толщи. Она начинается у озера Довлетколь и протягивается в южном направлении через верховья балки Теренсай за пределы района. Ширина ее колеблется от 0,5 до 2 км.

Небольшие участки развития пород толщи распространены также в районе озера Батпакты, где они слагают ядра антиклиналей высоких порядков.

Кенгуссайская толща состоит из метабазальтов, туфосланцев, метатефroidов, метатуффигов, аповулканогенных сланцев: эпидот-альбит-хлоритовых, хлорит-эпидот-альбитовых, хлорит-альбит-актинолитовых, эпидот-актинолит-альбитовых, актинолит-эпидот-альбитовых, эпидот-альбит-актинолитовых, с прослоями эпидот-биотит-альбитовых, эпидот-альбит-биотитовых сланцев и углисто-кварцевых филлитов. Зеленые сланцы образовались по следующим породам: базальтам – 43 % (включая метабазальты), туфоалевролитам и туфоалевропелитам – 18 %, тефрогенным алевролитам и песчаникам – 15 %, базальтовым гиалокластитам – 13 %, гиалокластитовым тефроидам псаммитовой размерности основного состава – 8 %, туфам пироксен-плаггиофировых базальтов псаммитовой размерности – 5 %.

В поле силы тяжести площади развития пород толщи характеризуются наиболее высокими значениями положительных аномалий. Самая контрастная и выдержанная по простиранию аномалия (Кенгуссайская) в трансформированном поле ($H=500$ и $1\ 000$ м) расположена в центральной части листа М-40-VIII. Интенсивность ее меняется с севера на юг от 0,5 до 6 мГал. Значения Δg других аномалий не превышают 4 мГал [44]. В магнитном поле с указанными аномалиями совпадают контрастные положительные аномалии ΔT интенсивностью от 100 до 1 500 нТл.

На аэрофотоснимках площади развития пород толщи на участках с выходами кор выветривания на дневную поверхность, характеризуются светло-серым фототонном с полосчатым рисунком.

Естественные разрезы толщи отсутствуют. Небольшой выход ее пород наблюдается в обрыве левого берега р. Тобол, в 1 600 м выше устья р. Ащису. Здесь на протяжении 200 м обнажаются эпидот-хлорит-полевошпатовые, полевошпат-хлоритовые сланцы серо-зеленого цвета мелкозернистые до микрозернистых с бластопсаммитовой до бластоалевропелитовой структурой и плоскопараллельной текстурой. В породах видны реликты гиалокластики основного состава и слабовыраженной слоистости, падающей на северо-запад $275-285^\circ$, под углами $50-70^\circ$. Сланцы образовались, скорее всего, по хорошо отсортированным гиалокластитовым тефроидам от псаммитовой до алевропелитовой размерности.

Более полные разрезы толщи можно наблюдать в структурных скважинах № 9, 10, 11 и др. [33]. Нижняя часть ее разреза вскрыта в скважине № 10. В скважине на филлитизированных песчаниках нижележащей ащисуйской толщи залегают кремнистые сланцы (151–152 м), сменяющиеся выше альбит-хлоритовыми, эпидот-биотит-хлоритовыми, биотит-эпидот-актинолитовыми, эпидот-альбит-актинолитовыми сланцами по тефроидам и туфам пироксен-плаггиофировых базальтов псаммитовой размерности (142,5–151 м). Еще выше залегают эпидот-актинолит-альбитовые и альбит-эпидот-хлоритовые с актинолитом сланцы по базальтам (134,8–142,5 м). Далее вверх по разрезу идет переслаивание сланцев, примерно, того же минерального состава по туфам, гиалокластитам, гиалокластитовым тефроидам, туфоалевролитам основного состава и базальтам (100–134,8 м). В самом верху разреза скважины (56–100 м) вскрыты метабазальты и сланцы по ним, состоящие из хлорита, актинолита, альбита, эпидота с примесью биотита, сфена, ильменита и магнетита.

Предположительно, средняя часть разреза толщи вскрыта в восточной полосе ее развития скважиной № 11. Она состоит из переслаивания эпидот-альбит-актинолитовых, альбит-хлорит-актинолитовых, альбит-хлоритовых, магнетит-альбит-хлоритовых, эпидот-хлорит-альбитовых, эпидот-альбит-биотитовых, плаггиоклаз-биотитовых, магнетит-альбит-биотитовых сланцев по туфоалевролитам, туфопесчаникам, тефрогенным алевролитам, гиалокластитам, базальтам. Реже встречаются прослой мощностью от 1,8 до 4 м филлитов, плаггиоклаз-биотитовых, кварц-серицит-полевошпатовых сланцев и филлитизированных песчаников и алевролитов, количество которых возрастает к забою.

Мощность вскрытого скважиной разреза толщи составляет 270 м.

Верхняя часть разреза кенгуссайской толщи в восточной полосе вскрыта в скважине № 9. В ней с глубины 157–161,2 м наблюдаются сначала породы тушесайской толщи, представленные филлитизированными песчаниками, алевролитами с прослоями мощностью от 0,2 до 1,8 м серо-зеленых до темно-зеленых эпидот-актинолитовых и альбит-хлоритовых сланцев по гиалокластитовым тефроидам от псаммитовой до алевропелитовой размерности и туфопелитам. Ниже, до забоя скважины (311,5 м) вскрыт разрез кенгуссайской толщи, состоящий из переслаивания альбит-хлоритовых, эпидот-альбит-актинолитовых, эпидот-хлоритовых, эпидот-актинолит-

альбитовых, эпидот-актинолит-хлоритовых, реже эпидот-биотит-альбитовых сланцев и метабазальтов. Сланцы в основном по гиалокластитам, тефроидам и туффитам. Среди них, в интервале 175–200,4 м, встречен горизонт филлитизированных песчаников, алевролитов, алевропелитов с прослоями филлитов и углисто-известковистых сланцев с обрывками микрофауны.

О разрезе кенгуссайской толщи западной полосы можно судить только по данным мелких картировочных скважин. В северной части этой полосы, до широты балки Мийлисай, разрез толщи мало отличается от ее разреза в восточной полосе. В нем только отсутствуют горизонты осадочных пород и в несколько больших количествах присутствуют метабазальты. Южнее количество последних в разрезе возрастает и они часто сопровождаются довольно крупными телами метаморфизованных габбродолеритов. Еще южнее, начиная от балки Тущесай и до верховьев балки Кенгуссай, метабазальты и ортосланцы по ним преобладают в разрезе. Здесь они, видимо, слагают лавовую постройку типа щитового вулкана с телами габбродолеритов, наиболее широко развитых у южной границы площади. Среди метабазальтов, скорее всего, на склонах постройки встречаются горизонты эпидот-альбит-актинолитовых и эпидот-альбит-хлоритовых сланцев по туфам и тефроидам пироксен-плагиофировых базальтов, туфопесчаникам и известнякам. В центральной зоне постройки скважиной № 334 Кенгуссайской партии [27] вскрыты туфы и лавы риолитов, перекристаллизованные до сланцев. В верховьях балки Тущесай в отдельных скважинах были встречены дациты, андезидациты и андезиты экструзивно-лавовой и лавокластической фации.

В пределах других площадей развития толщи (в верховьях Бол. Теренсай, у оз. Батпакты и др.) разрез ее близок к разрезам, описанным в долине р. Тобол и в верховьях балки Мийлисай.

Мощность кенгуссайской толщи меняется от 300 м на севере до 700 м на юге, в верховьях Бол. Кенгуссай, в целом, видимо, увеличиваясь к центрам извержений с крупными лавовыми постройками до 1 000 м. Мощности толщи до 3–4 км, полученные по геофизическим данным, скорее всего, явно завышены из-за принятой при расчетах заниженной ($0,1 \text{ г/см}^3$) избыточной плотности ее пород, которая в действительности, по многочисленным замерам, не ниже $0,2 \text{ г/см}^3$ [33, 44].

Зеленые сланцы, слагающие основную часть разреза толщи, по минеральному составу довольно однообразны. В них в разных соотношениях присутствуют альбит (№ 2–6), актинолит (или уралит), эпидот, хлорит, в подчиненных количествах встречаются магнетит, ильменит, сфен, биотит, серицит. Довольно часто указанная ассоциация замещается более высокотемпературной, состоящей из биотита, иногда роговой обманки, более крупнозернистого сильно железистого эпидота и крупнокристаллического идиоморфного магнетита, изредка олигоклаза и апатита. Последняя, в свою очередь, замещается хлоритом, серицитом, карбонатом, кварцем, иногда в ассоциации с сульфидами. Изучение большого объема керн многочисленных скважин, пробуренных в полосах развития кенгуссайской толщи, и петрографических описаний шлифов, взятых из пород толщи, позволяют считать, что характер и степень метаморфизма их такие же как в породах нижележащей ащисуйской и вышележащей тущесайской толщ. Минеральные ассоциации всех этих толщ относятся к фации зеленых сланцев регионального метаморфизма, и их разнообразие определяется только первичным составом пород. Во всех толщах, слагающих Аккаргино-Шалкарскую синклиналь, широко развиты процессы рассланцевания, филлитизации и перекристаллизации пород в различные сланцы, которые происходили в условиях умеренных давлений. Высокобарические ассоциации с глаукофаном, которые, по данным А. П. Козака, были выявлены в этой зоне смятия, в пределах изученной площади (и севернее, в разрезе р. Тобол) не встречены.

Химические составы метаморфизованных вулканогенных пород толщи по содержанию кремнезема делятся на две группы: первая из них недосыщена кремнеземом (47–50 %), вторая более обогащена им (51–62 %) (табл. 2). По содержанию щелочей обе группы состоят в основном из нормальных базальтов и андезитов, и только несколько анализов из первой группы относятся к субщелочным. По соотношению щелочей все они относятся к натровой и частично калиево-натровой сериям. Большинство составов первой группы характеризуется высокими содержаниями элементов группы железа и отчетливо выраженным толеитовым трендом дифференциации. В составах второй группы более ярко выражены известково-щелочной тренд фракционирования [33].

Плотность пород толщи меняется от $2,75$ до $3,02 \text{ г/см}^3$ и в среднем равна $2,91 \text{ г/см}^3$, магнитная восприимчивость колеблется от 21 до $8\,260 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ, преимущественно от 920 до $7\,400 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ.

Кенгуссайская толща согласно залегает на ащисуйской и также согласно с переслаиванием перекрывается тущесайской, в которой встречаются прослои известняков с микрофауной ви-

зейского облика. На основе этих данных возраст кенгуссайской толщи, с некоторой долей условности, принят как позднеурнейский.

Тущесайская толща (C₁tš) выделена впервые П. В. Лядским в 1988 г. [33]. В ее состав включена выделенная им же батпактинская толща. Образования тущесайской толщи слагают большую часть площади Аккаргино-Шалкарской синклинали, образуя в ее пределах две полосы. Западная из них при ширине 1–5 км протягивается в субмеридиональном направлении от долины Бол. Кенгуссай до верховьев Бол. Мийлисай, и после небольшого перерыва, до долины р. Тобол, уходя за пределы северной границы РФ. Вторая полоса, развитая западнее и южнее оз. Айке, при ширине более 15 км на юге, к северу сужается до 1,2 км в долине р. Тобол.

В составе тущесайской толщи преобладают конгломераты, песчаники, алевролиты, аргиллиты, сланцы глинистые, углисто-глинистые углистые филлиты, микститы, в подчиненном количестве находятся туфы и лавы от основного до кислого состава, известняки и сланцы по туффи-там.

На картах остаточных аномалий поля силы тяжести (N=500, 1 000 м) [44] породы толщи образуют в основном отрицательные аномалии интенсивностью 0,25–0,5 мГал. Участками они осложнены небольшими положительными аномалиями до 0,75 мГал, связанными с локально развитыми вулканитами основного состава. Южнее Бол. Тущесай площади развития пород толщи характеризуются в основном положительными значениями поля силы тяжести – от 0,25 до 1 мГал. Причиной этому может служить общее увеличение в ее разрезе вулканитов основного состава или влияние тяжелых масс неглубоко залегающих в этом секторе отложений кенгуссайской толщи [44].

Магнитное поле, создаваемое породами тущесайской толщи, носит в основном отрицательный характер со значениями от –20 до –140 нТл. Южнее оз. Айке оно становится переменным, а западнее оз. Батпакты – даже положительным (до +120 нТл).

На аэрофотоснимках, на площадях развития кор выветривания по породам толщи наблюдаются светло-серые и серые фототона с тонкополосчатым рисунком.

Естественные разрезы тущесайской толщи в описываемом районе отсутствуют. Разрез толщи изучен по опорным структурным скважинам № 6, 7, 8 и многочисленным мелким картировочным скважинам [33].

Наиболее полный разрез толщи вскрыт скважиной № 8 (глубина 523,8 м). В ней под глинами коры выветривания, начиная с 70 м, вскрыты:

- 70–84,5 м – углисто-глинистые органогенные известняки;
- 84,5–112 м – известняки брекчиевидные тонкодетритовые;
- 112–183 м – известняки тонкодетритовые до пелитоморфных, участками брекчиевидные, с прослоями до 5 м углисто-глинистых известняков;
- 183–186,0 м – обломочные известняки, переслаивающиеся с известняковыми конгломератами, гравелитами на гематит-карбонатном цементе;
- 184–194,8 м – известняки тонкодетритовые, участками брекчиевидные;
- 194,8–218,5 м – обломочные известняки, переходящие участками в известняковые брекчии, конгломераты на гематит-карбонатном цементе;
- 218,5–226,7 м – конгломераты до гравелитов с обломками кварцитов, кварцитов на углисто-глинистом цементе;
- 226,7–256 м – песчаники полевошпат-кварцевые мелкозернистые ритмично-слоистые с прослоями от 1 до 100 см углистых филлитов и микститов;
- 256–340 м – микститы конгломератовидные до гравелитистых с обломками микрокварцитов, окварцованных и серицитизированных алевролитов, алевропелитов, реже риолитов, андезитов, дацитов и их туфов;
- 340–350,7 м – глинисто-известковистые сланцы и известняки серицитизированные и окварцованные до микрокварцитов;
- 350,7–368,2 м – микститы, аналогичные интервалу 256–340 м, со следами оползневых текстур;
- 372,6–413,5 м – конгломератовидные микститы с прослоями песчаников;
- 413,5–441,6 м – песчаники среднезернистые кварцевые, реже полевошпат-кварцевые филлитизированные;
- 441,6–461,5 м – конгломератовидные микститы с прослоями (0,1–0,5 м) или их фрагментами, углисто-глинистых известняков;
- 461,5–522,4 м – туфы риолитов, риодацитов витрокластические со следами спекания и течения, псаммитовой размерности, сильно серицитизированные, окварцованные с вкрапленностью турмалина и тонкокристаллического пирита, с прослоями (0,1–4 м) филлитизированных алевролитов и углистых филлитов;
- 522,4–523,8 м – конгломератовидные микститы с матриком, представленным углистыми филлитами.

Выше и ниже разрез скважины № 18 наращивается в основном углистыми филлитами с прослоями филлитизированных алевролитов и песчаников. Неполная мощность вскрытого здесь разреза тущесайской толщи, ограниченного снизу разломом, достигает 800 м.

В скважине № 7 под вулканогенно-осадочным разрезом аккаргинской толщи вскрыты породы тущесайской толщи, представленные песчаниками мелко- и среднезернистыми полевошпат-

кварцевыми и кварц-граувакковыми с обломками андезитов, дацитов. Среди песчаников встречаются прослои микститов, конгломератов и филлитизированных углистых алевропелитов.

В целом описанный тип разреза толщи характерен для всей северной половины площади. В долине р. Тобол в нем несколько меньше известняков и чаще появляются горизонты лав спилитовидных метабазальтов.

Южнее, в долине Бол. Тушесай, в разрезе резко преобладают песчаники от кварцевого до кварц-полевошпатового и кварц-полевошпат-грауваккового состава. В основании его здесь часто встречаются невыдержанные горизонты мощностью от 1 до 5 м метариолитов, филлитов, метабазальтов и туфосланцев эпидот-альбит-хлоритового состава.

Еще южнее, в долине Бол. Кенгуссай, в разрезе толщи песчаники, филлиты и филлитизированные углисто-глинистые, углисто-глинисто-кремнистые сланцы находятся, примерно, в равных количествах.

В верховьях Бол. Теренсай, в разрезе в большом количестве появляются горизонты микститов, лав плагиофировых андезитов, спилитовидных и миндалекаменных метабазальтов.

Плотность песчаников и алевролитов толщи в среднем равна $2,68 \text{ г/см}^3$, углистых филлитов – $2,70 \text{ г/см}^3$, микститов – $2,69 \text{ г/см}^3$, метабазальтов – $2,9 \text{ г/см}^3$, известняков – $2,71 \text{ г/см}^3$, туфосланцев – $2,76 \text{ г/см}^3$.

Магнитная восприимчивость пород толщи колеблется от 2 до $17 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ.

Мощность толщи – 800–1 400 м.

В углисто-глинистых известняках верхней части разреза скважины № 8, Постоялко М. В. определены фораминиферы: *Loeblichia cf. pseudoukrainica* Vdov., *Endothyra ex gr. latispiralis* Lip., *E. ex gr. parapriscia* Schlyk., *E. similis* Raus. et Reitl., *Globoendothyra cf. orelica* Vdov., *G. ex gr. globulus* (Eichw.), *Paraarchaediscus dubitabilis* Orl., *Tetrataxis aff. regularis* Brazhn., *Earlandia vulgaris* (Raus. et Reitl.), характерные для дружининского горизонта визейского яруса.

Аккаргинская толща (С₁ak) впервые выделена П. В. Лядским в 1998 г. [33]. Породы ее развиты в западной прибортовой части Аккаргино-Шалкарской синклинали. Здесь они в виде полосы шириной 2–5 км протягиваются от долины р. Тобол до верховьев Бол. Мийлисай, выклиниваясь на широте озера Батпакты. В южной части площади они развиты локально, в верховьях Бол. Кенгуссай и в районе пос. Первомайского.

На севере района в составе толщи можно выделить две подтолщи: нижнюю и верхнюю. Нижняя из них состоит в основном из вулканитов от основного до кислого состава, при резко подчиненном количестве осадочных пород. Верхняя, преимущественно осадочная, с незначительным количеством лав дацитов и риолитов.

На юге района аккаргинская толща представлена вулканогенно-осадочным разрезом, в котором вулканиты составляют, примерно, $\frac{1}{3}$ часть его мощности.

В поле силы тяжести площади, занимаемые вулканогенными породами нижней части разреза, выделяются на картах остаточных аномалий (Н=500, 1 000 м) положительными аномалиями интенсивностью 0,5–3,25 мГал, а площади развития осадочных пород верхней части – отрицательными (от 0,25 до 1,25 мГал). Площадям с нерасчлененными разрезами толщи в южной части района отвечают положительные аномалии Δg интенсивностью от 0,5 до 2,25 мГал [44].

Магнитное поле в пределах развития образований аккаргинской толщи в основном спокойное, отрицательное со значениями ΔT от –50 до –800 нТл.

На аэрофотоснимках площади развития толщи обычно перекрыты рыхлыми отложениями и никак не выделяются.

Естественные разрезы аккаргинской толщи в пределах описываемой территории отсутствуют. Разрез нижней части толщи вскрыт целым рядом структурных скважин: № 4, 7 и др. [33]. В скважине № 7 он состоит из лав и их туфов плагиофировых андезитов, реже андезидацитов, разделенных горизонтами от 1 до 80 м песчаников, туфопесчаников, алевролитов, редко гравелитов и углистых алевропелитов. В расположенной севернее в 10 км скважине № 4 эта часть разреза представлена чередованием горизонтов перекристаллизованных до альбит-хлоритовых сланцев туфопесчаников, вулканомиктовых песчаников, алевролитов, метабазальтов и андезибазальтов, и только в 300 м выше подошвы в разрезе появляются согласные тела дацитов субвулканической и экструзивно-лавовой фации.

Средняя часть разреза толщи, вскрытая скважинами [33], состоит в основном из андезитов, андезидацитов, реже дацитов экструзивно-лавовой фации с горизонтами андезибазальтов, туфов разного состава, туффитов, вулканотерригенных пород и известняков. К верхам ее увеличивается количество линзовидных тел мощностью от 4 до 42 м рифогенных органогенных известняков. Последние часто мраморизованы, а в зоне южного экзоконтакта Барамбаевского массива и вокруг других мелких тел гранитоидов скарнированы.

Мощность преимущественно вулканогенной нижней части разреза толщи, по данным вышеприведенных скважин, колеблется от 500 до 600 м.

Верхняя осадочная часть разреза толщи развита локально, вдоль западной границы полосы ее развития, где она выполняет ряд мелких синклинальных структур. О ее разрезе можно судить по скважине № 5 [32] и мелким картировочным скважинам. Он состоит в основном из алевропелитов, филлитизированных углисто-глинистых и углисто-кремнистых сланцев и песчаников. Количество последних резко увеличивается в разрезе в направлении к северной границе площади. Среди указанных пород часты прослои известняков, углисто-глинисто-известковистых сланцев, микститов, реже горизонты лав дацитов, риолитов, туффитов и вулканотерригенных пород. Примерная мощность верхней подтолщи – от 300 до 400 м.

В южной части описываемого района разрез аккаргинской толщи состоит в основном из переслаивания песчаников, алевролитов, филлитизированных углисто-глинистых и углисто-кремнистых сланцев, плагиофировых и афировых базальтов, часто спиллитовидных, основного и смешанного состава и туффитов. Вулканогенные образования сконцентрированы в основном в нижней части разреза толщи и частично в самых его верхах. В долине р. Аккарга в основании разреза картируются невыдержанные горизонты лав спилитовидных базальтов и туфов основного состава, перекристаллизованных в альбит-актинолитовые и альбит-хлоритовые сланцы. Южнее, у пос. Первомайского, в нижней части разреза толщи преобладают риолиты и дациты экструзивно-лавовой фации, сменяющихся выше по разрезу терригенно-осадочными породами.

Общая мощность толщи от 600 до 900 м.

Метабазальты и метаандезитобазальты аккаргинской толщи близки к тем, что встречаются в тушесайской толще и представляют собой породы зеленой, серо-зеленой окраски с микрозернистой до мелкозернистой интерсертальной до бластопилотакситовой, бластовитрофировой, спилитовой и порфириновой структурой, линейной, плоскопараллельной до флюидальной, массивной и миндалекаменной текстурой. Состоят они из альбита (№ 2–8) или альбит-олигоклаза, актинолита или уралита, хлорита, эпидота, пренита, серицита, карбоната, с примесью в разных количествах пылевидного магнетита, лейкоксена, сфена.

Андезиты отличаются более лейкократовым составом, присутствием в разных количествах вкрапленников плагиоклаза часто нескольких генераций, реже хлоритизированного амфибола и преобладанием пилотакситовой, гиалопилитовой структур.

В дацитах и риодацитах, обычно порфириновых, часты гломеропорфириновые сростки плагиоклаза и реже вкрапленники оплавленного кварца. Структура их порфириновая, микропойкилитовая до микрогранофировой, микрогранобластовая до фельзитовой и реже сферолитовой; текстура миндалекаменная, флюидальная, флюидално-сланцеватая и массивная. В них часты включения размером от 1 до 10 мм и более меланократовых микрогаббро и микродиоритов. Минеральные ассоциации пород среднего и умеренно кислого состава те же, что и в группе метабазальтов и отвечают самым низким ступеням зеленокаменного метаморфизма.

Все вулканы аккаргинской толщи очень часто пропиллитизированы с развитием в них ассоциаций: карбонат+серицит+хлорит, серицит+хлорит, серицит+кварц вплоть до серицит-кварцевых метасоматитов, иногда с прожилково-вкрапленной сульфидной минерализацией.

Песчаники и алевролиты толщи по составу относятся к кварцевым, кварц-полевошпатовым и кварц-граувакковым. Последние, по сравнению с песчаниками тушесайской толщи, более богаты обломками андезитов, дацитов (часто субвулканической фации), известняков, иногда доломитизированных, микрокварцитов и кремнистых пород. Филлитизация осадочных пород толщи неравномерная, в отдельных зонах очень сильная, и они полностью замещаются серицитом в ассоциации с хлоритом, карбонатом, кварцем, реже альбитом с развитием сланцеватой и плейчатой текстур.

Известняки аккаргинской толщи относятся к рифогенному типу и представлены в основном органогенными и мелкодетритовыми разновидностями. Довольно часто они мраморизованы и замещены гранатовыми, диопсидовыми, тремолит-диопсид-гранатовыми, диопсид-актинолитовыми и эпидот-амфиболовыми скарнами с магнетитовой и сульфидной минерализацией.

По химическому составу вулканы аккаргинской толщи образуют непрерывный ряд в основном нормальной щелочности с содержанием кремнезема от 50 до 66 % (табл. 2). Все породы пересыщены кремнеземом. Повышенная щелочность наблюдается только в некоторых составах базальтов и связана с процессами вторичных изменений (серицитизацией, альбитизацией). По содержанию элементов группы железа и по вариациям коэффициента фракционирования все они относятся к известково-щелочной серии. Широкий разброс в содержаниях щелочей и их соотношениях, скорее всего, связаны с вторичными процессами типа альбитизации и серицитизации.

Плотность андезитов аккаргинской толщи колеблется от 2,68 до 2,86 г/см³ и в среднем равна 2,76 г/см³, дацитов – 2,72 г/см³, риолитов – 2,64 г/см³, метаандезибазальтов – 2,81 г/см³, песчаников и алевролитов – 2,66 г/см³, известняков – 2,72 г/см³, туфов – 2,71 г/см³.

Магнитная восприимчивость пород толщи колеблется от 7 до $76 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ, принимая самые низкие значения в осадочных породах ($7-20 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ) и самые высокие в измененных туфах и лавах андезибазальтового состава ($30-76 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ) [44].

В известняках нижней части разреза аккаргинской толщи (скважина № 7, интервал 157–159 м) Постоялко М. В. обнаружены фораминиферы: *Globoendothyra* sp. indet., *Endothyranopsis* (?) sp. indet., характерные для визейского яруса нижнего карбона.

Кулькольская толща (С₁kl) развита в пределах Урайско-Денисовской СФЗ, в крайней восточной части площади, на границе с Казахстаном. Обнажения толщи отсутствуют, и о ее составе можно судить только по картировочным скважинам [32, 33].

В разрезе толщи преобладают риолиты, дациты, андезиты, прослои их туфов и туффитов, в подчиненном количестве присутствуют терригенные породы: гравелиты, песчаники, алевролиты, глинистые сланцы, углистые сланцы. Песчаники полевошпатово-кварцевые, кварцевые с угловатым и угловато-окатанными обломками этих минералов. Цемент базальный реже пленочный глинистый и карбонатный.

Вулканогенные породы порфиоровые с вкраплениями плагиоклаза, к которому иногда присоединяются темноцветные, представленные амфиболизированным пироксеном и зеленой роговой обманкой. Они зачастую нацело хлоритизированы, эпидотизированы.

В нижней половине толщи встречаются гравелиты и мелкогалечные конгломераты. Обломочный состав их полимиктовый: кварц, кремни, кремнистые туффиты, кварциты, андезибазальты, базальты, андезиты, андезидациты, т. е. в обломках присутствуют практически все разновидности нижележащих пород, включая эффузивные, аналогичные тем, что отнесены к среднему девону.

Мощность толщи, по-видимому, более 500 метров.

Толща сопровождается субвулканическими образованиями среднего и кислого состава – андезитами, дацитами.

Возраст толщи по определениям фораминифер на сопредельной территории и согласно серийной легенде принимается как раннекаменноугольный (нижний–средний визе).

МЕЗОЗОЙСКАЯ ЭРАТЕМА

МЕЗОЗОЙСКИЕ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ

Нерасчлененные рыхлые продукты выветривания мезозойского возраста распространены повсеместно и представлены корой выветривания площадного и линейного 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 регионального разломов, в тектонически ослабленных зонах и в зонах мелких нарушений. Наблюдается отчетливая связь мощности коры выветривания с особенностями тектонического строения палеозойского фундамента. Мощность кор трещинно-линейного типа достигает 100–120 м. В обоих случаях, в самом общем виде, в корях выветривания выделяется три зоны (снизу вверх): дезинтеграции, выщелачивания и охр. По минералогическому составу в районе выделяется несколько профилей выветривания: нонтропитовый, 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 и кислым эффузивам в целом маломощная и лишь в отдельных случаях достигает 20–25 метров. Обычно они представлены дре-

связно-щебнистым горизонтом начальной стадии корообразования. В общем случае, в разрезе коры выветривания по кислым породам присутствуют кроме названного горизонта дресвяно-гидрослюдистый и каолинит-гидрослюдистый. Причем, следует отметить, что наиболее сохранившимися являются коры выветривания, развитые на гранитоидах барамбаевского и кислых эффузивах аккаргинского комплексов. В них отчетливо выделяется каолинит-гидрослюдистый горизонт с преобладанием в ней глин каолинитового состава желтовато-розового, иногда белого цвета. Коры выветривания, образованные по гранитам и гранитогнейсам Айкенского массива, представлены в основном зоной дезинтеграции, состоящей из дресвяного сыпучего материала серого цвета. Мощность этих отложений может достигать 10–12 метров. В редких разрезах скважин появляется маломощный (первые метры) каолинит-гидрослюдистый горизонт коры выветривания.

Кора выветривания пород основного состава может быть рассмотрена на примере габбро-долеритов. Профиль коры выветривания представлен в основном двумя нижними горизонтами: дресвяно-гидрослюдистым и гидрослюдисто-монтмориллонитовым. Первый из названных горизонтов имеет мощность 8–12 м и представлен глиной зеленовато-серого цвета со щебнем коренных пород. В глинистой составляющей преобладает гидрослюда. Гидрослюдисто-монтмориллонитовый горизонт состоит из глин с сохранившейся первичной структурой и минеральным составом, отраженным в названии горизонта. Мощность его колеблется от 10 до 25 м. Здесь же целесообразно сказать о коре выветривания по эпидот-альбит-актинолитовым и эпидот-альбит-хлоритовым сланцам кенгуссайской толщи, так как профиль выветривания по этим породам напоминает вышеописанный с несколько уменьшенной мощностью дресвяно-гидрослюдистого горизонта.

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

По осадочным породам развиты коры выветривания значительной мощности, достигая в отдельных случаях ста и более метров. Профиль выветривания представлен всеми зонами. Основными составляющими глинистой коры выветривания во всех горизонтах являются каолинит, гидрослюды, гидрохлориты. Конечным продуктом выветривания являются глины каолинитового горизонта. Наиболее ярким примером для характеристики коры выветривания по осадочным породам могут служить профили выветривания углисто-глинистых и углисто-кремнистых филлитизированных сланцев тушесайской толщи. Преобладающая роль здесь принадлежит каолинит-гидрослюдистому горизонту, который по мощности превосходит все остальные вместе взятые и составляет в среднем 40–60 метров. Он представлен каолинит-гидрослюдистыми глинами и незначительным количеством щебня осветленных и окремненных сланцев. Цвет глин послойно переменчив, меняясь снизу вверх по разрезу от грязно-зеленого и серого до белого с зеленоватым оттенком, желтого и темно-серого или черного (в коре по углистым разностям сланцев). Окраска глин обусловлена присутствием хлорита, продуктов его разложения и углистого пигмента. Горизонты зоны дезинтеграции и выщелачивания маломощны и представлены дресвой и дресвяно-глинистыми образованиями.

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 позднеэритским–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 среднеэоценового возраста являются самыми древними среди пород кайнозоя в регионе. Развита в центральной части листа на широте озера Косколь, протягиваясь полосой от западной к восточной рамке. Представлены кварцитовидными сливными песчаниками и кварцевыми песками с прослоями гидрослюдисто-каолинистых глин. Песчаники образуют элювиальные развалы на поверхности коры выветривания, в результате размыва цементирующего песка. Наиболее полный разрез саксаульской свиты вскрыт скважиной. Среднеэоценовый возраст свиты дан в соответствии с серийной легендой Южного Урала и на основании литологического сходства с породами Актюбинского Предуралья и Орского Урала, где они содержат флору среднего эоцена. Мощность отложений от 3 до 60 м.

ОЛИГОЦЕН

Уркимбайская свита (P_3^{ur}). Породы данного комплекса развиты в юго-восточной и южной частях территории листа. Впервые данные образования были выделены В. В. Дроздовым [26] как чиликтинская свита. Представлены тонким переслаиванием темно-серых и коричневых слюдяных глин, алевроитов, песков тонко- и мелкозернистых, слюдяно-кварцевых хорошо сортированных, с растительным детритом. Образования уркимбайской свиты вскрыты многочисленными скважинами ГДП-200 [32], наиболее характерный разрез наблюдается в скважине № 23. Отложения свиты залегают на коре выветривания мезозойского возраста, перекрываются осадками светлинской свиты миоцена, озерно-аллювиальными глинами жуншуликской подсвиты, а также маломощными покровными суглинками. В отложениях, подобных характеризуемым, встречены отпечатки растений нижнего олигоцена [19], позволяющие отнести отложения уркимбайской свиты к верхнему олигоцену. Максимальная мощность образований 20 м.

НЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА

МИОЦЕН

Чаграйская свита ($N_1^{-2}cg$). Отложения чаграйской свиты развиты в центре и западной половине площади. Приурочены преимущественно к водораздельным пространствам. Непосредственно рядом с образованиями чаграйской свиты отмечаются кварцитовидные песчаники среднего эоцена. Комплекс образований чаграйской свиты представлен песчаниками, гравелистами с железистым цементом, иногда кварцевым мелкозернистым песком охристо-желтого цвета. Органические остатки в отложениях чаграйской свиты на площади работ не найдены. Взаимоотношение разновозрастных чаграйской и наурзумской свит неопределенное, вероятнее всего, это фациальные разновидности. Возраст дан по литологическому сходству с датированными образованиями соседних регионов и в соответствии с серийной легендой Южного Урала. Мощность отложений 8 м.

Наурзумская свита ($N_1^{-2}nr$). Образования наурзумской свиты развиты весьма незначительно, в виде фрагментов неправильной формы, и приурочены преимущественно к понижениям в рельефе в западной половине территории. Представлены каолинистыми глинами: внизу белыми, сверху – пестроцветными, с прослоями разнозернистых песков и кварцевых галечников в основании. Отложения наурзумской свиты являются преимущественно аллювиальными, но в разрезе свиты выделяются также отложения озерной фации, представленные белыми и желтоватыми глинами каолинит-гидрослюдистого состава. Породы наурзумской свиты залегают на коре выветривания и в углублениях карстового происхождения – на известняках. Возраст дан по корреляции литологических признаков и положения в рельефе с подобными отложениями смежного, с запада, листа, где возраст датирован по выделенному спорово-пыльцевому комплексу. Мощность образований до 30 м.

Светлинская свита (N_1^{3sv}) пользуется преимущественным развитием на площади работ. Представлена породами нескольких фаций, среди которых наиболее распространены озерные образования – глины зеленовато-серого цвета, пестроцветные сверху, с железо-марганце-

выми бобовинами, включениями гипса и карбонатными стяжениями. Иногда отмечаются глинистые мергели и пески в основании. Глины плотные, неслоистые, комковатой текстуры, с восковидным блеском. Хорошо диагностируются макроскопически. Залегают породы светлинской свиты на коре выветривания палеозойских пород, перекрываются с постепенным переходом образованиями жиландинской свиты или глинами и суглинками четвертичного возраста.

Мощность комплекса пород достигает 35 м. Возраст дан в соответствии с серийной легендой Южного Урала.

ПЛИОЦЕН

Жиландинская свита (N_2^1zl) не имеет широкого площадного развития и встречается на ограниченных участках преимущественно в южной половине региона. Образования свиты представлены глинами красно-бурыми и кирпично-красными. Глины гипсоносные, известковистые, иногда с железо-марганцевыми образованиями и линзами песков в основании. В составе глин постоянно присутствуют гидрослюда и монтмориллонит. Возраст дан в соответствии с серийной легендой Южного Урала и по положению в разрезе образований неогена. Мощность отложений жиландинской свиты до 30 м.

Кустанайская свита (N_2^2ks) развита в северной части площади. Представлена аллювиальными образованиями: супесями, суглинками, бурыми песчанистыми глинами с известковистыми стяжениями с линзами и прослоями песков и гравия. Залегает на коре выветривания, породах палеозойского возраста, а также на образованиях светлинской свиты с несогласием. Переход образований кустанайской и жиландинской свит – постепенный. Мощность до 20 м. Возраст дан в соответствии с серийной легендой Южного Урала и на основании корреляции с подобными отложениями, в которых возраст кустанайского горизонта позднего плиоцена датирован по костным остаткам *Equus ex gr. stenosis* Cocchi [19].

ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА

ПЛЕЙСТОЦЕН

ЭОПЛЕЙСТОЦЕН

Верхнее звено

Чумлякский горизонт. Нижнежуншуликская подсвита, верхняя часть. *Озерно-аллювиальные образования* ($laEII\dot{z}n_1^2$) широко развиты на территории листа, приурочены к пониженным участкам рельефа с абсолютными отметками 250–280 м, иногда – 320 м. Залегают на плиоценовых красно-бурых глинах или коре выветривания мезозойского возраста. Иногда – перекрыты маломощным чехлом покровных суглинков и супесей. Представлены глинами, алевритами, песками с гравием. Возраст дан в соответствии с серийной легендой Южного Урала и на основании корреляции по спорово-пыльцевому комплексу с подобными отложениями на листе N-41-VII [32]. По заключению Е. Г. Лаптевой, отложения, содержащие СПК, датируются предположительно эоплейстоценовым возрастом. Мощность отложений достигает 45 м.

НЕОПЛЕЙСТОЦЕН

Среднее звено

Среднеуральский надгоризонт. *Озерные образования* (IIIsr) слагают террасу озера Айке. Представлены глинами и алевритами. Возраст дан в соответствии с серийной легендой Южного Урала и по положению в рельефе залегают на озерно-аллювиальных образованиях жуншуликской подсвиты. Максимальная мощность 10 м.

Среднее–верхнее звенья

Делювиальные образования (dII–III) приурочены к склонам главного водораздела каспийского и полярно-морского бассейнов, водораздельным склонам рек Ащысу, Тобол и многочисленных балок с временным водотоком. Представлены глинами и суглинками мощностью до 10 м. Возраст дан по положению в рельефе и в соответствии с серийной легендой Южного Урала.

Верхнее звено

Стрелецкий и ханмейский горизонты объединенные. *Аллювиальные образования второй надпойменной террасы ($\alpha^2\text{IIIst+hn}$)* реки Тобол представлены песками, алевритами, суглинками, глинами, супесями. В низовьях реки Тобол в аллювии второй надпойменной террасы обнаружен комплекс лесостепной растительности с преобладанием в нем пыльцы семейства *Chenopodiaceae* (до 40–50 %), *Compositae* sp. (40 %), *Polygonaceae* (9 %) [46]. Аналогичный спектр приводит для аллювия второй надпойменной террасы Тобола А. Д. Сигов [8]. Возраст датируется в соответствии с серийной легендой Южного Урала и на основании этих определений. Мощность образований до 18 м.

Невьянский и полярноуральский горизонты объединенные. *Аллювиальные образования первой надпойменной террасы ($\alpha^1\text{IIIIV+pu}$)* реки Тобол представлены песками, супесями, глинами. Песок хорошо окатанный, местами с выраженной косой слоистостью. В верхней части разреза встречаются облессованные, плотные, пылеватые суглинки с известковистыми стяжениями. Возраст установлен по причленению данных образований к отложениям второй надпойменной террасы и в соответствии с серийной легендой Южного Урала. Мощность образований до 10 м.

ГОЛОЦЕН

Горбуновский горизонт. *Делювиальные и аллювиальные образования ($d, \alpha\text{Hgr}$)* приурочены к долинам временных водотоков, мелких притоков, тальвегам оврагов и балок, где они слагают комплекс пойменно-русловых и склоновых образований, представленных глинистыми песками и глинами со щебнем. Мощность образований до 5 м.

Озерные и палюстринные образования нерасчлененные ($l, pl\text{Hgr}$) выполняют изолированные понижения рельефа различного происхождения. Отложения представлены илами, сапропелями и торфом, мощность образований не превышает 5 м.

Озерные образования ($l\text{Hgr}$) выполняют многочисленные озерные ванны карстовых озер: Айке, Батпакты и ряда безымянных, приуроченных к выходам каменноугольных известняков, а также озер Косколь, Журманколь в зоне главного водораздела. Представлены илами и сапропелями. Мощность образований до 5 м.

Аллювий старичной фаши ($\alpha_s\text{Hgr}$) приурочен к старицам и небольшим озерам в пойме реки Тобол. Эти образования представлены илами и суглинками и имеют незначительную мощность (до 2 м).

Аллювиальные образования русел рек, ручьев низкой и высокой пойм объединенные (αHgr) представлены песками с линзами гравия, супесями и глинами. Мощность образований достигает 10 м.

Верхняя часть. *Техногенные образования ($t\text{Hgr}^2$)* представлены отвалами и выемками карьеров, шахт и канав, покрытиями дорог, насыпями гидротехнических сооружений. Мощность до 2 м.

КВАРТЕР НЕРАСЧЛЕНЕННЫЙ

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. Мощность образований до 10 м. К данному комплексу приурочены месторождения кирпичных глин и россыпи золота.

Элювиальные образования (e) развиты на наиболее возвышенных участках с абсолютными отметками от 360–380 м. Породы представлены суглинками, глинами, супесями со щебнем и дресвой. Мощность не превышает 0,5 м.

ИНТРУЗИВНЫЙ МАГМАТИЗМ

Интрузивные породы на изучаемой территории занимают довольно значительные площади и слагают многочисленные, различные по форме и величине массивы.

Выделяются следующие интрузивные образования:

- раннесилурийские варненские субвулканические образования ($v\pi S_1 vr$);
- раннедевонские: аккаргино-буруктальский комплекс дунит-гарцбургитовый ($\Sigma', \sigma' D_1 ab$) и карашакольский комплекс дунит-верлит-пироксенитовый ($\Sigma' D_1 kr$);
- среднедевонские журманкольские субвулканические образования ($\lambda, \zeta, \gamma \delta \pi; a D_2 \dot{z} m$);
- позднедевонские: коскольский комплекс габбро-диорит-плагиогранитовый ($v D_3 ks_1; \delta, q \delta, \delta \pi; \delta, q \delta D_3 ks_2; p \gamma \delta D_3 ks_3; p \gamma D_3 ks_4$) и урускисенский комплекс монцонит-граносиенит-лейкогранитовый ($q \mu \delta D_3 u_1$);
- раннекаменноугольные: аккаргинские субвулканические образования ($v \beta; \lambda, \zeta, \lambda \zeta C_1 ak$); кулыккольские субвулканические образования ($a; \zeta C_1 kl$); барамбаевский комплекс диорит-плагиогранитовый ($v; v C_1 b_1; \delta, q \delta, \delta - q \delta; \delta, q \delta C_1 b_2; p \gamma \delta, \gamma \delta C_1 b_3; p \gamma C_1 b_4$);
- раннепермские: шалкарский комплекс гранитовый ($\gamma \delta P_1 \dot{s}_1; \gamma P_1 \dot{s}_2$) и айкенский комплекс гранит-лейкогранитовый ($\gamma, g \gamma; \gamma \pi, l \gamma P_1 a$).

РАНЕСИЛУРИЙСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Варненские субвулканические образования ($v\pi S_1 vr$) пространственно и генетически связаны с вулканогенными образованиями варненской толщи в восточном крыле Северо-Айкенской антиклинали и представлены габбро.

Габбро слагают тела неправильной, удлинённой, подковообразной формы размером в поперечнике от 0,2 до 1,0 км. Представлены средне-мелкозернистыми разностями зеленого и зеленовато-серого цвета, пятнистыми, реже полосчатыми. Состав: амфибол (50–70 %), плагиоклаз (20–50 %), биотит (до 15 %). Акцессорные минералы представлены сфеном, ильменитом, апатитом, турмалином.

Химические составы пород приведены в таблице 2.

РАННЕДЕВОНСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Аккаргино-буруктальский комплекс дунит-гарцбургитовый ($\Sigma', \sigma' D_1 ab$) выделен из состава верхнетобольского комплекса апогарцбургитовых серпентинитов. Верхнетобольский комплекс апогарцбургитовых серпентинитов утвержден Петрокомитетом ВСЕГЕИ в 1977 г. В описываемом районе серпентиниты слагают три группы. Первая это несколько разобщенных, вытянутых в субмеридиональном направлении протрузий в центральной и северо-западной части площади. Вторая – отмечается в пределах поля распространения пород тушесайской и аккаргинской толщ и представляет собой целую группу мелких тел, сложенных породами комплекса и тяготеющих к крупным и региональным разломам. Третья – пояс мелких тел в полосе развития пород варненской толщи.

К первой группе относятся два разобщенных выхода Аккаргинского и Буруктальский массивов гипербазитов (№ 2, 6*), которые протягиваются вдоль восточного контакта Коскольского массива, в центральной части площади от долины Бол. Ащису до верховьев Бол. Тушесай. Контакты вытянуты в субмеридиональном направлении, довольно ровные, на севере, и несколько извилистые, на юге. Падают они на запад под углами 63–75°. Вдоль контактов и в самих массивах картируются дайки и небольшие тела линейной формы габбро, габбродолеритов, диоритов,

* Здесь и далее номер массива на тектонической схеме.

гранодиоритов и плагиогранитов коскольского и барамбаевского комплексов. В целом Аккаргинский и Буруктальский массивы, по данным бурения представляют пластовые залежи с пологим ($25\text{--}30^\circ$) западным падением их восточных фрагментов. В пределах площади массивы сложены хризотилловыми, антигорит-хризотилловыми и антигоритовыми серпентинитами часто с петельчатой структурой и полосчато-сланцеватой или массивной текстурой. В составе пород кроме серпентина присутствуют пылевидная вкрапленность, скопления магнетита ($4\text{--}10\%$) и реже – прожилки хризотил-асбеста. В зонах экзоконтактов, прорывающих массив мелких тел габброидов и гранитоидов, серпентиниты часто превращены в талькиты. Серпентиниты с петельчатой структурой по дунитам развиты в основном в северной части Аккаргинского массива. На остальных площадях массивов серпентинизированные дуниты отчетливо не обособляются и серпентиниты в них характеризуются как порфирированными (по гарцбургитам), так и петельчатыми (по дунитам) структурами.

Вторая группа представлена системой небольших тел серпентинитов, образующих в центральной части северной половины площади пояса субмеридионального до северо-восточного простирания, протягивающиеся от долины р. Тобол до верховьев Бол. Мийлисай. Большинство из них приурочено к зонам крупных разломов, реже – к сводовым частям приразломных антиклинальных складок. В связи с этим, первые из них имеют ярко выраженную линейную форму, а вторые – преимущественно дугообразную или подковообразную. Тела линейной формы как и вмещающие их разломы имеют в основном крутое (под углами $45\text{--}80^\circ$) западное падение. Пластообразные залежи сводовых частей складок залегают обычно полого, под углами $10\text{--}30^\circ$. Все тела этой группы сложены антигоритовыми серпентинитами, содержащими вкрапленники бастита, редко хромита и скопления пылевидного магнетита (до 8%). Довольно часто, особенно в долине Бол. Мийлисай, серпентиниты этой группы превращены в талькиты.

Третья группа представлена цепочкой тел, протягивающейся вдоль западного крыла Айкенской горст-антиклинали в субмеридиональном направлении, параллельно контакту одноименного гранитного массива. Тела имеют в основном пластообразную, изометричную, реже дугообразную в плане форму. Размеры их не превышают 2 км в поперечнике, мощность, по данным бурения и геофизических исследований [44] колеблется от 80 до 200 м. Залегание их чаще пологое до субгоризонтального, некоторые из них собраны в складки с падениями крыльев $20\text{--}40^\circ$ [33, 44]. В отдельных залежах верхняя часть сложена габбро или габброамфиболитами, и они приобретают характер расслоенных интрузий. Однако взаимоотношения серпентинитов и габброидов в них остались недостаточно изученными. Скважиной № 397 Кос-Кольской партии был перебурен контакт габброидов с гипербазитами [26]. В габброидах на контакте наблюдалось заметное уменьшение зернистости и появление кристаллизационной сланцеватости, а в серпентинитах – дробление, амфиболизация, оталькование и окварцевание. Тела серпентинитов третьей группы представляют собой, вероятно, эрозионно-тектонические останцы крупного тектонического покрова, корневая зона которого располагается, по-видимому, западнее, в Мийлисайском взбросе-надвиге. Тела этой группы, также как и второй, сложены антигоритовыми серпентинитами со сланцеватой текстурой и следами разнонаправленных деформаций и перекристаллизации серпентина. В некоторых залежах серпентиниты превращены в тальковые и карбонатно-тальковые сланцы.

В поле силы тяжести пояса тел серпентинитов располагаются в зонах градиентов, разделяющих тектонические блоки, и в большинстве случаев, в трансформированных его вариантах, не создают собственных аномалий. Исключением является восточная часть Аккаргинского массива, которая на фоне осадочного нижнекаменноугольного разреза выделяется в виде положительной аномалии интенсивность до $2,5$ мГал [44].

В магнитном поле тела серпентинитов образуют контрастные положительные аномалии со значениями ΔT от 100 до 2 000 нТл. Оталькованные разности и талькиты обычно положительных аномалий не образуют.

Химические составы серпентинитов комплекса приведены в таблице 3. Среди них преобладают составы характерные для дунитов и гарцбургитов [11].

Плотность серпентинитов и талькитов колеблется от $2,57$ до $2,77$ г/см³ и в среднем равна $2,65$ г/см³, магнитная восприимчивость – от 3 до $2\ 000\ 10^{-5}$ ед. СИ.

Имеющиеся факты свидетельствуют о длительности и сложности процесса формирования пород аккаргино-буруктальского комплекса. Тектонические контакты серпентинитов встречаются практически со всеми породами домезозойского стратиграфического разреза района. Небольшие протрузии, выжимки, тектонические блоки, пластины, клиппы серпентинитов часто встречаются среди фаунистически охарактеризованных раннекаменноугольных образований. В то же время, в серпентинитах широко распространены мелкие тела и дайки практически всех остальных интрузивных комплексов района.

Таблица 3

Средние химические составы plutonic пород

№ п/п	Название комплекса	Название толщи, комплекса, массива, породы	Кол-во ан.	Содержание в %, высушенное при 110 °С вещество											
				SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ ^{ок}	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	п.п.п.
1	Аккаргино-бурукталский комплекс (Σ',σ'D,ab)	Серпентиниты аподунитовые	108	37,5	0,11	1,34	4,97	3,19	0,11	40,70	0,79	0,16	0,05	0,01	11,56
		Серпентиниты апогарцбургитовые	43	40,79	0,12	1,47	3,76	3,65	0,09	37,9	0,68	0,13	0,07	0,01	11,76
2	Коскольский комплекс (vD ₃ ks ₁ ; δ,qδ,δπ;δ,qδD ₃ ks ₂ ; pγδD ₃ ks ₃ ; pγD ₃ ks ₄)	Диориты	15	52,04	0,93	17,53	4,53	4,80	0,38	6,13	7,68	3,38	1,14		1,10
		Кварцевые диориты	10	60,18	0,62	16,89	2,88	3,4	0,07	3,2	4,61	3,7	1,81		2,16
3	Барамбаевский комплекс (v;vC ₁ b ₁ ; δ,qδ,δ-qδ;δ,qδC ₁ b ₂ ; pγδ,γδC ₁ b ₃ ; pγC ₁ b ₄)	Гранодиориты	7	66,1	0,55	14,28	2,95	2,4	0,16	1,84	2,99	3,72	1,4	0,16	2,97
		Плагиограниты	16	71,99	0,35	14,79	1,83	1,38	0,02	0,8	1,33	3,85	1,59	0,06	1,61
		Кварцевые диориты	6	61,81	0,39	13,56	2,20	4,9	0,03	2,02	2,38	2,47	2,08	0,15	3,78
		Диориты	1	53,53	0,24	19	3,65	7,42	0,04	2,86	4,9	2	1,2		4,91
4	Шалкарский комплекс (γδP ₁ š ₁ ; γP ₁ š ₂)	Граниты	13	70,62	0,19	14,85	1,73	1,7	0,25	1,41	2,23	3,83	2,63	0,03	1
		Лейкократовые граниты	7	75,09	0,19	13,74	1,17	0,38	0,028	0,33	1,06	3,81	2,81	0,03	1,04
		Гранодиориты	3	65,85	0,34	16,33	2,21	2,34	0,06	1,43	3,46	3,96	2,09		1,77
5	Айкенский комплекс (γ,γγ;γπ,γP,a)	Граниты	34	68,53	0,49	15,07	1,90	1,66	0,17	1,55	1,96	3,22	3,07	0,12	1,78

Буруктальский массив 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. Эти данные подтверждают принятый серийной легендой раннедевонский возраст аккаргино-буруктальского комплекса.

Карашакольский комплекс дунит-верлит-пироксенитовый (ΣD_{kr}) представлен северо-восточным окончанием Карашакольского массива (петротип) (№ 1), расположенным в северо-западной части площади. Этот фрагмент массива имеет сложную форму с очень неровными контактами, в основном, тектоническими и протрузивными с вулканитами журманкольской толщи. Юго-восточный и частично северо-западный контакты с интрузивными породами коскольского и урускисенского комплексов активные рвущие со стороны последних.

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.

Карашакольский массив сложен преимущественно гарцбургитами, редко встречаются дуниты и пироксениты. Породы нацело серпентинизированы. Апогарцбургитовые серпентиниты представлены в основном антигоритовыми или хризотил-антигоритовыми разностями с порфирированной или пойкилитовой структурой. Пироксен обычно образует более крупные зерна (до 1 см), замещен обыкновенной роговой обманкой и антигоритом. Оливин менее крупный, часто образует более идиоморфные зерна 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 %).

Вдоль тектонических нарушений и контактов с вмещающими породами серпентиниты рассланцованы и лиственитизированы. Гипербазиты комплекса за пределами площади имеют активные контакты с метавулканитами жетыкольской толщи и в свою очередь прорываются породами коскольского комплекса. В серийной легенде возраст его принят как раннедевонский.

СРЕДНЕДЕВОНСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Журманкольские субвулканические образования ($\lambda, \zeta, \gamma \delta \pi; \alpha D_2 \dot{z} m$) пространственно и генетически связаны с вулканитами одноименного комплекса, развитого в северной и юго-западной частях Буруктальского аллохтона.

Субвулканическая фация комплекса представлена телами неправильной, удлиненной, подковообразной до кольцевой формы, силлами, штоками, дайками габбродолеритов (западнее площади), андезитов, дацитов, риолитов. Тела удлиненной формы при ширине от 0,4 до 1,5 км прослеживаются на 3–3,5 км; изометричной формы имеют размеры в поперечнике от 0,8 до 1,5 км. Большая часть из них сконцентрирована в бортах депрессий и в корневых зонах палеовулканических аппаратов.

Вулкано-тектонические структуры, сложенные вулканитами и субвулканическими телами журманкольского комплекса, сформировались на гипербазитовых ассоциациях Буруктальского аллохтона и среди них встречаются блоки и ксенолиты серпентинизированных пород последнего.

Минеральные и химические составы субвулканических пород такие же как во вмещающих вулканитах комплекса.

ПОЗДНЕДЕВОНСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Коскольский комплекс габбро-диорит-плагногранитовый представлен крупным Коскольским массивом (петротип) и рядом мелких линзовидных тел. Коскольский массив (№ 4) протягивается на 35 км, от пос. Блак на севере, до озера Жете-Коль на юге. Он имеет форму крупной линзы площадью 52 км². По геофизическим данным, это довольно крупное овальное лакколитоподобное тело, прослеживаемое до глубины 5–5,5 км [20].

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 слабодифференцированным отрицательным (до –350 нТл) магнитным полем. Дешифрируемость и обнаженность массива плохая. Массив изучен картировочными скважинами.

В строении массива отмечается некоторая зональность, выражающаяся в том, что краевые части его сложены габброидами, габбродиоритами, диоритами, а центральная часть – кварцевыми диоритами, тоналитами и плагиогранитами.

Среди пород Коскольского массива преобладают диориты (38 %), кварцевые диориты (17 %), габбро (15 %), в меньших количествах присутствуют плагиограниты (12 %) и тоналиты (8 %). Центральную часть массива занимает интрузия гранитов и гранодиоритов, предположительно, раннепермского шалкарского комплекса. Формирование массива происходило в четыре фазы: *первая* – габбро (vD_3ks_1); *вторая* – диориты, кварцевые диориты ($\delta, q\delta, \delta\pi, \delta, q\delta D_3ks_2$); *третья* – тоналиты ($p\gamma\delta D_3ks_3$); *четвертая* – плагиограниты ($p\gamma D_3ks_4$).

В гранитоидах развиты зоны березитизации, в кварцевых диоритах южнее интрузии гранитов шалкарского комплекса – огнейсование и гранитизация.

Для всех петрографических разновидностей описываемого комплекса характерны гипидиоморфнозернистые структуры с наиболее высокой степенью идиоморфизма плагиоклазов; текстуры массивные, реже слабогнейсоватые и полосчатые.

Преобладающие в массиве диориты состоят из роговой обманки (20–40 %), плагиоклаза (40–60 %), биотита (2–5 %), кварца (3–8 %). Размер зерен амфиболов 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 %). Развитые в северной части Коскольского массива габбро 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 амфиболизованных базальтоидов журманкольской толщи. В скважинах в них вскрыты небольшие тела и дайки гранодиоритов и гранитов.

По химическому составу диориты и кварцевые диориты Коскольского массива мало отличаются от средних составов этих же пород по Р. Дели (табл. 3). Они являются нормальнощелочными ($Na_2O+K_2O=4,52-5,51$ %) калиево-натриевыми ($Na_2O/K_2O=2-3$), обладают слабоповышенной глиноземистостью. Плотность пород массива в пределах изученной его части составляет в среднем 2,8–2,9 г/см³. Магнитная восприимчивость колеблется от $30 \cdot 10^{-6}$ до $350 \cdot 10^{-6}$ ед. СИ, составляя в среднем $50 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ.

Взаимоотношения интрузивных пород хорошо видны в редких обнажениях в северной половине массива. Диориты и кварцевые диориты с ксенолитами габбро прорваны жилами тоналитов и плагиогранитов. По этим взаимоотношениям устанавливается обычная прямая последовательность интрузивных фаз от основных к средним и кислым.

По данным А. М. Ченцова [51], породы описываемого комплекса имеют активные контакты с осадочными породами блакской толщи. Контактные изменения последних выражаются в ороговикании, биотитизации, перекристаллизации цемента с образованием актинолит-эпидот-кварц-полевошпатового агрегата.

Верхний предел внедрения пород коскольского комплекса ограничен франским веком, т. к. в гальках гравелитов и конгломератов аулиетасской толщи фамена в районе пос. Блак встречаются единичные гальки аналогичных диоритов и габбродиоритов [51]. На основе этих данных принят позднедевонский возраст комплекса.

Урусиксенский комплекс монцонит-граносиенит-лейкогранитовый ($q\mu\delta D_3u_1$) представлен небольшим интрузивным телом, расположенным в северо-западном контакте Коскольского массива, вытянутым вдоль последнего в северо-восточном направлении на 5 км при ширине 0,4–0,8 км. Интрузия состоит из кварцевых монцодиоритов. Обнажения их отсутствуют и данные о составе пород получены из картировочных скважин. Кварцевые монцодиориты розовато-коричневого цвета, среднезернистые, состоят из сосюритизированного плагиоклаза – 45–60 %, пертита и занозистого альбита – 10–27 %, кварца – 5–15 %, биотитизированной роговой обманки – 5–7 % и биотита – 6–9 %. Контакты их со вмещающими диоритами, габбро не вскрыты, но судя по более интенсивной перекристаллизации последних, они все же прорываются кварцевыми монцодиоритами. Возраст пород комплекса по рвущим контактам с породами коскольского комплекса и по нахождению их в гальках фаменских конгломератов принят в серийной легенде как позднедевонский [9, 51].

РАННЕКАМЕННОУГОЛЬНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Аккаргинские субвулканические образования ($v\beta; \lambda, \zeta, \lambda \zeta C, \alpha k$) представлены совокупностью интрузивных тел субвулканической фации, являющихся комагматами вулканитов одноименного комплекса. Среди них преобладают габбродолериты, риолиты, дациты, риодациты. Указанные породы слагают мелкие (40–900 м в поперечнике) тела разнообразной 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 вулканитов аккаргинской толщи. Основная масса субвулканических тел и даек не обнажена и вскрыта только скважинами. Наибольшее количество их встречено в верховьях р. Ащысу, в пределах экзоконтактовых зон интрузий барамбаевского комплекса. В этих же зонах и за их пределами, но в пределах развития вулканитов аккаргинской толщи, широко распространены поля пропилитов и тела микрокварцитов, часть из которых, видимо, имеет не только пространственную, но и генетическую связь с породами комплекса, по всей видимости, с ними также связаны оторванные от указанных зон протяженные пояса тел вторичных микрокварцитов, развитые на северном склоне балки Тушесай, между озерами Айке и Батпакты и на правом берегу р. Ащысу (в районе скалы Верблюд).

В геофизических полях и на аэрофотоснимках субвулканические породы из-за незначительных размеров слагаемых ими тел на фоне вмещающих пород практически не выделяются, и только отпрепарированные гряды микрокварцитов на снимках проявляются в виде узких полос с рельефным тонкополосчатым рисунком.

Минеральный и химический составы интрузивных 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 появление во вкрапленниках биотита, обычно замещенного хлоритом. В скважине № 4 (интервал 142–148 м) в центральной части субвулканического тела дациты и риодациты приобретают мелкозернистую полнокристаллическую пойкилитовую и гипидиоморфнозернистую структуру и массивную текстуру и становятся похожими на мелкозернистые порфириовидные тоналиты и гранодиориты барамбаевского комплекса.

На всех петрохимических диаграммах составы субвулканических пород комплекса и вулканитов аккаргинской толщи образуют единый 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 [33].

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

Породы аккаргинского комплекса совместно с вулканитами одноименной толщи образуют единую ассоциацию последовательно дифференцированной базальт-андезит-дацитовой формации раннекаменноугольного (визейского) возраста.

Кулькольские субвулканические образования ($\alpha; \zeta C, kl$) представлены субвулканическими интрузиями андезитов, дацитов, являющимся составной частью одноименного вулканического комплекса. Обнажения пород комплекса отсутствуют, и они вскрыты только картировочными скважинами. Субвулканические тела небольших размеров удлинены до дайкообразной формы, вытянуты в субмеридиональном направлении. Андезиты и дациты этих тел имеют порфировую, гломеропорфировую структуру; массивную, реже миндалекаменную и флюидальную текстуру. Минеральные составы субвулканических пород близки к составам вмещающих их вулканитов. От последних они отличаются преобладанием массивных однородных текстур и полнокристаллических структур. Петрофизические свойства пород комплекса близки к таковым аккаргинского комплекса. Минеральные ассоциации пород отвечают самым низким ступеням зеленокаменного метаморфизма. В экзоконтактах интрузий барамбаевского комплекса они замещаются ассоциациями амфибол-роговиковой фации контактового метаморфизма.

Барамбаевский комплекс диорит-плагиогранитовый утвержден Петрокомитетом в 1977 г. В описываемом районе представлен гомодромным рядом интрузивных пород, состоящим из габбро и габбродиоритов (5 %), диоритов (24 %), кварцевых диоритов (18 %), тоналитов (16 %), гранодиоритов (6 %), плагиогранитов (35 %). Этот ряд сформировался в четыре фазы: *первая* – габбро, габбродиориты ($v; vC, b_1$); *вторая* – диориты, кварцевые диориты ($\delta, q\delta, \delta-q\delta; \delta, q\delta C, b_2$); *третья* – тоналиты, гранодиориты ($r\gamma\delta, \gamma\delta C, b_3$); *четвертая* – плагиограниты ($r\gamma C, b_4$). Жильная серия комплекса представлена дайками габбро, диоритов, кварцевых диоритов, плагиогранитов.

Габбро и габбродиориты первой фазы слагают небольшие тела, расположенные в Аккаргино-Шалкарской синклинали и на западном крыле Айкенской горст-антиклинали. Цепь этих тел протягивается от р. Тобол на севере, до долины Бол. Мийлисай на юге. Форма тел габброидов в плане чаще удлинённая, реже подковообразная, дугообразная и изометричная, в разрезе – пластобразная, лополитоподобная и, возможно, гарполитообразная. Размеры их от 0,2 до 1 км в поперечнике, вертикальная мощность, видимо, не превышает 1 км.

В трансформированном поле силы тяжести тела габброидов из-за их незначительных размеров слабо выявляются небольшими (до $-1,5$ мГал) повышениями Δg на фоне $1-(3-5)$ мГал, отрицательной аномалии ядра Айкенской горст-антиклинали.

Магнитное поле над телами габброидов в основном положительное со значениями ΔT от 20 до 200 нТл, реже оно имеет переменный характер.

Габбро представляют собой средне- и мелкозернистые породы зеленого и зеленовато-серого цвета с цветовым индексом 50–70 %. Структура в них габброофитовая, габбровая, бластогаббровая; текстура – массивная, линейнопараллельная, реже полосчатая и пятнистая. Главными породообразующими минералами являются плагиоклаз (30–50 %) и амфибол (50–70 %); второстепенными – биотит (до 15 %), эпидот и цоизит (до 18 %); акцессорными – сфен, ильменит, апатит, турмалин, циркон. Плагиоклаз представлен крупными, дробленными, гранулированными, реже идиоморфными зёрнами, и агрегатом мелких изометричных или удлинённых зёрен. Обе разности практически полностью сосюртитизированы или замещены эпидотом и цоизитом. Амфибол представлен крупными зёрнами уралита, сине-зеленой роговой обманки, частично сохранившей очертания замещённых её первичных пироксенов, и волокнистым агрегатом актинолита. Более поздняя ассоциация, состоящая из тонкозернистого плагиоклаза, актинолита, часто с эпидотом, цоизитом и биотитом, цементирует и замещает реликты более ранней, состоящей из крупных зёрен плагиоклаза и роговой обманки.

Умеренно кислые и кислые члены указанного ряда слагают Барамбаевский (№ 3) и Журманкольский (№ 7) массивы, а также совместно с другими его членами – многочисленные мелкие тела и дайки. Пространственно интрузивные тела этого состава сконцентрированы в западной части района, где они образуют целый пояс субмеридионального простирания, протягивающийся от долины р. Тобол до верховьев Бол. Тущесай, в целом совпадающий с полосой развития вулканогенных пород аккаргинской толщи. Обособлено от этого пояса у южной границы площади, в верховьях Бол. Кенгуссай расположен узел небольших тел габбро, диоритов, кварцевых диоритов и гранодиоритов, также пространственно связанный с ареалом развития пород аккаргинской толщи.

Барамбаевский массив в описываемом районе представлен только своим южным окончанием. В поле силы тяжести, на картах остаточных аномалий ($H=500, 1\ 000$ м) эта часть массива, да и другие относительно крупные (1–2 км в поперечнике) тела выделяются положительными аномалиями интенсивностью от 0,5 до 2 мГал [44].

На аэрофотоснимках площади распространения пород барамбаевского комплекса из-за широкого развития в их пределах рыхлых отложений практически не выделяются, и только в районе высоты Актобе, где гранитоиды Барамбаевского массива выходят на поверхность, на снимках наблюдается серый фототон со слабопятнистым рисунком, участками осложнённым тонкой штриховкой, отражающей трещиноватость и рои даек.

Форма интрузивных тел комплекса разнообразная, часто сложная, с заливистыми контактами, в целом слабо изучена. Южное замыкание Барамбаевского массива несколько обособлено от его центральной части. Строение его очень сложное, обусловленное наличием многочисленных останцов вмещающих пород, развитием обширных зон магматических брекчий и многочисленных мелких тел более поздних фаз гранитоидов, роев и поясов даек кварцевых диоритов, лейкогранитов и кварцевых жил. Судя по ориентировке ксенолитов падение восточного и юго-восточного контактов направлено, скорее всего, под массив, а западного – под вмещающие породы. Внутреннее строение массива осложнено системой удлинённых поднятий северо-восточного простирания, разделённых прогибами с останцами кровли, состоящих из вулканизов аккаргинской толщи.

Габбро и габбродиориты первой фазы Барамбаевского массива слагают единичные мелкие тела и дайки в зоне его экзоконтакта. Несколько дайкообразных тел этих пород встречено скважинами в Аккаргинском массиве серпентинитов, у западной границы площади. Они имеют переменный состав: от мезократового габбро до лейкократового и до габбродиоритов. Состоят они из плагиоклаза, полностью деанортитизированного и замещённого серицитом (50–70 %) и роговой обманки коричнево-зеленой или уралита (30–40 %), в небольших количествах встречаются кварц (до 5 %), магнетит (до 12 %). Акцессорные минералы представлены апатитом, сфеном, ильменитом; вторичные – альбитом, серицитом, биотитом, эпидотом, цоизитом, хло-

ритом и лейкоксеном. Структура габброофитовая, переходящая в габбродиоритах в пойкилитовую, а в ороговикованных разностях в нематогранобластовую и пойкилобластовую; текстура – массивная, такситовая, пятнистая, реже однородная.

Химические составы габброидов относятся к составам нормального ряда с содержаниями кремнезема от 49 до 53 %. По отношению натрия к калию все они, за исключением сильно биотитизированных разностей, принадлежат к породам натриевой серии. Вариации в содержаниях железа, титана и в значениях коэффициента фракционирования указывают на принадлежность пород комплекса к известково-щелочной серии [33].

Плотность пород комплекса в среднем равна $2,88 \text{ г/см}^3$, магнитная восприимчивость – $40 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ.

Диориты, кварцевые диориты второй фазы, кроме Барамбаевского массива, образуют самостоятельные мелкие тела в Урайско-Денисовской зоне, слагают юго-западную приконтактную часть Журманкольского массива и многочисленные дайки. По внешнему облику диориты представляют собой мелкозернистые, часто порфириовидные породы с массивной, реже гнейсовой текстурой. Состоят они из плагиоклаза (№ 34–37), часто замещенного альбитом, эпидотом и серицитом – 50–60 %; коричневой роговой обманки, часто хлоритизированной – 30–40 %; щелочного полевого шпата – до 8 %; кварца – до 5 %. Структура порфириовая, субофитовая до гипидиоморфнозернистой. Дайки тонкозернистых диоритов встречаются в габброидах первой фазы. В тоналитах и гранитах поздних фаз комплекса часто встречаются ксенолиты диоритов [33]. Взаимоотношения их с кварцевыми диоритами остались невыясненными.

Кварцевые диориты – мелкозернистые до среднезернистых породы, часто порфириовидные, зеленовато-серого до серо-зеленого цвета, состоящие из плагиоклаза (№ 32–37) – 35–55 %, коричневой роговой обманки – 15–45 %, биотита – 5–15 %, кварца – 7–20 %, щелочного полевого шпата (микропертита, антипертита и занозистого, реже шахматного альбита) – до 10 %. Акцессорные минералы представлены сфеном, апатитом, ильменитом; вторичные – альбитом, биотитом, хлоритом, эпидотом, серицитом и карбонатом. Плагиоклаз в породах часто замещен альбитом, эпидотом, реже серицитом; роговая обманка – биотитом, хлоритом и эпидотом.

Химические составы диоритов и кварцевых диоритов (табл. 3) относятся к средним породам нормального ряда с содержаниями кремнезема 53,53–61,81 %. По отношению натрия к калию среди них преобладают породы калиево-натриевой серии, реже натриевой и калиевой. Резкое преобладание калия над натрием отмечается только в сильно серицитизированных разностях [33].

Плотность пород второй фазы колеблется от 2,66 до $2,79 \text{ г/см}^3$; магнитная восприимчивость – от 100 до $2\,000 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ, чаще $552\text{--}917 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ.

Тоналиты и гранодиориты третьей фазы участвуют в строении Барамбаевского массива и ряда мелких тел и даек. Тоналиты слагают юго-западную и западную части южного окончания Барамбаевского массива и значительную часть мелких тел в верховьях р. Ащису.

Гранодиориты слагают небольшие тела в Урайско-Денисовской зоне, являются составной частью небольшого тела в верховьях Бол. Кенгуссай, образуют среди гранитоидов Барамбаевского массива небольшие без отчетливых границ обособления, обычно содержащие ксенолиты вмещающих пород, кварцевых диоритов и диоритов. Участки массива с большой плотностью ксенолитов сложены магматическими брекчиями, цементом в которых являются тоналиты или плагиограниты. Резких контактов этих пород с окружающими их гранитами не встречено, имеется больше данных, свидетельствующих о наличии постепенных переходов между ними.

Тоналиты – зеленовато-серые, серые, светло-серые, мелко-среднезернистые породы с цветовым индексом 12–22 %. Структура пойкилитовая, гипидиоморфнозернистая, текстура массивная, такситовая. Главные минералы представлены плагиоклазом (№ 28–32) – 38–55 %, кварцем – 20–28 %, роговой обманкой – 5–22 %, биотитом – 5–17 %, альбитизированным щелочным полевым шпатом – до 8 %; акцессорные – сфеном, апатитом, цирконом, магнетитом. Вторичные изменения в них выражаются в хлоритизации темноцветных минералов, альбитизации полевых шпатов, эпидотизации и серицитизации плагиоклаза.

Гранодиориты отличаются от тоналитов увеличением в составе щелочного полевого шпата (пертита, антипертита и занозистого альбита) до 20 %.

Химические составы тоналитов и гранодиоритов относятся к умеренно кислым породам нормального ряда калиево-натриевой серии с содержаниями кремнезема от 65,06 до 72,8 % [33]. Плотность пород третьей фазы в среднем равна $2,67 \text{ г/см}^3$, магнитная восприимчивость – от 100 до $800 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ.

Плагиограниты и граниты четвертой фазы комплекса слагают Журманкольский массив, большую часть южного окончания Барамбаевского массива и целый ряд мелких тел в долине р. Ащису. Они прорывают породы предыдущих фаз и содержат многочисленные их ксенолиты.

В центральной части Барамбаевского массива широко распространены магматические брекчии, состоящие из обломков габбродиоритов, диоритов, кварцевых диоритов, редко тоналитов, сцементированных плагиогранитами. Последние имеют гибридный характер, переменный состав и при исчезновении ксенолитов постепенно переходят в граниты. В долине р. Ащысу встречаются мелкие тела и дайки, сложенные только одними плагиогранитами без отчетливо выраженных признаков контаминации.

Плагиограниты – среднезернистые, мелкозернистые, часто порфировидные породы светло-серого цвета с гипидиоморфнозернистой и пойкилитовой структурой, массивной, реже слабонервнозернистой текстурой. Главные породообразующие минералы представлены плагиоклазом (№ 10–13) – 38–54 %, щелочным полевым шпатом (чаще антипертитом) – 8–12 %, кварцем – 25–45 %; второстепенные – биотитом, редко хлоритизированной роговой обманкой; аксессуарные – цирконом, апатитом, сфеном, магнетитом.

Плотность плагиогранитов колеблется от 2,44 до 2,65 г/см³, в среднем составляя 2,62 г/см³; магнитная восприимчивость – от 10 до 86·10⁻⁵ ед. СИ.

Контактово-метасоматические преобразования связаны с породами комплекса, наложены в основном на породы аккаргинской толщи и выражаются в ороговикании и скарнировании. Низкотемпературные изменения пород представлены березитизацией, эпидотизацией, хлоритизацией, серицитизацией, карбонатизацией и окварцеванием. Ороговикание на контактах наиболее отчетливо проявлено в песчаниках и алевролитах и выражается в их перекристаллизации с явлениями неравномерного нарастания и регенерации зерен кварца, замещения цемента кварц-серицитовым агрегатом и разрушения границ зерен. Эти процессы часто сопровождаются окварцеванием и серицитизацией, а в вулканитах – биотитизацией, эпидотизацией и амфиболизацией.

Скарны встречаются в юго-восточном экзоконтакте Барамбаевского массива и в промежутке между двумя небольшими интрузиями, расположенными в верховьях р. Ащысу. Тела скарнов залегают на контактах карбонатных пород с вулканитами умеренно кислого состава. Скарнированию подвержены известняки, известковистые аргиллиты, сланцы и туффиты аккаргинской толщи [33]. Ранняя, высокотемпературная ассоциация минералов в скарнах представлена гранатом, диопсидом, амфиболом (чаще роговой обманкой), карбонатом, реже – высокожелезистым эпидотом и магнетитом. Эта ассоциация замещается более низкотемпературной, состоящей из актинолита, тремолита, карбоната, эпидота, кварца, реже флогопита, серпентина и сульфидов (в основном, пирита).

Низкотемпературные метасоматические изменения типа березитизации наложены как на эффузивы и пирокласты аккаргинской толщи, так и на гранитоиды комплекса. Развита она в том же поясе интрузий комплекса, часто сопровождается сульфидной минерализацией, и во вмещающих породах практически не отличаются от пропилитов аккаргинского комплекса.

Судя по широкому развитию в породах барамбаевского комплекса мелкозернистых порфировых, пойкилитовых до микрографических структур большинство из них образовалось в условиях малых глубин гипабиссальной фации, возможно, переходных к условиям субвулканической фации.

Породы барамбаевского комплекса прорывают образования аккаргинской толщи и одноименного с ней субвулканического комплекса. Пространственная и петрохимическая близость их с магматическими образованиями аккаргинского комплекса, наличие переходных по текстурно-структурным особенностям разностей между ними указывают на то, что аккаргинский и барамбаевский комплексы, возможно, относятся к единой вулcano-плутонической ассоциации [33]. В Барамбаевском массиве присутствуют интрузивные тела двуполевошпатовых лейкокраповых гранитов, предположительно, раннепермского шалкарского комплекса. На основе указанных данных возраст барамбаевского комплекса принят как раннекаменноугольный.

РАННЕПЕРМСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Шалкарский комплекс гранитовый развит в западной части площади, в Среднеисетско-Варненской зоне. Породы его слагают два интрузивных тела, из которых первое расположено в центральной части Коскольского, второе – в северо-восточной части Барамбаевского массивов.

Интрузия в Коскольском массиве имеет форму близкую к изометричной с площадью 28 км². Краевая часть ее сложена в основном гранодиоритами (30 % площади), остальная – гранитами.

Контакты, видимо, крутые, и на картах остаточных аномалий (Н=2 км) интрузия представлена отрицательной аномалией интенсивностью 50–70 мГал. Магнитное поле в ее пределах спокойное, отрицательное.

Гранодиориты относятся к *первой фазе* формирования интрузии ($\gamma\delta P_1\check{s}_1$), граниты – ко *второй* ($\gamma P_1\check{s}_2$).

Гранодиориты роговообманковые, биотит-роговообманковые светло-серого цвета, средне-крупнозернистые, с массивной текстурой. Количество темноцветных и калиевого полевого шпата колеблется в широких пределах: от лейкократовых до мезократовых и от гранодиоритов до тоналитов.

Граниты биотитовые, редко рогообманково-биотитовые от лейкократовых до мезократовых светло-серого, серого цвета с широкими вариациями в минеральных составах. Состоят из плагиоклаза часто зонального (№ 22–26) – 45–57 %, кварца – 30–35 %, микроклина – 10–18 %, биотита – 5–16 %. Структура от средне- до крупнозернистой, гипидиоморфнозернистая, текстура массивная.

Дайки гранитов встречаются в гранодиоритах и во вмещающих интрузию породах коскольского комплекса. Последние у южного контакта интрузии огнейсованы и гранитизированы. Отнесение описанной интрузии гранитов к раннепермскому шалкарскому комплексу сделано с большой долей условности и требует дальнейшего доизучения.

Интрузивные тела гранитов в Барамбаевском массиве небольших размеров с извилистыми контактами. Они прорывают породы барамбаевского комплекса и содержат многочисленные их ксенолиты.

Граниты среднезернистые, мелкозернистые, часто порфировидные, светло-серого цвета с массивной, реже слабогнейсоватой текстурой, гипидиоморфнозернистой и пойкилитовой структурой. Главные породообразующие минералы представлены плагиоклазом (№ 10–13) – 25–50 %, щелочным полевым шпатом (чаще антипертитом) – 15–35 %, кварцем – 25–45 %; второстепенные – биотитом, редко хлоритизированной роговой обманкой; акцессорные – цирконом, апатитом, сфеном, магнетитом.

По имеющимся химическим составам граниты (табл. 3) относятся к кислым породам нормального ряда калиево-натриевой серии с содержаниями кремнезема от 70,5 до 76,15 % [33].

Плотность гранитов колеблется от 2,44 до 2,65 г/см³, в среднем составляя 2,62 г/см³; магнитная восприимчивость – от 10 до 86·10⁻⁵ ед. СИ.

Принадлежность гранитов Барамбаевского массива к шалкарскому комплексу определена по их рвущим контактам с раннекаменноугольными интрузивными породами и по набору характерных петрографических и петрохимических признаков. Для более убедительного доказательства в дальнейшем необходимы определения радиологического возраста гранитов заключительных фаз Барамбаевского массива.

Айкенский комплекс гранит-лейкогранитовый ($\gamma, g\gamma; \gamma\pi, l\gamma P, a$) выделен впервые И. А. Смирновой [42]. В пределах описываемой площади комплекс представлен Айкенским гранитным массивом (№ 5). Этот массив расположен в ядре антиклинальной структуры и прорывает на западе силурийские образования варненской толщи, а на востоке – нижнекаменноугольные образования кулыккольской толщи. Формирование его, видимо, связано с зоной разломов, ограничивающих с запада Александровско-Денисовский синклиниорий. Эта зона была мобильной и в период становления массива, о чем свидетельствуют структурно-текстурные особенности слагающих его гранитов.

В поле силы тяжести Айкенский массив расположен в осевой зоне глубокого (до 48 мГал) минимума. На картах остаточных аномалий (Н=500, 1 000 м) ему соответствует отрицательная аномалия интенсивностью до 5,5 мГал [44]. Границы массива уверенно определяются по зонам максимальных градиентов.

Магнитное поле в пределах массива имеет дифференцированный характер с переменными значениями ΔT от –50 до +120 нТл.

На аэрофотоснимках граниты на участках, не перекрытых рыхлыми отложениями, выделяются серым и светло-серым фототонном с пятнистым рисунком, иногда осложненным сеткой тонких разнонаправленных линий (трещин).

Площадь Айкенского массива на современном эрозионном срезе достигает 340 км². Примерно, ²/₅ его площади расположены за пределами описываемого района. Форма массива удлиненная в плане, слегка изогнута с выпуклой стороной, обращенной к западу. Массив вытянут в субмеридиональном направлении на 42,5 км при ширине 8 км. В поперечном сечении форма его приближается к каплеобразной с довольно крутым восточным контактом и пологим (углы 30–40°), до глубины 3 км, западным. Последний с глубиной также становится почти вертикальным [44]. Максимальная вертикальная мощность массива, по данным геофизических исследований, достигает 18 км. К югу и к северу на его выклинках она снижается до 1,5–3,5 км.

В пределах изученной площади массив сложен биотитовыми гранитами и гнейсогранитами, прорванными мелкими телами и дайками лейкократовых гранитов, гранит-порфиров, аплитов,

жилами пегматитов и кварца. Выделяемые предыдущими исследователями в качестве самой ранней фазы гранодиориты представляют собой останцы недостаточно переработанных вмещающих пород – тневых мигматитов, постепенно переходящих в тневые гнейсограниты и граниты основной интрузивной фазы. Резких контактов между этими разностями пород не отмечено [33].

Граниты основной фазы представляют собой среднезернистые до крупнозернистых, порфировидные лейкократовые и мезократовые породы светло-серого цвета часто с очковой, гнейсоватой текстурой. Структура в них порфировая, порфирокластическая, катакластическая, цементная, аллотриоморфнозернистая и лепидогранобластовая. Главные породообразующие минералы представлены плагиоклазом (№ 20–27) – 35–60 %, кварцем – 20–25 %, микроклином – 40–60 %; второстепенные – биотитом (2–15 %), реже мусковитом (до 5 %); акцессорные – сфеном, апатитом, цирконом, магнетитом, ксенотимом, монацитом. Порфиновые выделения имеют очковую или неправильную форму и представлены плагиоклазом и микроклином. Основная масса состоит из мелкозернистого агрегата ксеноморфных зерен кварца, плагиоклаза, микроклина и биотита. В ней ярко выражена текстура со следами катаклаза, перекристаллизации и пластического течения. Указанные процессы, видимо, сопровождалась микроклинизацией с образованием крупных порфиробласт, а также струй, инъекций этого минерала в основной массе. Наиболее ярко плоскопараллельная, гнейсовидная и полосчатая текстуры выражены в гнейсогранитах.

Лейкократовые граниты и гранит-порфиры слагают дайки и мелкие тела по всей площади интрузии и в зоне ее западного экзоконтакта. Они отличаются более низкими (до 5 %) содержаниями биотита, присутствием вкрапленников альбит-олигоклаза, реже микроклина и аплитовой до гипидиоморфнозернистой структурой основной массы.

Аплиты и пегматиты образуют маломощные (до 2 м) дайки и жилы разных направлений, большинство из которых было встречено в центральной части интрузии.

В западной части интрузии скважинами вскрыта прерывистая зона грейзенизации, протягивающаяся в субмеридиональном направлении на 2,5 км при ширине 0,3–0,5 км [33].

Породы, вмещающие интрузию, превращены в зависимости от их первичного состава в плагиоклаз-амфиболовые и кварц-биотит-плагиоклазовые роговики с узловатой или сланцеватой текстурой.

Химические составы гранитов айкенского комплекса по содержаниям кремнезема образуют две группы, из которых первая с 64–67 % SiO_2 представлена тневыми гнейсогранитами, мигматитами и контаминированными гранитами, а вторая – с 68–74,3 % SiO_2 – гранитами основной фазы массива (табл. 3). Первая группа характеризуется более низкими содержаниями щелочей и более высокими – титана, железа, магния и кальция. Обе группы относятся к породам нормального ряда калиево-натриевой серии [33].

Средняя плотность гранитов Айкенского массива – 2,56 г/см³, магнитная восприимчивость колеблется от 10 до $80 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ.

Абсолютный возраст гранитов, определенный калий-аргоновым методом, колеблется от 260 до 305 млн лет. Они прорывают отложения верхнего визе и породы барамбаевского комплекса. На основании этих фактов, а также их сходства с гранитами шалкарского комплекса возраст айкенского комплекса принимается как раннепермский.

ТЕКТОНИКА

Территория листов М-41-VIII, II относится в основном к восточной части Восточно-Уральского прогиба и частично к южной выклинке Троицко-Карашатауского антиклинория Зауральского поднятия. Большая часть ее структурно-вещественных комплексов принадлежит Красногвардейско-Светлинской и незначительно Урайско-Денисовской структурно-формационным зонам.

ОСНОВНЫЕ СТРУКТУРНЫЕ ПОДРАЗДЕЛЕНИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗРЕЗА

В геологическом разрезе площади выделяются структурно-вещественные комплексы двух этажей: календонско-герцинского (среднекембрийско-триасового) и мезозойско-кайнозойского.

КАЛЕНДОНСКО-ГЕРЦИНСКИЙ СТРУКТУРНЫЙ ЭТАЖ

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

ВЕРХНЕКЕМБРИЙСКО-НИЖНЕДЕВОНСКИЙ ЯРУС

Структурно-вещественные комплексы яруса образуют раннесилурийскую вулканогенно-осадочную метаморфизованную формацию примитивных островных дуг и междуговых бассейнов. Образование яруса развиты в восточной части Красногвардейско-Светлинской зоны, на западном крыле Айкенской горст-антиклинали. Породы этой части структуры собраны в мелкие складки линейного типа 0,5–2 км в поперечнике, с падением крыльев от 10 до 50°. Складчатость осложнена разломами и небольшими интрузиями габбро и серпентинитов.

НИЖНЕДЕВОНСКО-СРЕДНЕКАМЕННОУГОЛЬНЫЙ ЯРУС

Структурно-вещественные комплексы этого яруса образовались в островодужную и коллизионную стадии геодинамического цикла. Состав и внутреннее его строение определяются, с одной стороны, тектоническими движениями, а с другой, процессами поверхностного и интрузивного магматизма и осадконакопления. Породы яруса образуют вертикальные и горизонтальные ряды формаций, состоящие из раннедевонских дунит-гарцбургитовой и дунит-перидотит-пироксенитовой формаций зон рифтогенеза; ранне-среднедевонских базальт-риолитовой, базальт-андезит-риолитовой и метауглеродисто-терригенной формаций зрелых островных дуг и междуговых бассейнов; позднедевонских-раннекаменноугольных терригенной, карбонатно-терригенной формаций окраинных морей; раннекаменноугольных базальтовой метаморфизованной и вулканогенно-осадочной формации зон локального повторного рифтогенеза и вулканических депрессий модифицированных островных дуг. Синхронные с ними интрузивные комплексы образуют позднедевонские габбро-диорит-плагиогранитовую и монцитит-граносиенит-лейкогранитовую формации фронтальных и тыловых частей зон субдукции. Раннекаменноугольная диорит-плагиогранитовая формация развита в корневых зонах вулканотектонических

поднятий. Структурно-вещественные комплексы указанных формаций слагают большую (около 80 %) часть площади.

Структурные особенности, типы деформаций и характер складчатости пород яруса разнообразны и обусловлены тектонической позицией и типом слагаемых ими структур. В западной части площади, в Буруктальском аллохтоне, западной прибортовой части Аккаргино-Шалкарской синклинали наблюдаются реликты вулканотектонических структур, преобразованных в брахискладки разных размеров, осложненных складчатостью высоких порядков общего смятия. Относительно спокойный характер складчатости наблюдается в юго-восточной части площади, в Нижнетущесайской грабен-синклинали. Здесь развиты складки удлиненной формы от 1 до 2,5 км в поперечнике, вытянутые в субмеридиональном направлении, с падением крыльев под углами 47–65°. В остальных структурах преобладает линейный тип складчатости с падением пород от 50 до 85°. Складки и сопряженные с ними разломы вытянуты в северо-восточном направлении, в юго-западном углу площади, и в субмеридиональном, на остальной территории.

В поле силы тяжести площади развития пород яруса характеризуются в основном отрицательными значениями Δg от -2 до -26 мГал. В трансформированных его вариантах ($H=2$ км) они выделяются дифференцированным характером поля с сочетанием положительных (до $+80$ мГал) и отрицательных (до -70 мГал) аномалий. Магнитное поле в их пределах сильно дифференцированное и состоит из сочетания положительных и отрицательных аномалий с интенсивностью от $-1\ 000$ до $+2\ 000$ нТл. Аномалии образуют пояса линейной и дугообразной формы. Первые из них имеют субмеридиональное простирание и преобладают в центральной и восточной частях площади. Вторые, с положительными значениями ΔT связаны с поясом гипербазитов Буруктальского аллохтона.

СРЕДНЕКАМЕННОУГОЛЬНО–ТРИАСОВЫЙ ЯРУС

Образования яруса представлены гранитоидами раннепермской гранитовой формации коллизийной стадии геодинамического цикла. В западной части площади интрузии раннепермских гранитов приурочены к долгоживущим магмовыводящим разломам Джетыгаринского структурного шва (Коскольская, Барамбаевская интрузии). В восточной части они развиты в центральных частях горст-антиклинальных блоков верхнекембрийско–нижнедевонского яруса (Айкенский массив).

В геофизических полях массивы гранитоидов выделяются отрицательными аномалиями в трансформантах поля силы тяжести интенсивностью до -70 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

В пределах площади региональными структурами являются Восточно-Уральский прогиб и Зауральское поднятие. Самая крайняя часть площади относится к западному борту Александровско-Денисовского синклинали Кустанайско-Тургайского прогиба.

ВОСТОЧНО-УРАЛЬСКИЙ ПРОГИБ

Восточно-Уральский прогиб в пределах площади представлен Прииргизским синклиналием.

ПРИИРГИЗСКИЙ СИНКЛИНОРИЙ

Большая часть описываемой территории относится к восточной половине Прииргизского синклинория. С востока синклинорий ограничен Мийлисайским региональным разломом, в других направлениях он распространяется за пределы площади. В его пределах выделяются крупные структуры первого порядка: Буруктальский аллохтон на северо-западе и Аккаргино-Шалкарская синклиналь на востоке и юго-востоке.

Буруктальский аллохтон в пределах площади представлен своим северо-западным фрагментом, линзовидной формы, оборванным с юго-запада границей листа. При максимальной ширине 25 км в центральной части он вытянут в северо-восточном, почти субмеридиональном направлении на 60 км, сужаясь к северу в долине р. Тобол до 3 км. С северо-запада аллохтон ограничен северным продолжением Жетыкольского сброса с падением плоскости сместителя на юго-восток под углами 70–82°. С востока ограничен пологим надвигом с западным падением под углами 25–40° (скв. 2) [38], оборванным на большем протяжении в центральной части площади, между верховьями рек Ащысу и Тущесай, сбросом с падением сместителя на запад под углами 50–75°.

В нижней части, аллохтона залегают тектонизированные пластины серпентинитов: Верхне-аккаргинская и Верхнетущесайская. Мощность образованного ими основания аллохтона по геофизическим данным колеблется от 0,6 км на выклинках до 2 км к центральной части [20]. Верхняя часть аллохтона сложена вулканитами журманкольской, осадочными образованиями блакской и аулиетасской 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 вулкано-тектоническими депрессиями: Блакской и Журманкольской, расположенными по его периферии. Депрессии имеют удлиненную форму, вытянуты вдоль северо-западного и юго-восточного ограничений аллохтона на 22–25 км при ширине 6–9 км. Борты их осложнены разломами и поясами, узлами субвулканических тел от андезитового до риолитового состава. Нижняя часть разрезов депрессий сложена в основном лавами базальтов, андезибазальтов, верхняя – лавами и туфами пироксен-плагиофировых андезибазальтов, андезитов, дацитов, сменяющимися в самых верхах туфами смешанного состава, спекшимися туфами с экструзивно-лавовыми залежами кислого состава. В локальных наиболее опущенных блоках депрессий, в Светлинской кальдере Журманкольской и в конседиментационных впадинах Блакской, в верхах разреза залегают вулканогенно-осадочные и осадочные породы журманкольской и блакской толщ. Центральная часть прорвана крупным Коскольским массивом лополитообразной формы с корневой зоной в центре.

В поле силы тяжести площадь аллохтона располагается в области отрицательных его значений от 0 до –26 мГал. В его трансформантах (Н=2 км) наблюдается зональное расположение отрицательных и положительных аномалий с интенсивностью от –70 до +50 мГал. В магнитном поле контрастная положительная аномалия (до 2 000 нТл) дугообразной формы развита по периферии аллохтона. Центральная его часть характеризуется в основном спокойным пониженным (до –500 нТл) полем.

Аккаргино-Шалкарская синклиналь занимает центральную большую часть площади, протягиваясь с севера на юг на 76 км и уходя за пределы территории РФ. Ширина ее на севере – 18 км, южнее, в верховье Бол. Мийлисай – 10 км и у южной границы – более 30 км.

С запада синклиналь ограничена системой разломов Джетыгаринского структурного шва, с востока – Мийлисайским региональным разломом. Сложена она в основном вулканогенными и осадочными породами нижнего карбона, в юго-западной части – нижнедевонскими образованиями. Внутреннее строение синклинали очень сложное. Западная ее часть представлена субмеридиональным поясом вулкано-тектонических структур, состоящим из поднятий: Барамбаевского, Мийлисайского, Тущесайского и депрессий: Верхнеащисуйской и Верхнемийлисайской. В центральной части синклинали выделяются Восточно-Шалкарская горст-антиклиналь, Первомайская грабен-синклиналь и Кенгуссайский вулкано-тектонический горст. Юго-восточную часть структуры занимает обширная Нижнетущесайская грабен-синклиналь, осложненная Северо- и Южно-Айкенскими антиклиналями высокого порядка.

Вулкано-тектонические поднятия сложены образованиями аккаргинского комплекса и представляют собой реликты, в разной степени эродированных палеовулканических построек со сложным строением, представленным сочетанием вулканических построек, складчатых и раз-

рывных нарушений. Вулканические структуры представлены небольшими (3–7 км в поперечнике) вулcano-купольными постройками, состоящими из мелких экструзивных куполов и наслоений невыдержанных потоков лав андезитов, дацитов, реже риодацитов. На склонах построек часто наблюдаются рифовые постройки, сложенные органогенными и детритовыми известняками. В центральных, прижерловых частях построек развиты субвулканические тела и интрузии гранитоидов барамбаевского комплекса.

Депрессии удлиненной формы вытянуты в субмеридиональном и северо-восточном направлениях, с размерами 2×5–7 км. Сложены они в основном терригенными отложениями верхней части разреза аккаргинской толщи. Борты депрессий осложнены разломами и субвулканическими телами аккаргинского и мелкими интрузиями барамбаевского комплексов. В прибортовых частях структур в разрезах развиты конседиментационных оползневые брекчии, микститы, в центральных – тонкообломочные терригенные и кремнисто-глинистые отложения.

В трансформированном поле силы тяжести ($H=2$ км) западная часть синклинали представлена поясом отрицательных аномалий с интенсивностью от 20 до 50 мГал. Магнитное поле в ее пределах дифференцированное, в основном с отрицательными значениями ΔT от –300 до –500 нТл.

Восточно-Шалкарская горст-антиклиналь представлена северо-восточным фрагментом клиновидной формы, сложенной сланцами жетыкольской и кундыбаевской толщ. 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° и отражают общее смятие и движение горных пород во фронтальной части, расположенного северо-западнее Буруктальского аллохтона. Восточный склон горст-антиклинали осложнен Восточно-Шалкарским надвигом.

В трансформированном поле силы тяжести ($H=2$ км) северо-восточная часть горст-антиклинали представлена положительной аномалией с интенсивностью до 25 мГал. Магнитное поле в ее пределах дифференцированное, в основном пониженное от 0 до –250 нТл, с высокочастотными аномалиями удлиненной формы, вытянутыми в северо-восточном направлении.

Первомайская грабен-синклиналь протягивается на 35 км, от верховьев балок Тушесай и Ащисай, на севере, до южной границы площади и далее за ее пределы. Ширина ее у северной выклинки 2 км, у южной границы площади 5 км. С запада ограничена Восточно-Шалкарским надвигом, сменяющимся на севере взбросом, с востока – Западно-Кенгуссайским региональным разломом.

Грабен-синклиналь сложена терригенно-осадочными породами тушесайской и пирокласто-осадочными отложениями аккаргинской толщ. В геофизических полях представлена отрицательной аномалией Δg с интенсивностью 30–40 мГал и спокойным магнитным полем со значениями ΔT от –200 до –300 нТл.

Кенгуссайский вулcano-тектонический горст имеет ярко выраженный линейный характер и протягивается в субмеридиональном направлении через всю площадь, от верховьев Бол. Кенгуссай до р. Тобол. Ширина его на севере колеблется от 0,7 до 2,2 км. К югу она увеличивается и в верховьях Бол. Кенгуссай достигает 4 км. Линейный характер структуры обусловлен субпараллельным расположением ограничивающих ее разломов: Западно-Кенгуссайского и Восточно-Кенгуссайского. Первый из них является сбросом с плоскостью сместителя, наклоненной на запад под углами 45–75°. Второй – в северной части района, где породы более сильно смяты и скучены, имеет характер взброса с падением плоскости сместителя на запад под углами 50–80°. Южнее широты Бол. Мийлисай этот разлом сохраняет свой первоначальный характер крутопадающего сброса, с углами 45–85°.

Вулcano-тектонический горст сложен аповулcanoгенными сланцами и метабазами кенгуссайской толщи. В трансформированном поле силы тяжести ($H=500$ и 1 000 м) горст выражается положительной аномалией Δg с интенсивностью 6 мГал. В магнитном поле он представлен также положительной аномалией со значениями ΔT до 1 500 нТл.

Внутреннее строение горста характеризуется мелкой складчатостью, региональной сланцеватостью и плейчатостью слагающих его пород. На севере складки запрокинуты на восток и породы здесь залегают моноклинально, с падением на запад и северо-запад под углами 45–80°. В верховьях балок Тушесай и Кенгуссай в породах появляются крутые (с углами 60–90°) восточные и юго-восточные падения, указывающие на наличие здесь асимметричных складок с осями, наклоненными в восточном направлении. В верховьях Бол. Кенгуссай, по-видимому, сохраняется фрагмент щитовой лавовой постройки, преобразованной складчатыми деформациями в биклиналиную структуру.

Нижнетушесайская грабен-синклиналь является довольно крупной структурой Аккаргино-Шалкарской синклинали, занимая большую часть ее южной половины. Представлена своим

северным фрагментом клиновидной формы. При ширине 10–15 км она протягивается от южного склона долины Бол. Мийлисай далеко на юг, расширяясь и уходя за пределы площади. Эта отрицательная структура, по-видимому, является одним из меридиональных ответвлений, расположенного южнее Иргизского прогиба. С запада она ограничена Восточно-Кенгуссайским сбросом, а с востока и северо-востока – Мийлисайским разломом. Грабен-синклиналь сложена в основном породами тушесайской толщи. В ядрах некоторых антиклинальных складок (Северо-Айкенская) восточной части структуры скважинами были вскрыты породы ащисуйской и кенгуссайской толщ. Внутреннее строение грабен-синклинали характеризуется интенсивной складчатостью и наличием разломов разных направлений и масштабов. Складки имеют линейный характер и вытянуты преимущественно в субмеридиональном направлении. Размеры их самые разные, от 0,3 до 3 км в поперечнике. Некоторые складки сопряжены с разломами и приобретают характер горст-антиклиналей, грабен-синклиналей и моноклиналей. Падения крыльев в них колеблются от 30 до 80°, чаще 30–60°. Севернее озера Батпакты, судя по данным бурения, преобладают крутые, скорее всего, западные падения, под углами 60–80° [33]. Самая крупная антиклинальная складка (Южно-Айкенская) линейной формы откартирована западнее озера Айке. При ширине до 2 км она протягивается в субмеридиональном направлении на 12 км.

В ядре антиклинали обнажаются метавулканы кенгуссайской толщи. В геофизических полях она представлена положительными аномалиями Δg (до 40 мГал) и ΔT (до 25 нТл). Остальная часть грабен-синклинали в трансформантах поля силы тяжести характеризуется отрицательными значениями Δg от –10 до –20 мГал. Магнитное поле спокойное пониженное до –250 нТл.

ЗАУРАЛЬСКОЕ ПОДНЯТИЕ

Зауральское поднятие в пределах площади выклинивается и представлено небольшим горст-антиклинальным блоком Троицко-Карашатауского антиклинория.

ТРОИЦКО-КАРАШАТАУСКИЙ АНТИКЛИНОРИЙ

Расположен в крайней восточной части площади, представлен своим южным несколько обособленным блоком – **Айкенской горст-антиклиналью** и, по-видимому, испытывает выполаживание и погружение под девонско–каменноугольные образования Прииргизского и Александровско-Денисовского синклинория.

Айкенская горст-антиклиналь имеет линейную форму и при ширине 12–16 км вытянута в меридиональном направлении более чем на 100 км, уходя далеко на север и на юг, за пределы площади. На изученной территории она представлена небольшим фрагментом, состоящим из западного крыла, сложенного сланцами варненской толщи. Центральная ее часть и восточное крыло уничтожены линейной Айкенской интрузией гранитов. С запада антиклиналь оборвана региональным Мийлисайским взбросо-надвигом. Последний, видимо, сформировался в инверсионную стадию за счет инверсии глубинного разлома, первоначально имевшего характер сброса. Учитывая тот факт, что с востока антиклиналь оборвана интрузией, приуроченной к Тобольскому региональному разлому, эту структуру можно отнести к типу линейных горст-образных поднятий.

Западное крыло горст-антиклинали наклонено под углами 30–40° и осложнено системой мелких складок 0,5–2 км в поперечнике, с падениями крыльев от 10 до 50°, а также многочисленными разломами субширотного, северо-восточного, реже субмеридионального и северо-западного простирания. Параллельно контакту Айкенской интрузии, в пределах западного крыла структуры располагаются цепочки небольших тел габбро и серпентинитов. Последние часто образуют пластообразные, видимо, иногда бескорневые залежи, часть из которых представляет собой эрозионно-тектонические останцы (клиппы).

В трансформированном поле силы тяжести Айкенская горст-антиклиналь совместно с интрузией гранитов представлена отрицательной аномалией с интенсивностью до 60 мГал. Магнитное поле в целом пониженное с положительными небольшими аномалиями до 250 нТл.

КУСТАНАЙСКО-ТУРГАЙСКИЙ ПРОГИБ

Представлен фрагментом западного борта Александровско-Денисовского синклинория, основная площадь, которой расположена в Казахстане.

АЛЕКСАНДРОВСКО-ДЕНИСОВСКИЙ СИНКЛИНОРИЙ

В пределах описываемой территории к нему относится участок, расположенный восточнее Айкенского массива, у границы с Казахстаном, сложенный раннекаменноугольными образованиями кулыккольской толщи.

Картировочным бурением установлено, что в пределах этого участка наслоения экструзий, лав риолитов, их туфов, игнимбритов и небольшие тела интрузий риолитов, кварцевых диоритов, гранодиоритов и плагиогранитов образуют в северо-восточной его части структуру подковообразной формы (**Приграничную**), возможно, вулcano-тектонической природы. Некоторые признаки наличия здесь фрагментов деформированной кольцевидной структуры отчетливо видны на картах физических полей [44]. Залегание пород в этой структуре относительно спокойное, с углами падения 20–45°. Геофизические данные указывают на наличие здесь разломов северо-восточного и субширотного направления. С запада Приграничная вулcano-тектоническая структура оборвана Айкенской интрузией.

СКЛАДЧАТЫЕ НАРУШЕНИЯ

Складки в пределах площади имеют широкое развитие и наложены на все стратифицируемые комплексы каледонско–герцинского структурного этажа. Самый ранний широко развитый тип пликативных деформаций представлен конседиментационными вулcano-тектоническими впадинами, депрессиями, кальдерами и поднятиями. К ним относятся Журманкольская и Бласская депрессии Буруктаьского аллохтона, пояс вулcano-тектонических структур западной части Аккаргино-Шалкарской синклинали, Кенгуссайский вулcano-тектонический горст с биклиналью в его южной части. Характеристика их приведена при описании региональных структур.

Следующий тип более поздних 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 мощных толщах девонских вулканитов до очень сильной в сланцевых толщах 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 Аккаргино-Шалкарской синклинали, где сопряжены с системами параллельных разломов субмеридионального простирания. Складки в основном асимметричны до наклонных, часто запрокинутые в восточном направлении.

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

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 континентальных блоков, основные направления зон субдукции и сочленения разновозрастных террейнов. К ним относятся **Джетыгаринский**, **Западно-Кенгуссайский**, **Восточно-Кенгуссайский** и **Мийлисайский 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, и интрузии разного возраста и состава (от габбро до гранитов).

Большинство из них заложилось 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. С глубиной эти разломы часто выполаживаются, приобретая характер надвигов или шарьяжей. Это отчетливо видно на вибросейсмическом разрезе высоко-разрешающего сейсмопрофиля Урсей-95, проходящего севернее описываемой территории, по линии Стерлитамак–Николаевка. На нем мощные отражатели восточной части профиля падают на запад под углами 30–40° и прослеживаются до глубин 40 км и более [6]. На завершающих стадиях развития островодужного вулканизма вдоль них формируются линейные грабены. В коллизионную стадию в связи с общей инверсией и всплыванием гранитогнейсовых куполов, большинство пологопадающих нарушений в процессе сучивания и закрытия грабенов претерпело инверсию и приобретают характер взбросов, взбросо-сдвигов, переходящих участками в надвиги и покровы.

Джетыгаринский структурный шов в пределах площади представлен своим южным фрагментом дугообразной формы с субмеридиональным и северо-восточным (на юге) простиранием. Зона разломов этого структурного шва включает надвиг восточного обрамления Буруктальского аллохтона и обрывающий его с востока сброс с западным падением сместителя под углами 50–75°. Первоначально Джетыгаринский разлом, видимо, представлял сброс с восточным и юго-восточным падением, отделяющим Аккаргино-Шалкарскую синклинали от Буруктальского блока, сложенного девонскими образованиями. В коллизионную стадию с перемещением Буруктальского аллохтона в восточном и юго-восточном направлениях южный фрагмент приобретает характер надвига, переходящего участками в взброс. Позже эта система разломов осложняется крутым сбросом.

Западно-Кенгуссайский разлом является сбросом субмеридионального простирания с плоскостью сместителя, наклоненной на запад под углами 45–60°. **Восточно-Кенгуссайский разлом** представляет собой взброс также субмеридионального простирания с падением плоскости сместителя на запад под углами 50–80°. Участками, южнее широты балки Мийлисай, отдельные его фрагменты сохраняют свой первоначальный характер крутопадающего сброса, с падением на восток плоскости сместителя под углами 45–85° [33].

Мийлисайский разлом разделяет два крупных блока площади, сложенных образованиями разных структурных ярусов. Плоскость его сместителя наклонена на запад, под углами 30–50° и только в профиле скважин № 11–13 угол ее падения достигает 60–70°. По геофизическим данным с глубиной Мийлисайский разлом выполаживается до 20–50° и приобретает характер надвига [44]. На отрезке между Бол. Мийлисай и озером Батпакты, в зоне разлома встречаются линейные тела серпентинитов. В 1,5–2 км восточнее разлома, на северном склоне долины Бол. Мийлисай расположена цепочка изометричных маломощных залежей серпентинитов с пологими контактами, возможно, также связанных с указанным разломом и представляющих собой эрозионно-тектонические останцы тектонического покрова.

Предполагается, что на ранних этапах своего развития, в период формирования частных фаненско-раннетурнейских прогибов, Мийлисайский разлом представлял собой крутопадающий сброс. В коллизионную стадию в результате общего смятия и движения масс горных пород в восточном направлении он приобрел характер взброса, участками переходящего в надвиг, частично в покров, по которому нижнекаменноугольные отложения были надвинуты на силурийские.

Региональные разломы, не обладающие чертами структурных швов, характеризуются более простой кинематикой и 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: Егакаринский, Верхнемийлисайский и др.).

ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

В истории геологического развития Зауралья выделяются три крупных этапа, в течении которых сформировались основные структурные этажи: байкальский, каледонско–герцинский и мезозойско–кайнозойский.

БАЙКАЛЬСКИЙ ЭТАП

Древнейшие геологические события в регионе связаны с формированием раннерифейских структурно-вещественных комплексов. Метаморфические породы этих комплексов в пределах описываемой площади на современном эрозионном срезе отсутствуют, т. к. перекрыты мощными толщами более молодых отложений. Они широко распространены севернее, в пределах Казахстана, в ядрах Кусоканского и Троицкого горст-антиклинальных выступов. Большая часть из них образовалась по терригенно-осадочным породам, формирование которых происходило в относительно спокойной обстановке, в условиях платформенного режима, в длительно существовавших депрессиях типа авлакогенов восточной окраины Русской платформы. В конце рифея зона осадконакопления испытала общий подъем, охвативший всю зону Южного Урала, и превратилась в область пенеплена [5, 6].

КАЛЕДОНСКО–ГЕРЦИНСКИЙ ЭТАП

Этот этап представляет полный геодинамический цикл развития: от рифтогенеза, раздвижения блоков континентальной коры и образования океанического бассейна до формирования островных дуг с процессами субдукции, скупивания и образования складчатой горной области [5, 6].

СТАДИЯ РИФТОГЕНЕЗА И ОБРАЗОВАНИЯ ОКЕАНИЧЕСКОГО БАСЕЙНА

В раннем ордовике в результате подъема мантийного диапира происходят разрыв и раздвижение блоков древней континентальной коры. Формируется сложная рифтовая зона, в систему которой входила и описываемая площадь, расположенная восточнее Сарыобинского грабена.

Образовавшийся бассейн первоначально был нешироким и состоял из нескольких впадин, разобленных 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 ордовикско–раннесилурийская офиолитовая ассоциация. Структурно-вещественные комплексы этой ассоциации в пределах площади листа М-41-VIII, II на современном эрозионном срезе отсутствуют, но широко развиты западнее, в Алапаевско-Адамовской и севернее, в Казахстане, в Урайско-Денисовской зонах.

СТАДИЯ ФОРМИРОВАНИЯ СИСТЕМЫ РАННЕЙ ОСТРОВНОЙ ДУГИ

Предположительно, с конца среднего ордовика процессы растяжения сменились сжатием и происходит закрытие бассейна. В раннем силуре в пределах площади образовалась островная дуга, протягивающаяся в субмеридиональном направлении от оз. Айке до р. Тобол и далее на север, за пределы РФ. Она состояла из цепи небольших вулканических аппаратов, сложенных лавово-пирокластическими породами (средней подтолщи варненской толщи). Извержения не носили длительный и мощный характер и часто сменялись отложениями пирокласто-осадочных и терригенно-осадочных пород. Последние начинают преобладать уже к концу раннего силура (верхняя подтолща варненской толщи). При этом наблюдается отчетливое увеличение в них отложений более глубоководных фаций (углисто-кремнистых, глинисто-кремнистых пород, кремнистых туфоалевропелитов), что свидетельствует об постепенном углублении бассейна. Позднесилурийские, по всей видимости глубоководные отложения, на площади не выявлены, т. к. оказались перекрытыми более молодыми образованиями. Возможно, к ним относятся углисто-глинисто-кремнистые филлитизированные сланцы, развалы которых наблюдаются на северном склоне долины р. Тобол, у пос. Булды (за пределами РФ).

СТАДИЯ ВТОРИЧНОГО СПРЕДИНГА И ОБРАЗОВАНИЯ СИСТЕМЫ МОДИФИЦИРОВАННОЙ ОСТРОВНОЙ ДУГИ

В раннем девоне в образовавшемся окраинном морском бассейне закладываются новые зоны спрединга. В пределах описываемой территории одна из них проходила восточнее Западно-Сарыюбинского глубинного разлома и охватывала всю часть площади, в пределах Троицко-Буруктальской 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 (в основном западнее площади) формированием поясов, узлов экструзивных лавовых куполов дацитов, риолитов и извержениями пирокластики кислого состава. В эту стадию была образована верхняя часть разреза жетыкольской толщи раннедевонской базальт-риолитовой формации. В период некоторого затухания вулканизма происходит накопление осадочных пород кундыбаевской толщи раннедевонской метауглеродисто-терригенной формаций. С этим этапом базальтового вулканизма в Троицко-Буруктальской подзоне, 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. В зоне западного крутого ступенчатого борта, образовавшегося вулкано-тектонического грабена, видимо, были широко развиты процессы гравитационного перемещения крупных блоков пород, включающих и тела гипербазитов, в восточном направлении, в наиболее опущенную часть трога. Предположительно, с этим этапом связано начало формирования Буруктальского аллохтона.

Процессы среднедевонского вулканизма также начались с трещинных излияний лав базальтов, которые потом сконцентрировались в отдельных центрах и завершились формированием лавово-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 зоны спрединга в среднем девоне сформировалась вулканическая островная дуга субмеридионального простираения. Активная вулканическая деятельность в этой дуге, 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 коскольского комплекса верхнедевонской габбро-диорит-плагиогранитовой формации (Коскольский массив).

Активная вулканическая деятельность во фране в основном затухает. В шельфовых зонах впадин накапливаются терригенные осадки, богатые вулканомиктовым материалом (блакская и аулиетасская толщи терригенной формации). Появление в вулканомиктовом материале верхнедевонской терригенной формации вулкаников кислого и субщелочного состава с краснокамен-

ным 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-плагиогранитовой и в незначительных количествах монцонит-граносиенит-лейкогранитовой формаций.

СТАДИЯ ПОВТОРНОЙ ДЕСТРУКЦИИ ПЛОЩАДИ И ОБРАЗОВАНИЯ 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 карбонатно-терригенной формации.

Примерно во второй половине визе, по расположенной западнее площади Сарыобинской системе сбросов, произошло резкое опускание территории района с образованием в ее пределах зон спрединга и формированием в них ассоциаций базальтового вулканизма. Крайняя восточная зона располагалась в средней части площади. В этой зоне образовался узкий линейный вулканотектонический грабен, в котором происходили интенсивные трещинные извержения базальтов, приведшие к образованию кенгуссайской толщи.

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. В этот период продолжались процессы интрузивного магматизма, в основном в зонах активного вулканизма, которые привели к образованию ассоциаций диорит-плагиогранитовой формации.

КОЛЛИЗИОННАЯ СТАДИЯ

В среднем, позднем карбоне и в перми в условиях сжатия и аккреции структурно-формационных блоков развивается интенсивная складчатость общего смятия в сочетании со взбросами, взбросо-сдвигами, надвигами и тектоническими покровами. Эти процессы сопровождалась внедрением интрузий диорит-гранодиорит-гранитовой формации, гранитизацией, интенсивным палингенезом и формированием батолитов калинатровых 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, развитые западнее описываемой площади.

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 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, в Таналыкской и Орской депрессиях сформировались наиболее полные и мощные разрезы переотложенных 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

Исследованная площадь принадлежит крупному геоморфологическому району Южного Урала, Зауральскому пенеплену. Эта категория рельефа, по мнению А. Д. Наумова [7], отличается от платформенных денудационных равнин не только определенным соотношением тектонической структуры и рельефа, но и тем, что пенеплен является результатом уничтожения горного рельефа, а не расчленения аккумулятивной равнины.

Рельеф пенеплена на площади листа представлен двумя основными группами: денудационной и аккумулятивной.

ДЕНУДАЦИОННАЯ ГРУППА КОМПЛЕКСНОЙ ДЕНУДАЦИИ

ПОВЕРХНОСТИ ВЫРАВНИВАНИЯ

1. *Поверхность выравнивания мезозойского возраста (МЗ)*. Пенеплен представляет собой морфологически плоскую, иногда холмистую поверхность с абсолютными высотными отметками 320–340 м, сложенную породами складчатого основания с корой выветривания по ним. На поверхности пенеплена отмечаются неглубокие и пологие понижения – седловины, а в краевых частях – долины, выполненные маломощными суглинками со щебнем палеозойских пород. Осадочного чехла на поверхности пенеплена нет, отмечается лишь маломощный, грубый по механическому составу элювий. Главными экзогенными процессами являются выветривание и слабый плоскостной смыв.

Мезозойский возраст пенеплена доказывается тем, что он в ряде мест (Орская и Колчинско-Кваркенская впадины) перекрывается среднетриасовыми и юрскими континентальными отложениями, сформировавшимися за счет фиксирующей пенеплен коры выветривания [7].

2. *Реликты олигоценовой поверхности выравнивания (Р₃)* наблюдаются в юго-восточной части территории и представляют собой почти горизонтальные площадки с абсолютными отметками 280–290 м.

Фиксируется поверхность выравнивания образованиями уркимбайской свиты олигоценового возраста и песчаниками саксаульской свиты эоцена. Возраст датируется на основании того, что эрозия и денудация начались здесь в олигоценовое время.

3. *Поверхность выравнивания плиоцен–голоценовая (N₂–Q_{II})*. К этому типу рельефа принадлежит значительная часть территории. На поверхности выравнивания плоские водоразделы сочетаются с обрывистыми склонами речных долин, часто покрытыми маломощным делювиальным чехлом, представленным суглинками и супесями со щебнем. На водоразделах относительные превышения отдельных элементов рельефа достигают 10 м. Обычным для остальной части водораздельных пространств является превышение отдельных возвышенностей над поверхностью водоразделов до 3 м.

Основными формами микрорельефа склонов являются широкие лога без ясно выраженного тальвега. Наличие миоценовых образований (наурзумская и чаграйская свиты) на поверхности выравнивания позволяет отнести начало ее формирования к плиоцену, так как имевшие широкое развитие отложения миоценового возраста были смыты в позднемиоценовое время.

СКЛОНЫ

4. *Склоны средне-позднеоплейстоценовые денудационные (Q_{II-III})* развиты преимущественно в центре и на юге территории.

Склоны имеют ступенчатую форму: выпуклую в верхней части и выпукло-вогнутую – в нижней. Крутизна склонов колеблется от 5 до 20°.

Основными микроформами рельефа на склонах являются широкие корытообразные долины (лога) без выраженного тальвега или имеющие вторичный врез в виде неглубоких промоин и денудационные останцы, сложенные скальными породами.

АКУМУЛЯТИВНАЯ ГРУППА

АЛЛЮВИАЛЬНЫЙ РЕЛЬЕФ

5. *Вторая надпойменная терраса поздненеоплейстоценового возраста (Q_{III})* развита в виде фрагментов в долине реки Тобол. Терраса имеет пологий уступ, плохо выражена в рельефе. Сложена терраса аллювиальными образованиями стрелецкого и ханмейского горизонтов: песками, алевритами, суглинками и супесями. Максимальная мощность образований 18 м.

6. *Первая надпойменная терраса поздненеоплейстоценового возраста (Q_{III})* развита фрагментарно в долине реки Тобол с незначительным превышением над пойменной террасой и является вложенной во вторую надпойменную террасу. Аллювиальный комплекс представлен алевритистыми глинами, песками и суглинками, высота террасы над межнным уровнем не превышает 3 м.

7. *Поймы и днища долин голоценового возраста (Q_H)*. Пойменные террасы развиты в долинах рек Тобол, Ащысу и их притоков, а также в балках с временными водотоками. Пойма реки Тобол имеет ширину от 100 м до 2 км, иногда занимая площадь всей долины. Представляет собой почти горизонтальную поверхность, местами заболоченную, с широко развитыми прирусловыми озерами и старицами. Низовья балок тоже имеют пойменные террасы, сложенные делювиальными и аллювиальными глинистыми песками и глинами со щебнем.

ОЗЕРНО-АЛЛЮВИАЛЬНЫЙ РЕЛЬЕФ

8. *Равнина миоцен–плиоценового возраста (N_{1-2})* широко развита на востоке территории. Морфологически этот тип рельефа представляет собой сильно выровненную поверхность с уклоном 1–3° в сторону долин, которые являются основной формой рельефа. Сложена равнина образованиями миоценового и плиоценового возраста (светлинская, кустанайская и жиландинская свиты неогена) озерного, аллювиального и озерно-аллювиального генезиса. Мощность образований до 40 м.

9. *Равнина эоплейстоценового возраста (Q_E)* вложена в озерно-аллювиальную миоцен–плиоценовую равнину. Занимает значительную территорию в восточной части листа и выполняет долины рек Тобол и Ащысу. Образования, слагающие этот тип рельефа, имеют однообразный состав, представленный преимущественно песчанистыми глинами, алевритами и песком с прослоями гравия. На площади равнины развиты плоско-вогнутые формы рельефа. Между миоцен–плиоценовой и эоплейстоценовой озерно-аллювиальными равнинами нет четко выраженного в рельефе разграничения, их выделение проводится по выполняющим их рыхлым образованиям.

ОЗЕРНЫЙ РЕЛЬЕФ

10. *Озерный рельеф среднеоплейстоценового возраста (Q_{II})*. Терраса озера Айке имеет четко выраженный уступ, возвышающийся над урезом воды до 1,5 м. Сложена терраса глинами и алевритами мощностью до 10 м. Терраса прислонена к озерно-аллювиальной равнине эоплейстоценового возраста.

11. *Озерный рельеф голоценового возраста (Q_H)* представлен аккумулятивными озерными ваннами озер Айке, Косколь, Карашаколь, Журманколь и ряда мелких озер, расположенных в бессточной области. Эти озера являются местом накопления осадков, сносимых с окружающих возвышенных участков. Озерные образования представлены иловатыми глинами с прослоями песка и сапропелями. Мощность достигает 5 м.

ОЗЕРНЫЙ И БОЛОТНЫЙ РЕЛЬЕФ

12. *Озерный и болотный рельеф голоценового возраста* (Q_n) представлен изолированными понижениями рельефа овальной формы, выполненными озерными и палюстринными илами, сапропелями, торфом. Данный тип рельефа отмечается в долине реки Тобол и на западе территории, где приурочен к озерно-аллювиальной равнине.

ТЕХНОГЕННЫЙ РЕЛЬЕФ

13. *Техногенный рельеф голоценового возраста* (Q_n) представлен отвалами и выемками карьеров, шахт, канав. В масштабе геоморфологической схемы элементы данного рельефа не выражаются, поэтому показаны внемасштабными условными знаками.

ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ РЕЛЬЕФА

Во второй половине среднего триаса Южный Урал характеризовался ослаблением движений земной коры. Скорость денудационных процессов преобладала над положительными тектоническими движениями. Это привело к образованию структурной поверхности мезозойского пенеplена, фиксированного корой выветривания.

В раннеюрское время территория Южного Урала испытала общее поднятие. На большей части территории аккумулятивные равнины перешли в денудационные.

На исследуемой части Южного Урала в это время существовал пенеplен и по-прежнему господствовали процессы корообразования, продолжавшиеся, вероятно, до конца мезозоя. Медленное поднятие территории происходило и в раннепалеогеновое время. К концу среднего эоцена море покидает пределы Южного Урала и на его месте образуется эоловая аккумулятивная равнина, отложения которой распространялись и на исследованную территорию.

Во второй половине позднего олигоцена и в миоцене восточная часть пенеplена представляла собой озерно-аллювиальную равнину.

По данным А. Д. Наумова [7] начало новейшего этапа знаменуется для всего региона фазой поднятия и размыва. Исследованная территория испытывала сводовые поднятия с незначительными по амплитуде перемещениями отдельных блоков по региональным разломам. На отдельных участках пенеplена происходила аккумуляция по приразломным впадинам.

В конце раннего и среднего плиоцена территория переживала небольшое по амплитуде опускание. Это четко фиксировано широким развитием и фациальным составом плиоценовых осадков. Значительная площадь была перекрыта плиоценовыми глинами, часть которых сохранилась на поверхности до настоящего времени.

В четвертичное время началась и продолжается в настоящее время пятая фаза тектонических движений, характеризующаяся значительными по амплитуде и градиентам тектоническими подвижками.

По утверждению А. Д. Наумова [7, с. 189] «Урало-Тобольский водораздел не менял своей генетической и геоморфологической сущности с нижнего мезозоя – он был и остается до настоящего времени пенеplеном, фиксированным корой выветривания».

В пределах исследованной территории на востоке площади, в районе бессточных крупных озер, в современном рельефе развита озерно-аллювиальная равнина раннечетвертичного возраста.

История развития рельефа территории Зауралья является самой консервативной: до настоящего времени сохранился мезозойский пенеplен.

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

На площади работ выявлено 172 объекта полезных ископаемых: 39 месторождений (7 золота, 6 никель-кобальта, 4 хрома, 1 меди), 45 проявлений, 39 пунктов минерализации, 57 первичных геохимических ореолов (ПГХО). Они представлены четырьмя подгруппами металлов радиоактивными элементами и пятью неметаллических полезных ископаемых. Они относятся к 7 генетическим типам: магматическому (Cr, Ti, Cu), контактово-метасоматическому (Fe), плутоногенно-гидротермальному (W, Mo, TR), гидротермально-вулканогенному колчеданному (Cu, Zn), гидротермальному (Au, пьезокварц, асбест), кор выветривания (Ni (Co), Au, W, TR, каолин), осадочному (Au, TR, Zr, Ti). Ведущими для территории являются золото (51 объект, в т. ч. 7 месторождений), медь (21 объект), вольфрам (15 объектов), строительные материалы (15 объектов). При ГДП-200 выявлено 23 объекта (14 % от всех известных).

МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

ЧЕРНЫЕ МЕТАЛЛЫ

ЖЕЛЕЗО

Проявления железа относятся к контактово-метасоматическому и вулканогенно-осадочному типам. В последнем магнетит формируется при метаморфизме за счет титаномагнетита в мета-базальтах.

Кенгуссайское проявление (II-2-26) приурочено к зоне магнетит-эпидот-гранат-пироксеновых скарнов, протянувшейся на 2,5 км по контакту небольшой интрузии гранитов (P₁š) и метаэффузивов аккаргинской толщи. Содержание Fe₂O₃ 9–22 %, в железной шляпе (0,2×0,4 км²) – до 23–82 %, а марганца – до 0,43 %. Проявление малоперспективное.

ЖЕЛЕЗО, ТИТАН

Вкрапленные магнетитовые и титано-магнетитовые руды, реже шпирсы и прожилки отмечены в сланцах (мета-базальтах) кенгуссайской толщи на *проявлении Кенгуссайская аномалия* (II-2-19) и на *Кенгуссайском проявлении* (IV-2-6) титаномагнетита, которые, вероятно, можно отнести к вулканогенно-осадочному нижнемамоновскому типу (Воронежская область).

Магнитная аномалия над первым проявлением протягивается на 3 км, а в 1 км восточнее отмечается параллельная аномалия. Содержание Fe во вкрапленных рудах 14–17 %, Ti – 4–6,4 % [33].

На Кенгуссайском проявлении зона оруденения по точечным геохимическим аномалиям прослеживается на 4 км.

Необходимо отметить, что в 4–5 км южнее площади ГДП-200, в скв. 94Г 1955 года (50°45' с. ш. и 61°23'30" в. д.) И. Б. Дальяном [24] отмечены под рыхлым мезокайнозойем (33 м) на инт. 33–110 м гематит-бурожелезняковые руды с прослоями песчаника (инт. 37–40 м) и черных глин (инт. 91–103 м). Содержание Fe в руде 43,8–54,4 %, в среднем – 48 % на опробованный интервал в 33 м. Рудопроявление трассируется с выходами кенгуссайской толщи, в ядре синклинали.

ХРОМ

Мелкие месторождения хромитов обнаружены только в Аккаргинском гипербазитовом массиве.

Аккаргинское месторождение хромитов, открытое и разведанное в 1930–1935 гг., частично отработано с поверхности до 8–40 м в 1933–1942 гг. Расположено месторождение в центральной части одноименного массива, где протягивается в субмеридиональном направлении на 8 км, начинаясь в 2 км южнее пос. Тобольский. Рудные тела группируются в участки шириной до 150 м и протяженностью 0,1–2,0 км.

Участок Северный (I-1-6) в виде выходов (рудных тел) № 66–69 сплошных и вкрапленных руд мощностью 1–2 м и длиной до 15 м протянулся на 2 км. Здесь добыто (на 01.01.1937 г.) 3,8 тыс. т, осталось 20,3 тыс. т.

Выходы 4-4а (I-1-7) протяженностью до 35 м расположены в 1 км к юго-западу от Северного. Мощность рудных тел 2–4 м, на глубину прослежены до 30 м. Добыто 3,8 тыс. т, осталось 29,4 тыс. т.

Выходы 8-25 (I-1-8) расположены в районе разв. пос. Аккарга, в 250 м на юго-запад от выходов 4-4а, на протяжении 700 м. Рудные тела (линзы, жилы) вкраплено-прожилковые длиной до 120 м, на глубину прослежены до 25 м. Добыто 38,6 тыс. т, осталось 21,7 тыс. т.

Выходы 32-34 (I-1-17) на участке 200×150 м расположены в 200 м южнее выходов 8-25. Здесь добыто 9,9 тыс. т, осталось (на 01.01.1937 г.) – 11,3 тыс. т.

Еще южнее в т. 2029 (*пункт минерализации* I-1-27) мелкими карьерами вскрыты залежи 78-83, где добыто около 0,6 тыс. т.

К северу от *пункта минерализации* I-1-27 на протяжении 5 км отмечаются мелкие старательские выработки (ямы), которые представляют собой зону хромитовых тел, параллельную главной (I-1-6, 7, 8 и др.) в 2 км восточнее. Общая длина зоны хромитовых залежей около 13 км.

Все 83 рудные залежи, жилы, линзы вскрыты и частично отработаны до 6–40 м. Мощность рудных тел 1–6 м, длина от 10–50 до 120 м, падение в основном западное от 60 до 85°. Рудные тела не выдержаны по мощности и по падению, иногда слепые, часто будинированы, брекчированы, рассечены хлоритовыми жилками, реже дайками лампрофиров, согласных по простиранию и секущих по падению. Отмечаются субширотные сбросы и сдвиги с амплитудой 2–10 м.

Руды сложены хромпикотитом, хромдиопсидом с примесью ильменита, актинолита, брусита, уваровита, арагонита, магнезита. Последний в виде мелких тел отмечался до глубин 160–180 м (скв. 4, [38]). Руды хромита сплошные и вкрапленные (ленточно-вкрапленные, рябчиковые, леопардовые) обычно с резкими контактами. Отрабатывались тела с содержанием более 40 % Cr₂O₃ (бортовое содержание) и мощностью более 0,5 м. Руды содержат (в %): SiO₂ – 5,06; TiO₂ – 0,19; Al₂O₃ – 8,9–10,5; FeO – 12,3; CaO – 0,4–0,9; MgO – 17,9–21,1; Cr₂O₃ – 43,6–52,8; Ni – 0,3.

Из 13 км рудоносной зоны разведано на небольших участках 1 125 м до глубин 30–50 м [38]. Неразведанные участки протяженностью 50–3 000 м на глубину не опробованы, хотя при ГС-50 [27] хромитовые руды отмечались на интервалах 30–75 м (скв. 374), 168–171,5 м (скв. 376).

Всего (до 01.01.1942 г.) добыто 80 тыс. т, осталось (запасы категорий А+В+С₁) – 31 тыс. т, т. е. на разведанных и частично отработанных участках общей длиной 1 125 м находилось 111,0 тыс. т (мелкое по запасам месторождение). Месторождение до 1961 г. находилось в консервации, затем его запасы были сняты с Госбаланса.

Следует отметить, что не проводилась оценка элювиальных валунчато-щебенистых и песчаных хромитовых руд в зоне выходов хромитов на поверхность. В Саранове (Пермская область) валунчатые руды в слое 0,5–5 м формируют запасы мелкого месторождения.

ЦВЕТНЫЕ МЕТАЛЛЫ

МЕДЬ (ЦИНК)

Выявлено 1 месторождение, 7 проявлений, 3 пункта минерализации, 11 ПГХО. Медепроявления колчеданного типа на площади группируются на двух участках развития журманкольской толщи: на юге у оз. Жетыколь и Журманколь, на севере в Блак-Тобольском участке. Интересными являются проявления Cu скв. 144 в коре выветривания, минералогический интерес представляет самородная медь в *ореоле* III-2-7 между поселками Полевой и Южный.

Светлинское месторождение (IV-1-5) располагается в метаморфизованных отложениях вулканогенно-осадочной журманкольской толщи эйфеля, в зоне влияния глубинного Джетыгаринского разлома. Открыто при ГС-50 [27], когда в скв. 48 (уч. Озерный) были вскрыты прожилково-вкрапленные и массивные колчеданы с содержанием меди до 9 %. Предварительной разведкой 1967–1971 гг. [30, 29] буровыми скважинами (90,6 тыс. пог. м) до глубины 1 200 м оконтурена рудная зона площадью 550×2 000 м, приуроченная к интенсивной деформирован-

ной вулcano-купольной кальдере. Кроме секущих рудную зону даек и силлов диоритовых порфиров, отмечаются линзовидные протрузии серпентинитов мощностью до 25 м.

В рудной зоне выделено 19 рудных тел длиной 100–800 м, мощностью до 46,6 м, прослеженные по падению до 300 м. Наиболее крупные рудные тела 1, 5 и 7. Среднее содержания меди 2,2 %, серы – 15,9 %. Общие запасы (C_1+C_2) 130,9 тыс. т. Извлечение меди из руд 93–96 %, серы – 55–60 %. Содержание золота в групповых пробах 0,3–0,6 г/т, серебра – 5–8 г/т. Содержание золота в пирите 10–65 г/т, в халькопирите – 1–5 г/т, в пирротине – до 7,2 г/т. Извлечение золота из медного концентрата 58,6 %, серебра – 74,3 %. Средняя мощность покровных отложений мезокайнозоя – 15 м.

Перспективы увеличения запасов на флангах и на глубину отсутствуют [29].

Проявление Северное (III-1-6) по особенностям геологического строения идентично Светлинскому месторождению. В интенсивно дислоцированных метавулканитах журманкольской толщи с секущими дайками гранит-порфиров и телами серпентинитов выделены две зоны прожилково-вкрапленных колчеданов мощностью 300–800 м. Рудные сечения в них мощностью 0,8–1,2 м содержат 0,8–3,08 % меди. Зоны выходят на поверхность, где по бурым железнякам с малахитом прослежены на 1 км. На глубину рудные сечения отмечены до 61,7 м. При этих параметрах, среднем содержании 1,5 % и мощности 5 м проявление не представляет интереса, как и соседнее *проявление Широкий бугор* (III-1-7).

Помимо вышеописанных отмечены единичные рудные сечения 0,2 м с содержанием Cu до 2,9 % [31] на *проявлениях Бласское 1 и 2* (I-1-24 и 25). В северной части участка отмечается «пропитка» малахитом и азуритом цемента песчаников и конгломератов аулиетасской толщи фамена, где Cu до 0,3 % [28]. Возможно под отложениями D_3 , занимающими до $\frac{1}{3}$ рудного поля, находятся более концентрированные скопления колчеданов в журманкольской или бласской толще.

Более интересной представляет зона окисления сульфидного оруденения в аккаргинской вулканогенно-осадочной толще, вскрытой при ГДП-200 *скважинами 144* (I-1-13) и *151* (I-1-12). Здесь на инт. 27–43 и 3–6 м в щебнисто-глинистой коре выветривания с пористым бурым железняком и малахитом (?) содержание Cu, Zn до 0,6 %, Pb – до 0,3 %, Ag – 4 г/т. Ширина зоны оруденения более 1 км (расстояние между скв. 144 и 151), протяженность не менее 2 км, мощность рудоносной коры выветривания 16 м.

Проявление меди II-1-7 в коре выветривания лиственитизированных гипербазитов Карашакольского массива, где на инт. 14–47 м Cu 0,1–0,5 %, *ореолы Cu* III-1-10, 12 над телами гипербазитов Северо-Буруктальского массива следует рассматривать как признак медно-сульфидного (Cu-Ni) оруденения.

Вероятно можно рассматривать этот признак и как поисково-прогнозный на платиноиды, обычные в медно-никелевых сульфидных рудах.

В контуре *ореола меди IV-2-7* выявлены *пункты минерализации самородной меди IV-1-22 и IV-2-8*, где в измененных долеритах отмечались зерна и чешуйки меди, содержание которой до 0,6 % [27, 33].

ЦИНК (СВИНЕЦ)

Пункты минерализации Zn и Pb скв. 5 (II-2-1) отмечаются в углисто-графитистых сланцах аккаргинской толщи, где Pb и Zn до 0,1 %, W – до 0,02 %, Ag – до 6 г/т, и *т. 2139* (I-1-26) в прожилках кварца среди серпентинитов Аккаргинского массива (Zn – 0,6 %).

Ореол Zn I-2-13 оконтуривает узел золотосульфидной минерализации (*проявления I-2-12 и 14*).

Пункт минерализации скв. 151 (I-1-12) вероятно представляет зону окисления цинк- и медь-содержащих колчеданов в аккаргинской толще.

НИКЕЛЬ, КОБАЛЬТ

На площади работ разведано 6 мелких месторождений силикатных никель-кобальтовых руд, а также одно перспективное проявление и 4 пункта минерализации, из которых два также перспективные. Все они связаны с охристо-нотронитовой корой выветривания по гипербазитам Аккаргинского и Буруктальского массивов.

Залежь 8 Буруктальского месторождения (IV-1-6) находится в северо-западной части Буруктальского массива. На площади около 2 км² оконтурено 15 рудных тел мощностью до 3–4 м с содержанием Ni 0,7–1,42 %, Co – 0,02–0,16 %, Fe – до 38–42 %. Отмечается цинк до 0,57 % [9, 28]. Рудоносная кора выветривания характеризуется довольно резкой вертикальной зонально-

стью. Отчетливо выделяются сверху вниз зоны охр, нонтронитов и нонтронизированных серпентинитов. Носители промышленных концентраций никеля в зоне охр – гидрогетиты, в меньшей мере – абсоланы, хлориты и нонтрониты. В зоне нонтронитов и нонтронитизированных серпентинитов никель сосредотачивается в нонтронитах, хлоритах и абсоланах. Во всех зонах промышленная концентрация кобальта приурочена к абсоланам.

Обнаружены линейные коры выветривания мощностью до 60–100 м, где содержание Ni до 2,6 %, Co – до 0,17 %. Общие запасы (C_1) Ni – 60 тыс. т, Co – 4,7 тыс. т [47].

Залежь 10 Буруктальского месторождения (IV-1-2) представлена мелкими рудными телами с общими запасами никеля менее 30 тыс. т.

Аккаргинское месторождение никеля (II-1-15) находится в южной части одноименного массива ультрамафитов. На участке 2×12 км предварительной разведкой 1959–1972 гг. выделено 44 рудных тела, 38 из них с промышленными содержаниями никеля, по 25 подсчитаны запасы. Рудные залежи нонтронит-абсолановых руд имеют мощность 1,5–5,6 м и площадь 0,01–0,68 км² (до 0,3×2,3 км). Мощность вскрыши – до 38,6 м. Объемная масса руды – 1,72 г/см³. Среднее содержание никеля – 0,91 %, кобальта – 0,05 %. Общие запасы кат. C_1 никеля – 133 тыс. т, кобальта – 9 736 т [39].

Рудное тело 4 Аккаргинского месторождения (I-1-29) находится в центральной части Аккаргинского массива и представляет собой мелкое месторождение на площади 0,5 км² [39].

Коскольское месторождение (II-1-20), расположенное в южной части Аккаргинского рудного поля, является мелким и по геологическому строению аналогично вышеперечисленным.

Проявление скв. 318 (II-2-2), где мощность рудоносной части коры выветривания до 13 м и содержание Ni – 0,5–0,9 %, а Co – до 0,19 %, прогнозируется как мелкое месторождение. Так же следует оценивать *пункты минерализации Коскольский 2 (III-1-4)* и *Коскольский (III-2-6)*, в которых содержание Ni до 1,16 %.

МОЛИБДЕН

На площади листа выявлен только один *ореол Mo, Cu, As (III-2-8)* в зоне разлома среди пород C_1 .

ВОЛЬФРАМ

Выявлено 1 проявление, 7 пунктов минерализации и выделено 7 ореолов вольфрама, которые находятся во всех минерагенических зонах площади работ.

В Айкенской зоне все проявления вольфрама приурочены к зонам грейзенизации в западном эндо- и экзоконтактах Айкенского массива гранитов на площади 5×16 км.

Проявление Айкенское (II-2-32) находится в 2,5 км на северо-восток от пос. Светлинский. Оценено [26] колонковыми скважинами (16/600 пог. м), шнековыми (56/1 100 пог. м), шурфами и маршрутами.

В западном эндоконтакте Айкенского массива среди грейзенизированных гранитов и турмалин-мусковит-кварцевых грейзенов выявлено до 35 субширотных кварцевых, кварц-турмалиновых жил длиной до 500 м и мощностью до 1 м. Мощность околожильных грейзенов до 4–5 м. Отмечаются штокверковые участки. Зона грейзенов и жил шириной до 0,4 км протягивается на 2,5 км согласно контакту гранитов в 0,4–1,0 км от него.

Рудная минерализация представлена шеелитом и молибденитом. Среднее содержание W – 0,02 %, достигая 0,12 % (скв. 445), 0,152 % (скв. 489), 0,187 % (III-1068). В коре выветривания среднее содержание W – до 0,08 %; мощность коры – 5–7 м, достигая 26 м.

Проявление находится в контуре *ореола (II-2-31)*, выделенного по шести скважинам в коре выветривания средней мощностью 20 м с содержаниями W от 0,015–0,06 до 0,18 %, в среднем 0,05 %. Площадь ореола – 1×6,5 км.

В альбитизированных и грейзенизированных гранитах Айкенского массива содержания Nb в 2 раза выше фона, а в шлихах отмечается пироксид, колумбит, ксенотим [37].

Концентрации вольфрама отмечались в корях выветривания грейзенизированных сланцев силура в экзоконтакте Айкенского массива: *скв. 704 (II-2-20)* – 0,1–0,15 % на инт. 16–24 м, *скв. 942 (II-2-38)* – 0,17 % на инт. 16–20 м. *Скв. 942* находится в *ореоле II-2-37*, площадь которого 1×5 км.

В грейзенизированных породах экзоконтакта Айкенского массива содержание W до 0,15 %, Mo – 0,05 %, Be – 0,03 % отмечалось в *пункте минерализации скв. 2 (II-2-30)* на инт. 196–197 м. Крупные *ореолы W* в экзоконтакте массива: II-2-31 площадью 2×8 км, II-2-35 – 3×13 км, II-2-21 – 4×10 км, указывают на возможность выявления промышленно-интересного объекта.

При ГДП-200 в западной части района выявлено 2 пункта минерализации. В *скв. 305* (II-1-10) в коре выветривания измененных серпентинитов Аккаргинского массива на инт. 19–35 м содержание W до 0,1 %. В *скв. 277* (II-1-17) на инт. 15–23 м в коре выветривания прожилково-окварцованных гранодиоритов Коскольского массива с ксенолитами углисто-кремнистых сланцев содержание W до 0,015 %, Be, Co и Y – до 0,01 %. Оба пункта минерализации по косвенным признакам контролируются зонами трещиноватости северо-восточного простирания и, вероятно, имеют генетическую связь с гранитами шалкарского комплекса.

На севере листа выявлено 2 пункта минерализации вольфрама и 3 ореола. В *скв. 772* (I-2-2) на инт. 18,5–22 м в коре выветривания сланцев кенгуссайской толщи содержание W до 0,08 %. Вместе с *ореолом I-2-6* и *пунктом минерализации TR* (I-2-3), *скв. 772* намечают зону минерализации северо-восточного простирания. Зоны такого простирания достаточно уверенно выделяются при интерпретации карт кажущейся поляризуемости [44].

Комплексный (W, Au, Cu) ореол II-2-35 и *пункт минерализации скв. 665* (III-2-5) тесно связаны (пространственно) с мелкими телами гранитов барамбаевского и шалкарского комплексов. В *скв. 665* на инт. 3–8 м среди метасоматитов по гранитам содержание W – 0,095 %, на инт. 8–12 м – 0,015 %.

МЫШЬЯК

На территории листа выделяются *один пункт минерализации т. 2330* (IV-1-12) и *один ПГХО* (I-2-15) с содержаниями мышьяка 0,1 %.

РЕДКИЕ МЕТАЛЛЫ, РАССЕЯННЫЕ И РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ

НИОБИЙ

На площади работ выделено 6 *ореолов ниобия*: 3 ореола среди терригенной тушесайской толщи, 3 ореола и 2 аномальных пункта среди вулканитов жетькольской толщи. Все ореолы в виде линейных полосок шириной до 1 км вытянуты согласно общему простиранию толщ на 2–4 км в зоне влияния северо-восточного Егакаринского разлома. В ближайшем (1–5 км) Журманкольском гранитоидном массиве отмечались аномалии ниобия до 0,01 % [28]. Северо-восточные (диагональные) разломы часто являются рудоконтролирующими в Южном Зауралье и Мугоджарах [10].

ЦИРКОНИЙ, РЕДКИЕ ЗЕМЛИ

Коскольская россыпь (II-2-36) единственное проявление циркония. В песках чаграйской свиты мощностью 1–4 м на площади 0,5 км² содержание циркона – до 5,4 кг/м³, присутствует ильменит (до 9,5 кг/т), лейкоксен (до 2,9 кг/м³), рутил (до 1,2 кг/м³), а также монацит (до 3,5 кг/м³).

Учитывая широкое развитие чаграйских песков, ресурсы циркона могут быть значительно увеличены. Россыпи циркона всегда комплексные. Например, в проявлении золотоносных песков олигоцене *Коскольском* (III-1-1) содержание циркона до 1,3 кг/м³. Обычно циркон встречается совместно с монацитом, поэтому повышение радиоактивности песчано-гравийных отложений до 100 и более мкР/ч можно считать поисковым признаком (прямым) для циркон-монацитовых песков.

ЛАНТАН (ЦЕРИЙ)

Выявлен 1 пункт минерализации лантана и околонуено 4 ореола.

Пункт минерализации Никольское (II-2-28) приурочен к коре выветривания сланцев варненской толщи в зоне влияния Мийлисайского разлома. В скважинах 391 и 393, пробуренных через 250 м по широте, на инт. 24–28 и 45–48 м содержание La – 0,1 %, Ce – 0,2 %.

Ореолы лантана нередко в комплексе с Mo и Nb могут служить косвенным поисковым признаком редкометалльного оруденения в связи с Журманкольским гранитоидным массивом барамбаевского комплекса (IV-1-7, 18) и по скрытому разлому в осевой части Южно-Айкенской антиклинали (III-2-14, IV-2-2).

ИТТРИЙ, ЦЕРИЙ

Пункт минерализации в скв. 1772 (I-2-3) приурочен к прожилково-окварцованным риодацитам среди сланцев тушесайской толщи. На инт. 36–40 м содержание иттрия до 0,2 %, церий – 0,1 %. Низкое содержание редких земель определяет бесперспективность пункта минерализации, хотя находится он в зоне разлома, контролирующего вольфрамовое оруденение.

Ореол иттрия (III-2-16) в комплексе с Cu, Zn отмечается среди пород кенгуссайской толщи.

РЕДКИЕ ЗЕМЛИ

Пункт минерализации IV-1-8 приурочен к отложениям верхнего палеогена. Здесь в песках уркимбайской свиты отмечаются повышенные содержания моноцита (до 0,35 кг/м³).

БЛАГОРОДНЫЕ МЕТАЛЛЫ

ЗОЛОТО

На площади работ выявлено 7 месторождений золота, 19 проявлений, 7 пунктов минерализации, околонуено 19 ореолов и отмечено 35 точечных аномалий, из них при ГДП-200 выявлено 2 проявления, 3 пункта минерализации, 2 ореола и 11 аномальных точек. Золотое оруденение развито во всех минерагенических зонах (табл. 5), особенно в северных частях площади работ.

Золотое оруденение представлено золото-кварцевой, золото-сульфидно-кварцевой, золото-сульфидной формациями, золоторудными лиственитами, золотоносными корами выветривания, среди которых выделены коры выветривания по золоторудным лиственитам, отмечена небольшая россыпь золота.

Золото-кварцевая формация отмечается на Бласском участке (рудное поле *месторождения Блак*), где небольшие кварцевые *жилы № 9 и 14, 20* (II-1-8, 9, 12) мощностью около 1 м и протяженностью до 150 м залегают среди березитов по гранитоидам коскольского комплекса и вулканитам жетыкольской толщи. Золотоносными являются жилы серо-розового кварца, в которых золото локализуется близ зальбандов.

Золото-сульфидно-кварцевая формация представлена на шести месторождениях и одном проявлении.

Бласское месторождение (II-1-5), как и другие (*Старый Блак* – II-1-6; жилы № 9, 14 и 20 – II-1-8, 9, 12), представляют собой объекты старательских отработок золото-кварцевых жил, залегающих среди березитов и лиственитов. Мощность жил до 1–3 м, длина обычно до 130 м, редко до 800 м, азимут падения – 140 и 220° с углом падения 60–65°. Ширина полосы кварцевых жил до 700 м. В кварце, кроме мелкого золота, отмечается пирит, галенит, арсенопирит, турмалин. Содержание золота (среднее) – 9,6 г/т. Наиболее золотоносен розово-серый кварц и призальбандовые участки жил. Добыто по всем объектам 275 кг (официально), запасы в 328 кг сняты с баланса. Добыча велась в мелких карьерах (ямах) и в шахте глубиной до 112 м, в которой приток воды достигал 65 м³/ч.

Месторождение Старый Блак (II-1-6) расположено в 4 км на запад от Бласского. Здесь отработывалась жила кварца мощностью до 1 м, залегающая на контакте лиственитов и березитов в зоне северо-восточного разлома, отделяющего гипербазиты Карашакольского массива от субвулканитов журманкольской толщи.

В 500 м южнее старательских ям 4 скважины ГДП-200 вскрыли зону золотоносной коры выветривания шириной около 1 км по березитизированным гранитоидам и лиственитам по апоперидотитам с жилой кварца и зонами прожилкового окварцевания, в которых сульфидная минерализация с содержанием меди 0,1–0,5 % и золота до 0,2 г/т на инт. 15–47 м по скв. 301 отмечается в висячем боку жилы кварца. Мощность коры выветривания по профилю скважин – 25–45 м, золотоносные интервалы с содержанием 0,2–0,4 г/т (среднее 0,3 г/т), мощностью 4 м отмечаются на глубинах 10–43 м.

Месторождение Бисмулла (I-2-1) представлено золото-кварцевыми жилами среди гранитоидов Шалкарского массива. Кроме мелкого золота в кварце убогая вкрапленность пирита, халькопирита и турмалина. Содержание золота 2–3 г/т (извлекаемого при старательской добыче). Месторождение отработывалось с 1910 года (открытие Золотой Аккарги севернее изученной площади) до 1925 года. Данные о размерах добычи и запасах отсутствуют.

Список прогнозируемых объектов рудного золота с определением ресурсов (P₂) по объектам и площадям

Объект	№ на карте ПИ	Рудная формация	Параметры				Коэффициент рудоносности (надежности)	Ресурсы, т	Попутные, Zn, тыс. т	Примечание
			Ср. сод., г/т	Мощность, м	Длина, м	Глубина, м				
Буруктальская минерагеническая зона										
П. Аккаргинское Правотобольское прогнозируемое поле	I-I-31	Золото-лиственитовая	2,0	8,1	1 000	100		4,8 4,0		Продуктивность 0,2 т/км ²
Всего по зоне:								8,8		
Троицко-Кенгуссайская минерагеническая зона										
Бисмулла-Ковыльненский прогнозируемый рудный узел										
П. Ковальное 1	I-2-14	Золото-медно-колчеданная	0,4	2,7	2 500	250		1,7	59,0	Продуктивность по Au 2,7 т/км ²
Бисмуллинское прогнозируемое рудное поле (площадь 50 км ²)		Золото-сульфидная						95,0		Продуктивность 1,9 т/км ²
Всего по зоне:								96,7	59,0	
Айкенская минерагеническая зона										
Белоскальное прогнозируемое рудное поле (площадь 32 км ²)								60,0		Продуктивность 1,9 т/км ²
Всего по зоне:								60,0		

Правотобольское месторождение (I-1-4) расположено в 10 км на юго-запад от пос. Тобольского. Здесь несколько кварцевых жил мощностью 0,2–1 м, длиной до 130 м с азимутом простирания 10–30° залегают в песчано-конгломератовой аулиетасской толще. Падение жил предположительно восточное, протяженность жильной зоны до 1500 м, ширина не менее 650 м [45]. В кварце отмечаются чешуйки и зерна самородного золота, его содержание достигает 42,8 г/т (скв. 5, инт. 11–14 м, [45]). В приальбандовых окварцованных и березитизированных песчаниках и алевролитах содержание золота 0,2–10 г/т, а в коре выветривания по ним – 0,4–1,5 г/т. Ширина золотоносных кор выветривания – до 10–15 м, протяженность – до 700 м [51].

Золотоносными являются также пиритизированные дайки гранодиорит-порфиров с телами кварца, где кроме пирита отмечены халькопирит, пирротин и единичные зерна золота (скв. 8, инт. 42–44 и 51–55 м). В дайках содержание золота – 0,1–0,2 г/т (скв. 10, инт. 62–72 м), а в кварцевых жилках среди дайки – до 3,1 г/т (скв. 13, инт. 61–62,5 м). В коре выветривания золотоносной дайки содержание золота – 0,1–1,0 г/т (скв. 13, инт. 47–53 м).

Кварцевые жилы обрабатывались с 1934 года старателями мелкими карьерами (ямами) и шурфами до глубины 19 м. Сведений о добычи нет. Последняя ревизия месторождения проведена В. Т. Тищенко в 1971–1972 гг. [45].

Проявление Правотобольское (I-1-5), расположенное в 1,5 км к юго-западу от месторождения, вероятно, является частью последнего. Здесь серия старательских ям вскрывает жильный кварц мощностью до 0,5 м среди березитов. С учетом *ореола* (I-1-18) общая площадь Правотобольского месторождения 4 км².

Пункт минерализации скв. 1 (I-1-1) в северной части Правотобольского участка представляет зону прожилкового окварцевания выветрелых алевропесчаников с Au 0,01–0,3 г/т на инт. 11–24 м.

Золото-сульфидная формация представлена в трех проявлениях, а так же является субстратом для многих проявлений золотоносных кор выветривания среди оруденелых вулканитов аккаргинской толщи.

Проявление Ковыльное 1 (I-2-14) находится в зоне диагонального северо-восточного разлома, среди метавулканитов аккаргинской толщи с прожилково-вкрапленным сульфидным орудением (Zn – до 1%; Cu и Pb – до 0,2%), образующим зоны мощностью 1,5–4 м, в которых содержание золота 0,2–0,8 г/т (17 скважин). Ширина оруденелых пород – 250 м, протяженность – 2,5 км.

В скв. 1722 (I-2-12), расположенной в 2 км на север от Ковыльного 1, вскрыты рудоносные пропилиты по породам аккаргинской толщи с содержанием золота 1 г/т.

В скв. 1087 (II-2-33), в 6 км южнее Ковыльного 1, в аналогичных пропилитах содержание золота 3 г/т (инт. 52–56 м).

Золоторудные листвениты отмечены в двух проявлениях и являются субстратом для золотоносных кор выветривания по лиственитам в четырех проявлениях.

В лиственитах скв. 667 (II-2-34), расположенных в зоне разлома, рудоконтролирующего 5 проявлений и 1 ореол на протяжении 12 км (восточная часть Джетыгаринского шва), содержание золота достигает 0,3–5 г/т. Вероятно, к этой же формации следует отнести пункт минерализации т. 2019 (I-1-3), где в зеленых вторичных кварцитах среди гипербазитов Аккаргинского массива в зоне Джетыгаринского шва содержание золота 0,2 г/т, а хрома – 0,4%.

Золотоносные коры выветривания (аполиственитовые) отмечены в четырех проявлениях и одном ореоле.

Проявление Аккаргинское (I-1-31) приурочено к золотоносным лиственитам по гипербазитам Аккаргинского массива, где в зоне мощностью 8,1 м содержание золота 4,4 г/т [39]. В коре выветривания лиственитов на глубине 30–32 м содержание Au 0,4–1,0 г/т, а на мощность 15 м – 0,16 г/т [38].

В пункте минерализации скв. 101 (II-1-2), в аполиственитовой коре выветривания, в зоне Джетыгаринского шва, на глубине 31–35 и 63–67 м содержание золота – 0,4–0,5 г/т.

В коре выветривания лиственитов пункта минерализации скв. 475 (II-2-18) содержание золота на глубине 48–61 м – 1–3 г/т. Пункт минерализации приурочен к правому сдвигу, оперяющему с северо-востока Джетыгаринский шов. В зоне того же шва находится проявление скв. 1160 (III-2-1), где в коре выветривания лиственитов на глубине 16–36 м содержание золота 1,5 г/т.

Золотоносные коры выветривания (апоберезитовые) широко распространены на площади работ. Отмечено 11 проявлений, 4 пункта минерализации и 5 ореолов.

Проявление Ковыльное 2 (II-2-17) представлено золотоносной корой сульфидоносных метасоматитов пород аккаргинской толщи в зоне правого сдвига, оперяющего к северо-востоку Джетыгаринский шов. Содержание золота на глубине 28–64 м – 0,8–5 г/т. В невыветрелых ме-

тасоматитах отмечается прожилково-вкрапленное сульфидное оруденение (Cu – до 0,4 %, Zn – до 0,8 %, Pb – до 0,3 %). Площадь распространения золотоносных кор, вскрытых в пяти скважинах, – 0,3×0,7 км.

На *Восточно-Кенгуссайском проявлении* (II-2-13), расположенном в зоне Мийлисайского разлома среди метасоматитов кундыбаевской толщи, содержание золота в коре выветривания на глубине 20–54 м – 1,5–20 г/т (скв. 610, 710, 1096, 1085 [33]). В неветрелых метасоматитах с вкрапленностью пирита, халькопирита, сфалерита, турмалина на инт. 316–319 м (скв. 8) содержание золота – 0,5–3 г/т.

В проявлениях, контролируемых Восточно-Кенгуссайским разломом, содержание золота в корах на глубине 4–12 м – 4–5 г/т (скв. 1637 – II-2-5), на глубине 40–44 м – 1 г/т (скв. 1344 – II-2-11).

В коре выветривания метасоматитов пород аккаргинской толщи в центре Тушесайской вулканопольной постройки, на *проявлении скв. 2190* (II-2-3), содержание золота на глубине 68–76 м – 1–5 г/т. На западном продолжении широтного разлома, к которому приурочено проявление скв. 2190, в корах выветривания метасоматитов по породам аккаргинской толщи *проявления скв. 4* (II-1-4) золото с содержанием 0,1–0,5 г/т, на глубине 34–89 м сопровождается аномальными концентрациями вольфрама до 0,15 % (скв. 104).

В золотоносных корах выветривания березитизированных экструзивных риолитов аккаргинской толщи с прожилками кварца и содержанием золота 0,1–2 г/т, на глубине 59–79 м (скв. 137, I-1-14) содержание золота – до 0,4 г/т.

Дайка рудоносных гранит-порфиров мощностью до 250 м прослеживается на 3 км [45] среди вулканитов аккаргинской толщи. Над ней *ореол золота* I-1-15.

Золотоносные россыпи представлены *Коскольским проявлением (непромышленная россыпь)* (III-1-1). Здесь в песках чаграйской свиты в тяжелой фракции содержание золота – 6 г/т. Выход тяжелой фракции – 11,3 кг/м³. Кроме золота в песках содержится монацит (5,5 кг/м³), ильменит (3 кг/м³), циркон (1,3 кг/м³). По-видимому, с монацитом связана радиоактивность песков до 300–700 мкР/ч. Мощность песков – 0,5–8 м, площадь распространения – 7 км².

СЕРЕБРО

На площади работ оконтурено 5 *ПГХО серебра*. В Аккаргино-Шалкарской синклинали они приурочены к породам тушесайской и аккаргинской толщ и пространственно связаны с ореолами золота, так же как в Айкенском рудном поле. Возможно они намечают зональность золоторудных полей.

РАДИОАКТИВНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ

УРАН

Многолетние специализированные и попутные поиски урана не привели к открытию перспективного объекта.

Тургайская аномалия (II-3-1) приурочена к коре выветривания мощностью до 20 м пиритизированных углисто-глинистых сланцев кулыкольской толщи, залегающей под неоген–четвертичным чехлом (30–40 м) на площади 1,5×6 км. Радиоактивность коры не превышает 100–170 мкР/ч, т. е. содержание урана не выше 0,01 %. Отсутствие попутных компонентов позволяет считать аномалию бесперспективной для дальнейшего изучения.

Блакский пункт минерализации (III-1-13) приурочен к маломощной (3 м) дайке дацитов, в которой при радиоактивности до 295 мкР/ч содержание урана не выше 0,013 %. Сопутствующие аномальные концентрации Pb и Mo позволяют рассматривать пункт минерализации как поисковый признак редкометалльно-полиметаллического оруденения в Светлинском медно-рудном поле.

Следует отметить высокую степень корреляции (~0,7) слабых (50–60 мкР/ч) радиоактивных аномалий с золотом ([33], с. 136–138).

НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

ОПТИЧЕСКИЕ МАТЕРИАЛЫ

КВАРЦ ПЬЕЗОЭЛЕКТРИЧЕСКИЙ

Проявления пьезоэлектрического кварца (I-1-19, 21, 23) представлены кварцевыми жилами среди конгломератов D₃ (Тобольское месторождение). В 25 жилах длиной до 200 м гнезда горного хрусталя до 0,5×2,5 м с кристаллами 2–20 см светлыми и дымчатыми до черных. Дефекты в корневой части, редко вкрапленники, двойники, рубашки халцедона. Моноблоки I–II сортов составляют до 0,006 % от кристаллов. Практическая ценность проявлений незначительная.

КЕРАМИЧЕСКОЕ И ОГНЕУПОРНОЕ СЫРЬЕ

КАОЛИН

Выявлено два проявления каолина. Наиболее интересным представляется *проявление Коскольское 2* (II-1-16), где белые каолиновые глины коры выветривания центральной части Коскольского массива приурочены к амазонитоносным гранитам шалкарского комплекса и вскрыты в девяти скважинах ГДП-200 [32]. Мощность каолинов западной залежи площадью 2,5×7 км – от 11 до 50 м, в среднем – 25 м; в восточной залежи площадью 1,5×8 км – от 21 до 57 м, в среднем – 33,5 м. Мощность перекрывающих отложений западной залежи – 0,2–6 м, восточной – 6–15 м.

Выход обогащенного каолина (–0,063 мм) – 45–79 %, белизна – 71–81 %, содержание Al₂O₃ – 35–37 %, TiO₂ – 0,14–0,3 %, Fe₂O₃ – 0,61–1,78 %.

Белые каолиновые глины *Коскольского проявления* (III-1-2) в южной части центрального тела Коскольского гранитного массива вскрыты тремя скважинами [9]. Мощность залежи 10–15 м, перекрывающих – 0,5–3,5 м. Площадь залежи – 10–15 км².

АБРАЗИВНЫЕ МАТЕРИАЛЫ

ГРАНАТ

Выявлено два пункта минерализации, в которых гранат образует мономинеральные (85–90 %) скопления.

Пункт минерализации скв. 4 (I-1-9) расположен в центре Аккаргинского серпентинитового массива и выявлен при глубинной оценке [38] одноименного месторождения хромитов. Гранатиты отмечались в инт. 150–190 м.

Пункт минерализации Кенгуссайский (II-2-27) находится около одноименного скарнового проявления железа (II-2-26). Здесь на площади 200×250 м отмечались обломки гранатитов.

ГОРНОТЕХНИЧЕСКОЕ СЫРЬЕ

АСБЕСТ ХРИЗОТИЛОВЫЙ

Выявлено проявление и 5 пунктов минерализации асбеста.

Аккаргинское проявление (I-1-10) в одноименном массиве серпентинитов представлено сетчатым асбестом IV–VI сортов с содержанием 0,9–1,57 % на инт. 18–350 м в трех скважинах.

В *пунктах минерализации асбеста* среди серпентинитов Аккаргинского массива (I-1-16, 28; II-1-13) содержание асбеста еще ниже, т. е. они также не представляют практического интереса.

Малоперспективным является *пункт минерализации Первомайский* (IV-1-17), в котором поперечно-волокнистый асбест (хорошо распушенный близ кровли вмещающих серпентинитов под почвой 0,2 м, в стенке карьера) представлен единичными жилками мощностью 1–7 см и длиной до 1 м или изолированными зонами сетчатого асбеста размером 0,2×0,3 м.

ТАЛЬК

В пункте минерализации скв. 1 (I-1-2) мономинеральный тальковый камень вскрыт среди серпентинитов Аккаргинского массива на инт. 62–74 м. Истинная мощность тела талькитов не менее 5 м.

СТРОИТЕЛЬНЫЕ МАТЕРИАЛЫ

На площади работ среди пород палеозоя и платформенного чехла (до плиоцена включительно) зарегистрировано 21 месторождений и 5 проявлений строительных материалов, в том числе строительного камня 11 месторождений, кирпичных глин 5, песков 3 и песчано-гравийного материала 2 месторождения. Кварциты отмечены в разделе «Прочие ископаемые».

ГРАНИТ

Коскольское (II-1-19) и *Мийлисайское* (II-2-22) месторождения разрабатывались в основном для дорожного строительства, как и проявление т. 2108 (II-1-18), где добывались турмалинсодержащие граниты.

СЕРПЕНТИНИТ

На площади работ расположено одно месторождение серпентинита – *Спутник* (т. 2322) (IV-1-16). В настоящее время эксплуатируется.

ГЛИНЫ КИРПИЧНЫЕ

Все месторождения глин, как и проявление т. 2362, приурочены к глинам коры выветривания гранитов – *Коскольское 1* (II-1-21), и динамосланцев по породам палеозоя – *Коскольское 2* (II-1-22), *Туцесайское* (III-1-9), т. 2362 (V-1-1). Материалы по оценке месторождений не обнаружены.

Проявление участок № 9 (Николаевский) находится в Светлинском районе, в 7 км от поселка Кос-Коль (III-1-14 на карте четвертичных образований). Полезная толща представлена элювиально-делювиальными глинами известковыми с включениями кварцевой гальки. Вскрыша – почвенно-растительный слой мощностью 0,3 м. Глины пластичные, число пластичности – 22,8 ед. Содержание глинистой фракции в составе глин – до 62 %. Химический состав глин вполне отвечает требованиям, предъявляемым к кирпичным глинам.

Проявление участок № 8 (Южный) находится в Светлинском районе, в 8 км на восток от поселка Кос-Коль (III-1-15 на карте четвертичных образований). На площади 1,2 км² вскрыт пласт глин четвертичного возраста мощностью 4,7 м. Глины плотные, песчанистые, известковистые с редкими включениями щебня кварцита, содержат более 70 % фракции с размером частиц мельче 0,01 мм. Карбонатная примесь находится в распыленном состоянии. Химический состав глин: кремнезема – 56,9 %; глинозема – 13,78 %; окиси железа – 5,84 %; двуокиси титана – 0,82 %; окиси кальция – 8,95 %; окиси магния – 1,74 %; сумма окислов калия и натрия – 1,92 %; п.п.п. – 10 %. Пластичность глин – 29,9 ед.

ПЕСОК СТРОИТЕЛЬНЫЙ

Известно 3 месторождения песков.

Жетыкольское (т. 2379) месторождение (III-1-3) вскрыто карьером 100×50×3 м, где под чехлом почвы (0,2 м) и лессовидных суглинков с карбонатными журавчиками в основании (0,7 м) вскрыты мелкозернистые слабоглинистые пески чаграйской свиты: сверху (0,7 м) красные, ниже (более 1,5 м) серые с редким гравием и линзами (0,1–0,2 м) ожелезненных песчаников (индикатор чаграйской свиты). Отмечаются сбросы амплитудой до 0,5–0,7 м с приразломными складками до 40–60° в горизонтальных слоях.

Коскольское месторождение (III-2-4), по [2] участок № 4 представляет собой пласт песков чаграйской (?) свиты мощностью 4,6 м на площади 0,2 км² под четвертичными образованиями мощностью до 3,3 м. По составу пески сортированные: фракция 0,25–0,15 мм составляет 65,2 %, менее 0,15 мм – 33,5 %, более 0,25 мм – 1,3 %. Пески пригодны как отошители кирпичных глин.

Месторождение Талдыаша (т. 2327) (IV-1-15). В карьере 100×70×3 м под почвенным слоем (до 0,3 м) вскрыты кварцевые пески чаграйской свиты мелкозернистые до тонкозернистых с тонкими (1–2 см) линзами белых и красных глин. Мощность песков более 3 м. Отмечены крутые (до 80°) взбросы амплитудой до 1 м с образованием зон смятия и брекчий мощностью до 1 м.

ПЕСЧАНО-ГРАВИЙНЫЙ МАТЕРИАЛ

На площади листа располагаются два объекта – *Шелкарское месторождение (V-1-4 на карте четвертичных отложений)* и *проявление Балка Туцесай (III-2-20 на карте четвертичных отложений)* песчано-гравийного материала.

ПРОЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

КВАРЦИТ

Кварциты в основном мелкозернистые, грубослоистые, плитчато-блочные в виде гряд высотой до 20 м, шириной до 100 м и более и протяженностью до 1–3 км, при этом на вершинах гряд кварциты образуют скальные выходы высотой до 2–3 м, отмечены в составе туцесайской толщи (6 месторождений и 2 проявления) и кундыбаевской толщи (1 месторождение и 1 проявление).

В настоящее время для дорожного строительства в двух карьерах (300×50×10 и 100×30×7 м) эксплуатируются кварциты у *ск. Верблюд (I-2-10)*. Здесь в коре выветривания до глубины 5–10 м под чехлом красных глин неогена (до 3 м) с базальным слоем валунов и гальки (до 0,5–1,0 м) кварциты образуют дресвяно-щебнистую массу.

Остальные месторождения и проявления (мелкие карьеры) находятся в консервации. В них оценивается до 20 млн м³ резерва (*месторождение Игизкаринское – V-1-3*) бутового камня марки 1 000.

ГИПС

Отмечено 3 проявления гипса, два из них – *Туцесайское 1 (III-2-12)* и *Туцесайское 2 (III-2-17)* представляют собой выбросы из сурчин красных глин светлинской свиты, в которых обломки гипса составляют до 60 %.

Проявление Батпакты (т. 2389) (III-2-15) представлено пластом розетковидно и друзовидного цветного гипса среди пестрых глин светлинской свиты. Мощность пласта более 4 м, он непрерывно вскрыт оврагом на протяжении 1 км. В 0,5 км ниже оврага гипсы вскрыты мелкими (50×20×1,5 м) траншеями в долине балки шириной более 0,5 км. Гипс использовался для отсыпки узкоколейной железной дороги Светлый–Косколь.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ И ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ РАЙОНА

ЗАКОНОМЕРНОСТИ ОБРАЗОВАНИЯ И РАЗМЕЩЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Доолигоценые образования на площади работ находятся в пределах **Троицко-Мариновской минерагенической зоны** (1) Восточно-Уральской мегазоны и только небольшой клинышек на востоке площади относится к **Денисовской минерагенической зоне** (2) Зауральской мегазоны. Олигоцен–четвертичные образования входят в состав **Восточно-Уральской минерагенической зоны** (3) Уральского россыпного минерагенического пояса.

В палеозойской истории геологического развития района можно выделить 4 этапа рудообразования.

В раннедевонское время формируются месторождения хромитовых руд в ультрамафитах Аккаргинского массива. Массивы (протрузии) ультрамафитов аккаргино-буруктальского комплекса содержат проявления асбеста, талька, являются субстратом для силикатных никель-кобальтовых руд в нонtronитовой коре выветривания мезозоя и определяют границы *Буруктальского кобальтово-никелеворудного узла* (1.0.2).

Базальт-андезит-риолитовая журманкольская толща, сформированная в обстановке островных вулканических дуг, является продуктивной на медно-колчеданное оруденение (Светлинское месторождение) и определяет границы *Карашакольско-Светлинского золото-меднорудного узла* (1.0.1). В пределах *Блакско-Правотобольского никелево-хромово-золоторудного узла* (1.1.1) колчеданные медепроявления в журманкольской толще образуют участок, разделяющий золоторудные участки.

Следующий, третий этап связан с формированием зон рифтогенеза C_1 . В ранний период в metabазальтах кенгуссайской толщи формируются проявления титано-магнетитовых руд (возможно нижнемоновского типа в Воронежской области), а также самородной меди в измененных долеритах. Вероятно с образованиями кенгуссайской толщи связано перспективное стратиформное железорудное проявление в 5 км южнее границы площади работ. В более поздней аккаргинской вулканогенно-терригенной толще выявлены золотосодержащие вкрапленные колчеданные руды (Cu, Zn, Pb) и многочисленные проявления золотоносных метасоматитов (березитов, пропицитов, листовитов, кварцитов), определяющие металлогеническую специализацию *Бисмулла-Ковыльненского медно-железо-золоторудного узла* (1.1.2). Золотое оруденение узла скорее всего связано с гранитами барамбаевского комплекса.

Четвертый продуктивный этап раннепермской коллизии связан с формированием гранитоидов шалкарского и айкенского комплексов. С первыми вероятно генетически и парагенетически связаны золото-кварцевые жилы (месторождение Бисмулла). Айкенские граниты генерируют редкометалльные грейзены и жилы в западных эндо- и экзоконтактах Айкенского массива, где они образуют Айкенское редкометалльное поле.

В платформенный период геотектонической истории района наиболее рудоносной является эпоха формирования коры выветривания (MZ), когда образовались силикатные никель-кобальтовые руды по ультрамафитам Аккаргинского и Буруктальского массивов. Весьма перспективны золотопроявления в корах выветривания *Бисмулла-Ковыльненского, Блакско-Правотобольского и Батпактинско-Полевского (1.1.3) рудных узлов Ащысуйско-Полевского медно-никелево-хромово-золоторудного района* (1.1). Хорошее качество каолинов в центральной части *Коскольского прогнозируемого узла* (3.0.1), в коре выветривания амазонитовых гранитов шалкарского и плагиогранитов коскольского комплексов. Представляют самостоятельный интерес зоны окисления и вторичного обогащения вкрапленных колчеданов *Бисмулла-Ковыльненского узла*. Внимания заслуживают шеелитовые коры выветривания редкометалльных грейзенов в эндо- и экзоконтакте Айкенского массива гранитов.

В осадочных отложениях платформенного чехла отмечены проявления россыпного золота (чаграйская свита), циркона и монацита (с ильменитом) в чаграйских песках. Они концентрируются на участке откопанного пенеплена в районе озер Косколь и Журманколь. В отложениях светлинской свиты позднего миоцена формируются мощные и протяженные пласты гипса.

РЕГИОНАЛЬНЫЕ И ЛОКАЛЬНЫЕ РУДОКОНТРОЛИРУЮЩИЕ ФАКТОРЫ И ПОИСКОВЫЕ ПРИЗНАКИ РУДНЫХ КОМПЛЕКСОВ

Региональные и локальные рудоконтролирующие факторы и поисковые признаки рудных комплексов приводятся в порядке легенды карты полезных ископаемых.

Железо. Малоперспективный на площади работ магнетит-скарновый тип оруденения в карбонатно-терригенно-вкрапленной аккаргинской толще иногда развивается на контакте с границами шалкарского комплекса в Аккаргино-Шалкарской синклинали. Рифогенные известняки в верхних частях толщи образуют редкие линзы мощностью 4–40 м, что резко ограничивает перспективы формационного типа.

Представляется перспективной титан-магнетитовая вкрапленность (и шлиры) в metabазальтах кенгуссайской толщи (нижнемоновский тип), отмеченная в северной и южной частях Кенгуссайского горста, где вероятно контролируются палеовулканическими постройками.

Железо, титан. Вкрапленное титан-магнетитовое оруденение в metabазальтах кенгуссайской толщи (предполагаемый нижнемоновский тип) является комплексным и отмечено в графе «Железо». Для перспективных проявлений россыпей ильменита в песках чаграйской свиты неогена на площади листов М-41-39, 40 на территории Республики Казахстан проявления титана в кенгуссайской толще площади работ вероятно являлись их источником.

Хром. Хромитовые руды в виде коротких жил и линз локализируются в узких и протяженных зонах центральной части Аккаргинского дунит-гарцбургитового массива. Последний приурочен к Джетыгаринской шовной зоне.

Высокая устойчивость массивных хромитовых руд к выветриванию обусловило их выделение в микрорельефе в виде небольших (до 2 м) останцов и мелкоглыбовых развалов, что служило надежным поисковым признаком для старателей и поисковиков. Следует отметить, что элювиально-делювиальные развалы обломков хромитовых руд, как и зернистая примесь их в суглинках, никогда не оценивалась, хотя имеются примеры их эксплуатации.

Медь. Медно-колчеданные руды в районе приурочены к базальт-андезит-риолитовой журманкольской толще, развитой в Блакской и Журманкольской вулкано-тектонических депрессиях, к западу от Джетыгаринской шовной зоны (надвига). Последевонское оживление последней деформировало залежи колчеданов Светлинского месторождения, уменьшив его перспективы.

Проявления самородной меди в metabазальтах кенгуссайской толщи в пределах одноименного горста пространственно ассоциируют с титан-магнетитовыми проявлениями. Это требует минерагенического анализа вулканитов кенгуссайской толщи, т. к. содержание меди до 0,6 % в ПГХО меди площадью до 1×3 км позволяют предполагать промышленную ценность проявлений самородной меди.

Заслуживают внимания признаки сульфидного медно-никелевого оруденения в ультрамафитах Буруктальского и Карашакольского массивов, с которыми могут быть связаны участки супербогатых силикатных руд никеля, выявленные на Буруктальском месторождении.

Могут представить интерес проявления зон окисления и вторичного обогащения сульфидных руд над вкрапленными колчеданами Cu, Zn и Pb в аккаргинской толще в Барамбаевской, Мийлисайской и Верхнеащисуйской вулкано-тектонических структурах Аккаргино-Шалкарской синклинали.

Никель, кобальт. Мелкие месторождения силикатных руд никеля и кобальта располагаются в корях выветривания Аккаргинского и Буруктальского массивов ультрамафитов. Наиболее перспективные залежи локализируются на участках омоложенного рельефа с редкими остатками отложений платформенного чехла. Эти участки рельефа располагаются в неотектонических блоках площадью 5–8×20 км, ограниченных субмеридиональными северо-северо-восточными и северо-восточными разломами.

Отмеченные в графе «Медь» признаки сульфидного медно-никелевого оруденения возможно объясняют присутствие в рудах Буруктальского месторождения участков с содержанием никеля до 2,6 %, кобальта – до 0,17 % [11, 47].

Вольфрам. Наиболее перспективное редкометалльное оруденение жильно-грейзенового типа развито в западном пологом (30–40°) эндо-экзоконтакте Айкенского массива порфирировидных лейкогранитов (P₁), приуроченного к восточному борту Аккаргино-Шалкарской синклинали.

ли. Вдоль его контакта по согласным разломам широко развиты мелкие протрузии ультрамафитов, а в Айкенском редкометалльном поле отмечена серия субширотных разломов с признаками правых сдвигов. Наиболее перспективными в этом редкометалльном поле являются шеелитоносные коры выветривания, в которых содержание вольфрама в 2–3 раза выше, чем в грейзах.

Проявление вольфрама в корях выветривания ультрамафитов Аккаргинского массива и гранитоидов коскольского комплекса пространственно (и генетически) связаны с небольшими массивами гранитов шалкарского комплекса.

Цирконий. Россыпные проявления циркона выявлены в песках чаграйской свиты миоцена, небольшие реликты которой сохранились на Тобол-Буруктальском водоразделе.

Редкоземельные элементы. Россыпные проявления монацита отмечены в песках чаграйской свиты (IV-1-8).

В корях выветривания сланцев варненской толщи пункт минерализации лантана и церия расположен в западной части Айкенского редкометалльного поля и, по-видимому, генетически связан с гранитами Айкенского массива.

ПГХО лантана в ассоциации с ниобием и молибденом среди пород аккаргинской и тушесайской толщ в пределах Тушесайской вулcano-купольной постройки контролируются северо-восточными разломами, совпадая участками с зонами метасоматитов.

Золото. На площади работ золотое оруденение представлено золото-кварцевым, золото-сульфидно-кварцевым, золото-сульфидными типами, золотоносными метасоматитами: листовенитами, кварцитами, березитами, золотоносными корами выветривания над ними, проявлениями россыпного золота в отложениях платформенного чехла.

Золотоносные кварцевые штокверки в гранитоидах, расположенные в западной части Бисмулла-Ковыльненского рудного узла, в Барамбаевском вулcano-тектоническом поднятии с небольшими интрузиями гранитов шалкарского комплекса в центре поднятия, вероятно, можно отнести к золото-порфировому типу.

Золото-кварцевые жилы в Бисмулла-Ковыльненском рудном узле развиты в гранитах шалкарского комплекса и породах аккаргинской и тушесайской толщ и связаны, скорее всего, с гранитоидами барамбаевского комплекса. В Блакско-Правотобольском участке золото-кварцевые жилы отмечаются среди березитизированных пород аулетасской и журманкольской толщ, листовенитов по ультрамафитам карашакольского комплекса.

Золото-сульфидная формация Бисмулла-Ковыльненского рудного узла развивается по березитизированным вулканитам и осадкам аккаргинской толщи. Практическую ценность представляют золотоносные коры по метасоматитам аккаргинской толщи.

Проявление россыпного золота в песках чаграйской свиты мощностью 0,5–8 м являются комплексными с монацитом, ильменитом и цирконом и характеризуются низкими (~0,07 г/т) содержаниями золота. Сохранившиеся реликты чаграйской свиты на современных водоразделах имеют площадь до 10 км² и более.

Серебро. ПГХО серебра отмечаются среди аккаргинской и тушесайской толщ в Бисмулла-Ковыльненском узле, где в золото-колчеданных проявлениях содержание серебра до 2 г/т.

Уран. Слабые аномалии урана и сопутствующих компонентов (Pb, Mo) в вулканитах журманкольской толщи Журманкольской вулcano-тектонической депрессии позволяют очень неуверенно предположить уранинит-молибденитовую формацию. Однако характерные для этой формации березиты не установлены, как не установлены альбитизация и окварцевание, сопровождающие уранинит-галенитовую формацию.

Монометалльный характер Тургайской аномалии урана в коре выветривания углистоглинистых сланцев кулыккольского комплекса в Айкенской горст-антиклинали Урайско-Денисовской зоны не позволяет считать ее признаком «черносланцевой» формации, в которой концентрации урана сопровождаются аномалиями V, Ni, Co, TR, Cu, Ag и др.

Кварц оптический. Хрусталеносные кварцевые жилы в пределах Блакско-Тобольского рудного узла, вероятно, представляют позднюю низкотемпературную генерацию рудных жил, которые связаны с гранитоидами шалкарского комплекса.

Каолин. Проявления каолина четко контролируются контурами массива лейкогранитов шалкарского и плагиогранитов коскольского комплексов с корой выветривания мощностью до 50 м.

Гранат. Мономинеральные гранатовые скарны отмечаются в аккаргинской толще на контакте с мелкими телами и дайками гранитоидов барамбаевского или шалкарского комплексов.

Асбест хризотилловый, тальк. Проявления хризотил-асбеста и талька в ультрамафитах Аккаргинского массива, вероятно, генетически связаны с дайковым комплексом диоритов и гранитов коскольского или шалкарского комплексов.

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.

Запасами силикатного никеля, стройматериалов горнодобывающие предприятия района работ и прилегающих районов РФ обеспечены на десятки лет. При оценке перспектив минерально-сырьевой базы учитывались современные региональные потребности высококонъюнктурных полезных ископаемых – золота и каолина.

Ресурсы определялись в основном методом аналогии с известными объектами с учетом коэффициента надежности (к. н.) от 0,1 для слабоизученных до 0,5.

Железо. Ресурсы железа мелких проявлений скарного и титан-магнетитового типов не определялись.

Хром. Ресурсы Аккаргинского месторождения переоценены в 1998 году [52]. До глубины 300 м по категории P_2 они определены в 0,394 млн т, до глубины 200 м – 0,185 млн т. Определение ресурсов сложного и небольшого месторождения до глубин 200–300 м представляется нецелесообразным. Определение площадной продуктивности месторождения в 0,7 млн т/км² ничем не обосновано, т. к. месторождение представляет собой 2 узкие (0,1–0,15 км) линейные зоны, прослеженные на 13 км.

Медь. По Блакской и Журманкольской площадях ресурсы меди категории P_3 определены в 60 и 90 тыс. т соответственно [52]. Такие мизерные ресурсы в малоразвитом районе не заслуживают учета. Перспективность их по геологическим данным ничтожная, надежность определения малая.

Никель, кобальт. Площади распространения кор выветривания ультрамафитовых массивов на площади работ, где выявлены небольшие месторождения силикатных никель-кобальтовых руд, хорошо опоискованы и ресурсы их ограничены.

Вольфрам. Ресурсы по категории P_2 Айкенского проявления вольфрамоносных грейзенов определены в 25,5 тыс. т в коренных породах и в 39,6 тыс. т в корах выветривания, т. е. в сумме в 69,1 тыс. т [52].

Цирконий. Определение ресурсов россыпей циркона в песках чаграйской свиты миоцена затруднительно вследствие фрагментарности данных о площади распространения последней.

Золото. Проявления золотого оруденения наиболее приоритетные на изученной площади. При подготовке материалов к проведению ГДП-200 по трем объектам (площадям) методом аналогий определены ресурсы (P_3) золота, составлены и утверждены (17.09.2007 г.) НТС Оренбургского ТАН паспорта на них.

По Правотобольской площади (золото-кварцевая формация) – 50 т, Аккаргинской площади (золотоносной коры выветривания), частично соответствующей Бисмулла-Ковыльненскому узлу, – 100 т и Айкенской площади (золотоносные коры), частично соответствующей Батпактинско-Полевскому рудному узлу, – 40 т. В процессе проведения ГДП-200 были выявлены новые золоторудные проявления (в корах выветривания), уточнены границы структурно-минерагенетических зон, выделены новые рудные узлы и выполнен расчет прогноз ресурсов по новым либо уточненным таксонам.

За объект-аналог принята площадь Комаровского рудного поля (Джетыгаринский рудный район), с которым золоторудные объекты площади обнаруживают высокую степень сходства по всем основным показателям. Запасы золота по Комаровскому месторождению до глубины 300 м составляют 15,5 т (при среднем содержании 6,5 г/т), по Элеваторному месторождению – 15,5 т (при среднем содержании 6,0 г/т). В целом по Комаровскому рудному полю (месторождения Комаровское и Элеваторное и проявления Южно-Комаровское и Забеловское) запасы составляют 30,5 т, прогнозные ресурсы – 50 т по категории P_1+P_2 . Площадь рудного поля – 54 км². Удельная продуктивность поля составит: $80,5/54=1,49$ т/км². При расчете прогнозных ресурсов по Батпактинско-Полевскому рудному узлу привлекалась удельная продуктивность Тохтаровского рудного поля, которая при площади поля 21 км² и запасах 27,6 т составляет: $25,7/21=1,2$ т/км²

Площадь *Блакско-Правотобольского рудного узла* составляет 260,6 км². Как указывалось выше, узел включает коло десятка мелких месторождений и проявлений золота (золотоносных жил) в отложениях ауелитасской толщи и серпентинитов аккаргино-буруктальского комплекса, в т. ч. месторождения Блак, Старый Блак, Правотобольское. Золотоносные жилы залегают среди березитов и листовитов. При удельной продуктивности 1,49 т/км² и к. н. 0,3, ресурсы кате-

гории P_3 составят: $1,49 \times 260,6 \times 0,3 = 116$ т. Перспективность средняя, надежность оценки – средняя.

Бисмулла-Ковыльненский рудный узел площадью 380 км^2 , представляет собой вулканотектонический грабен выполненный нижнекаменноугольными отложениями. С запада структура ограничена Джетыгаринским разломом. При той же удельной продуктивности и коэффициенте надежности – $0,3$, ресурсы категории P_3 составят: $1,49 \times 380 \times 0,3 = 170$ т, из них не менее 15% в коре выветривания, средняя мощность которой до 50 м. Перспективность ресурсов высокая, надежность оценки – вполне надежная.

Площадь *Батпактинско-Полевского рудного узла (потенциального)* 323 км^2 . При удельной продуктивности – $1,2 \text{ т/км}^2$, коэффициенте надежности – $0,2$, ресурсы категории P_3 составят: $1,2 \times 323 \times 0,2 = 78$ т. Перспективность средняя, надежность оценки средняя.

Серебро. Определение ресурсов серебра (P_3) в комплексных колчеданных рудах Блакского и Журманкольского участков в количестве 27 и 40 т [52] из-за их мизерности и отсутствия перспектив колчеданных руд представляется нецелесообразным.

Каолин. Ресурсы каолина в пределах *Коскольского каолиноносного узла* выполнялись прямым расчетом. При этом учитывалась общая площадь кор выветривания по гранитоидам шалкарского и плагиогранитов коскольского комплексов $114,3 \text{ км}^2$, рекомендуемая удельная продуктивности подобных объектов – 12 млн т/км^2 и коэффициент надежности – $0,6$. Для большей достоверности подсчета вводился коэффициент рудоносности – $0,5$, учитывающий реально существующую геологическую обстановку, при которой качественные элювиальные каолины могут составлять до 50% от общей площади узла. Прогнозные ресурсы элювиальных каолинов категории P_3 по Коскольскому узлу составят: $114,3 \times 12 \times 0,6 \times 0,5 = 411$ млн т. Перспективность ресурсов высокая, надежность оценки – вполне надежная.

Часть прогнозных ресурсов Коскольского узла (Коскольская перспективная площадь) категории P_2 в количестве 126 млн т апробированы и рекомендованы для утверждения комиссией «ЦНИИГеолнеруд» (Протокол от 22.07.2008 г.).

Асбест хризотилковый. Ресурсы категории P_2 Аккаргинского массива в количестве $6,2$ млн т до глубины 200 м [53] представляются совершенно необоснованными и, в виду их незначительности, не учитываются.

ГИДРОГЕОЛОГИЯ

Изучаемая площадь приурочена к восточному склону Южного Урала. В административном отношении эта площадь расположена в восточной части Оренбургской области и охватывает восточную часть Светлинского района.

В основу схемы распространения основных гидрогеологических подразделений масштаба 1 : 500 000 (рис. 1) положены материалы гидрогеологических работ [1].

Территория района работ характеризуется своеобразным рельефом. Здесь складчатое основание с многочисленными интрузиями срезано денудационной поверхностью и представляет собой пенеплен. Абсолютные отметки рельефа колеблются от 340–361 м и имеющие тенденцию к понижению в юго-восточном направлении. Водораздельные пространства имеют плоскую форму, склоны пологие и часто переходят в мелкосопочки.

Речная сеть развита очень слабо и представлена реками Кайракты и Ащысу, которые являются левыми притоками реки Тобол. Обе реки имеют снеговое питание, очень незначительный сток (в летнее время) и довольно большой подрусловый сток. Постоянный сток на площади работ имеет только река Кайракты. Река Ащысу имеет сток только в весеннее время, а в летний период представляет собой группы плесов, разделенных сухими участками русла.

Характеризуемая площадь имеет много озер, большинство которых летом пересыхает полностью. Наиболее крупными из них являются озера Косколь и Айке.

Площадь работ расположена в умеренном климатическом поясе и характеризуется континентальным климатом. Среднегодовая температура воздуха колеблется от +1,9...+3,2°C. Среднемесячная многолетняя температура воздуха в январе составляет –15,4...–17,8 °С, а в июле +20,9...+21,89 °С. Территория располагается в зоне недостаточного увлажнения. Количество годовых осадков составляет 71,0–366 мм. Осадки выпадают преимущественно в теплый период и составляют 65,2–70,7 % от общего количества выпавших осадков. Летние осадки кратковременные ливневые. Испаряемость в 2–3 раза превышает количество выпадающих осадков и характеризуется цифрами 860–950 мм.

Устойчивый снеговой покров устанавливается во второй половине ноября и сохраняется до начала апреля. Высота снежного покрова достигает 0,3–0,4 м. Сход снежного покрова происходит обычно в первой декаде апреля. Низкие температуры и малая мощность снежного покрова приводят к глубокому промерзанию почвогрунтов. Глубина промерзания составляет 1,2–1,4 м, максимальная – 1,6 м.

Согласно карте гидрогеологического районирования территории Российской Федерации описываемая площадь относится к Восточно-Уральскому гидрогеологическому массиву.

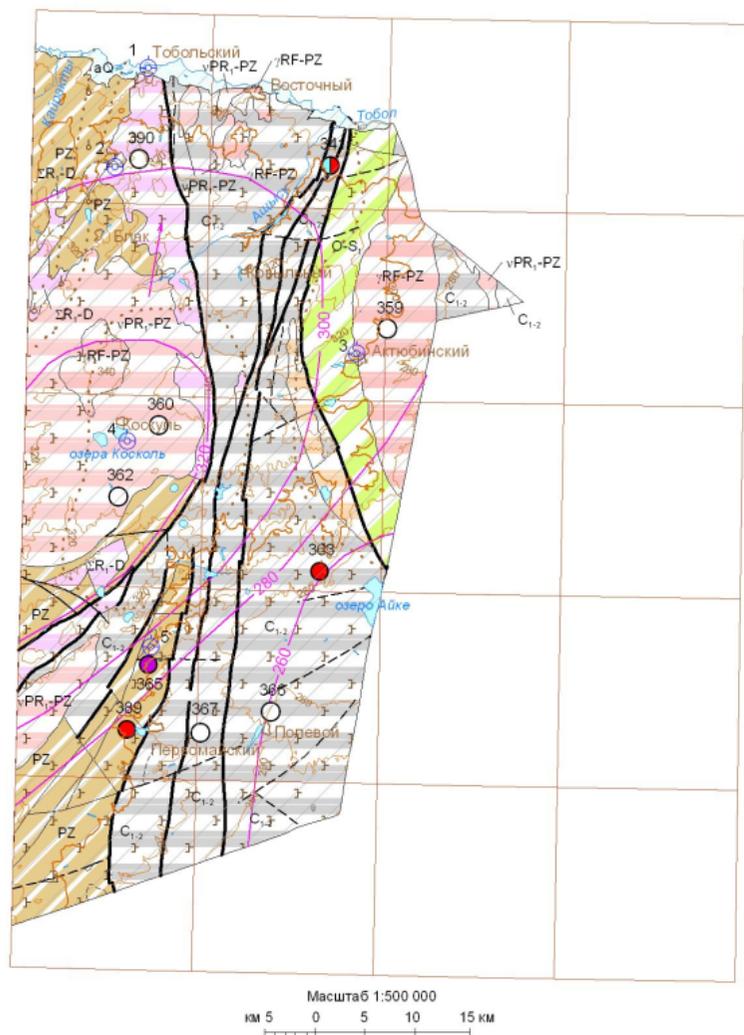
Распространение подземных вод изучаемой территории подчинено развитию трещиноватости пород, обусловленной выветриванием и тектоническим воздействием. Различная степень выветрелости и размытости пород, обусловлена их литолого-петрографическим составом, морфологические условия распространения пород, их 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.

Данные опробования скважин показаны в таблице 5.



1. Распространение водоносных горизонтов и зон

- aQ Водоносный четвертичный аллювиальный горизонт. Гравий, галка, песок, валуны.
 - C₁₋₂ 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.
 - ΣR₁-D Водоносная нижнерифейско-девонская (интрузивная) зона. Дуниты, перидотиты, гипербазиты, серпентиниты.
 - O-S₁ Относительно водоносная ордовикско-нижнесилурийская (метаморфическая) зона. Сланцы угольные, туфо-песчаники, песчаники, туфы базальтов, метабазаиты.
 - RF-PZ Водоносная рифейско-палеозойская (интрузивная) зона. Граниты, гранит-порфиры, гранодиориты, сиениты.
 - vPR₁-PZ Водоносная нижнепротерозойско-палеозойская (интрузивная) зона. Диориты, диоритовые порфиры, габбро, габбро-нориты, диабазовые порфиры.
- Граница распространения гидрогеологических подразделений
- Потенциально водоносные разрывные нарушения.
- a б в г а - региональные, б - крупные местные, в - прочие, г - предполагаемые

2. Водопункты
- 390 Гидрогеологическая скважина. Вверху номер скважины. Закраска соответствует химическому составу подземных вод.

3. Показатели водообмена
- Направление движения подземных вод
 - Гидроизогипсы (в метрах абсолютной высоты).

4. Химический состав подземных вод

- гидрокарбонатно-хлоридный
- 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 - Аккаргинское -2,
- 2 - Аккаргинское -1,
- 3 - Восточное
- 4 - Коскольское
- 5 - Спутниковское

Рис. 1. Гидрогеологическая схема листов М-41-II, VIII.

Данные опробования гидрогеологических скважин, расположенных на площади листа М-41-II и М-41-VIII

№ скв. на карте	Абс. отм. устья скв., м	Водовмещающие породы		Кровля водоносного горизонта		Статический уровень		Дебит скв., 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				
341	291	C ₁₋₂	углистые сланцы	8,3	282,7	8,3	282,7	0,14	27,6	0,005	$M 0,5 \frac{Cl 51 HCO_3 39}{-}$
359	295	γRF-PZ	гранит мелкозернистый	17,0	278	7,5	287,5	2,6	23,8		Общая минерализация 0,5 г/дм ³
360	334	vPR ₁ -PZ	диориты	3,1	330,9	3,1	330,9	7,3	14,0	0,52	Общая минерализация 0,8 г/дм ³
362	330	vPR ₁ -PZ	диориты, гранодиориты	4,6	325,4	+0,5	330,5	11,3	5,7	2,0	Общая минерализация 1,2 г/дм ³
363	273,4	C ₁₋₂	песчаники трещиноватые	12,5	260,9	12,5	260,9	0,75	30,2	0,024	$M 3,4 \frac{Cl 78 SO_4 17}{Ca 40 Na 34 Mg 25}$
365	297	PZ	глинистые сланцы	6,0	291,0	3,0	294,0	1,4	41,0	0,03	$M 0,5 \frac{HCO_3 41 SO_4 32 Cl 27}{Na 58 Mg 26 Ca 15}$
366	268	C ₁₋₂	песчаники трещиноватые	7,4	260,6	7,4	260,6	2,1	5,2	0,4	-
367	265	C ₁₋₂	кварцитовые сланцы	19,4	245,6	19,4	245,6	1,7	18,7	0,09	Общая минерализация 5,1 г/дм ³
389	286	PZ	слюдяно-кварцитовые сланцы	13,5	272,5	13,5	272,5	0,45	36,5	0,012	$M 0,4 \frac{Cl 81 SO_4 12}{Na 64 Mg 19 Ca 17}$
390	310	ΣRF ₁ -D	серпентиниты	10,6	299,4	10,6	299,4	1,5	-	-	Общая минерализация 8,1 г/дм ³

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 (aQ)*;
- *Водоносная нижне-среднекаменноугольная (кремнисто-карбонатная) зона (C₁₋₂)*;
- *Водоносная верхнедевонско–нижнекаменноугольная (терригенная) зона (D₃–C₁)*;
- *Относительно водоносный палеозойский комплекс (PZ)*;
- *Относительно водоносная нижнерифейско–девонская (интрузивная) зона (ΣRF₁–D)*;
- *Относительно водоносная ордовикско–нижнесилурийская (метаморфическая) зона (O–S₁)*;
- *Водоносная рифейско–палеозойская (интрузивная) зона (γRF –PZ)*;
- *Водоносная нижнепротерозойско–палеозойская (интрузивная) зона (vPR₁–PZ)*.

Название химического состава подземных вод дается от меньшего содержания компонента к большему при концентрации катионов и анионов более 20 % мг-экв. (при сумме анионов и катионов до 100 %). Классификация подземных вод по химическому составу и минерализация приведены в соответствии с ОСТ 41-05-263-86.

Водоносный четвертичный аллювиальный горизонт (aQ) приурочен к долине реки Тобол. Ширина второй террасы долины реки Тобол достигает 1,5–2,0 км. Сложены аллювиальные отложения в верхней части суглинками и глинами общей мощностью 14–16 м. Под глинами залегают пески и галечники мощностью до 12–18 м. В пределах первой террасы и высокой поймы мощность песчано-галечных слоев достигает 10–15 м. Подземные воды аллювиального горизонта безнапорные. Глубина залегания зеркала грунтовых вод изменяется от 2,5 до 11,5 м. Коэффициенты фильтрации колеблются в значительных пределах от 28,6 до 276 м/сут.

Наиболее интенсивное питание вод аллювия происходит во время паводка. Амплитуда весеннего подъема уровня подземных вод в среднем составляет 1,9–3,6 м.

Водообильность аллювиальных отложений очень высокая. Дебиты скважин составляют 18,4–26,3 л/с при понижениях 1,8–2,9 м. Водообильность аллювиальных отложений по ширине долины неодинакова. Наименьшие дебиты получены у бортов долины и увеличиваются они в сторону реки.

Подземные воды аллювия хорошего качества пресные с минерализацией 0,6–0,8 г/дм³. По химическому составу воды гидрокарбонатные, хлоридно-гидрокарбонатные и по катионам смешанные. Подземные воды аллювия широко используются для питьевого водоснабжения населенных пунктов.

Водоносная нижне-среднекаменноугольная (кремнисто-карбонатная) зона (C₁₋₂) приурочена к широкой полосообразной (4,5–10 км) структуре субмеридионального направления. Водовмещающие породы представлены известняками, сланцами, песчаниками. Водообильность пород зависит от литологического состава и трещиноватости водовмещающих пород. Глубина распространения активной трещиноватости данных отложений составляет 65–90 м. Дебиты скважин в целом невысокие и составляют 0,14–2,7 л/с. На отдельных участках, особенно близких к разрывным нарушениям, дебиты скважин достигают 4,5–6,3 л/с и редко даже более. Коэффициенты фильтрации невысоки и составляют 0,18–1,2 м/сут.

Химический состав и минерализация подземных вод зависит от литологии водовмещающих пород, наличия в кровле водоносной толщи глинистых образований и перетока подземных вод из соседних и нижележащих водоносных подразделений. В южной части распространения нижне-среднекаменноугольных отложений кровля их перекрыта четвертичными озерно-аллювиальными глинистыми образованиями, мощность которых достигает 20–28 м. На этой площади формируются солоноватые воды с минерализацией 1,4–5,8 г/дм³. По химическому составу воды гидрокарбонатные, гидрокарбонатно-хлоридные, реже смешанного по анионам состава.

Питание характеризуемой водоносной зоны происходит за счет инфильтрации атмосферных осадков и, возможно за счет перетока по тектоническим разломам из нижележащих гидрогеологических подразделений.

Водоносная верхнедевонско–нижнекаменноугольная (терригенная) зона (D₃–C₁) имеет незначительное распространение на характеризуемой площади. В основном она приурочена к узкой полосе вытянутой с севера на юго-восток к озеру Айке. Водовмещающие породы представлены ритмично переслаивающимися между собой песчаниками, алевролитами, реже конгломератами, гравелитами. Трещиноватые породы перекрыты толщей неогеновых глин и корой выветривания мощностью 6–48 м. Подземные воды напорные, вскрываются на глубинах до 50 м, величина напора достигает 40–45 м. Мощность трещиноватой зоны достигает 40–50 м. Пьезометрические уровни устанавливаются на глубинах 10–16 м. Водоносность пород незначительна. Де-

биты скважины составляют 0,06–0,8 л/с и только на отдельных участках, расположенных на юге распространения характеризуемой терригенной зоны, дебиты скважин достигают 1,4–1,6 л/с.

Подземные воды терригенной зоны преимущественно солоноватые с минерализацией 0,8–3,8 г/дм³. По химическому составу воды хлоридно-сульфатные, сульфатные и гидрокарбонатно-сульфатные.

Питание водоносная терригенная зона получает преимущественно за счет перетока из соседних гидрогеологических подразделений.

Учитывая невысокую водообильность и высокую минерализацию подземные воды терригенной зоны практического значения не имеют.

Относительно водоносный палеозойский комплекс (PZ) получил широкое распространение в юго-западной и северо-западной частях изучаемой площади. Водоносный комплекс представлен порфиритами, туфами, базальтами. Почти по всей площади своего распространения эффузивные отложения перекрыты глинистыми неоген–четвертичными отложениями мощностью 12–40 м. Подземные воды комплекса преимущественно напорные. Напор колеблется в зависимости от положения скважин в рельефе и составляет 8–45 м. Пьезометрические уровни устанавливаются на глубинах от 2 до 30 м. Водоносность комплекса незначительна. Открытая трещиноватость развита слабо и в большей части трещины залечены кварцем и кальцитом. Дебиты скважин колеблются от 0,1 до 0,6 л/с при понижениях до 40 м.

По химическому составу воды преимущественно хлоридные и гидрокарбонатно-хлоридные. Минерализация вод колеблется от 1 до 6 г/дм³.

На площади распространения палеозойского комплекса открыто Спутниковское месторождение подземных вод. Подсчитанные эксплуатационные запасы в количестве 0,76 тыс. м³/сут. Запасы отнесены к категории С₁. В настоящее время данное месторождение эксплуатируется для целей хозяйственно-питьевого водоснабжения совхоза Спутниковский. Годовой водоотбор в 2007 году составил 106,9 тыс. м³/сут или 0,293 м³/сут.

Относительно водоносная нижнерифейско–девонская (интрузивная) зона (ΣRF₁–D). Породы комплекса распространены, в основном, в северо-западной, западной части характеризуемого района, слагая Аккаргинский массив и частично Журманкольскую депрессию, ряд тел на различных участках территории. По всей площади развития интрузивные образования перекрыты глинистой корой выветривания и глинами неоген–четвертичного возраста общей мощностью 10–30 м. Выходов подземных вод интрузивной зоны не отмечается. Мощность трещиноватой зоны серпентинитов составляет 30–50 м. Водообильность водоносных пород в пределах массива различна и зависит от степени трещиноватости. Дебиты скважин колеблются от 0,7 до 1,3 л/с, при понижениях 10–18 м. Коэффициенты фильтрации изменяются в широких пределах от 0,1 до 1,2 м/сут.

По химическому составу воды хлоридные, гидрокарбонатно-хлоридные с минерализацией 1,5–11,3 г/дм³. Исключение составляют воды массива, расположенного в северо-восточной оконечности Журманкольской депрессии, имеющей минерализацию до 1 г/дм³.

На площади распространения Журманкольской депрессии разведано Аккаргинское месторождение пресных подземных вод. Аккаргинское месторождение состоит из двух участков: Аккаргинский-1 и Аккаргинский-2. Запасы подземных вод подсчитывались для каждого участка отдельно. Эксплуатационные запасы Аккаргинского-1 участка составляют 2,15 тыс. м³/сут. Все эксплуатационные запасы отнесены к категории С₁. В настоящее время эксплуатируется только участок Аккаргинский-1. Подземные воды месторождения используются для хозяйственно-питьевого водоснабжения совхоза «Восточный». Среднесуточный водоотбор составляет 670 м³.

Питание подземных вод интрузивной зоны происходит за счет атмосферных осадков и перетекания подземных вод из коскольской гранито-диоритовой интрузии.

Относительно водоносная ордовикско–нижнесилурийская (метаморфическая) зона (O–S₁). Метаморфические породы этой зоны отмечаются в северо-восточной и восточной частях характеризуемой площади, где обрамляют Айкенский гранитоидный бассейн. Водовмещающие породы представлены туфопесчаниками, туфами базальтов, песчаниками, metabазальтами. Водообильность водовмещающих пород очень неравномерная и всецело зависит от степени трещиноватости пород. Глубина активной трещиноватости небольшая и не превышает 25–30 м. Дебиты скважин изменяются от 0,08 до 1,2 л/с и очень немногим больше.

По химическому составу воды преимущественно гидрокарбонатные и хлоридно-гидрокарбонатные с минерализацией 0,3–0,6 г/дм³. Отсутствие водонепроницаемых покрывающих пород создает благоприятные условия для инфильтрации атмосферных осадков и формирования пресных подземных вод.

Водоносная рифейско–палеозойская (интрузивная) зона (γ RF –PZ). Площадь развития этой интрузивной зоны в пределах изучаемой территории весьма значительна. Приурочены отложения рифейско–палеозойские интрузии к Айкенскому и центральной части Коскольского гранитоидных массивов.

Коскольский гранитный массив расположен в центральной части гранитодиоритового массива. Степень водообильности гранитов невысокая. Дебиты скважин составляют 1,2–1,4 л/с. Скважины, размещенные в контуре развития неоген–четвертичных глин, вскрывают воды с минерализацией 1,5–3,4 г/дм³. По химическому составу воды преимущественно гидрокарбонатно-хлоридные, реже хлоридные.

Айкенский гранитный массив приурочен к восточной границе Оренбургской области. В орграфическом отношении массив представляет возвышенность субмеридионального простирания, переходящую на востоке в полого-наклонную равнину Денисовского мегасинклинория. Мощность покрывающих глинистых отложений незначительная, что обеспечило формирование в пределах массива пресных вод с минерализацией от 0,1 до 0,7 г/дм³, в единичных точках встречены воды с минерализацией 1,2–2,8 г/дм³ хлоридного натриевого состава, в остальных случаях состав гидрокарбонатный кальциевый. Химический состав и минерализация вод в этом случае является признаком хорошей инфильтрации атмосферных осадков.

В 1967 году, для водоснабжения совхоза Светлинский, было разведано Восточное месторождение пресных вод. При разведке было пробурено 22 скважины, из которых только 5 вскрыли воду с минерализацией до 2,7 г/дм³, остальные дали пресные безнапорные воды, залегающие на глубинах 7–23 м. Трещиноватость гранитов прослеживается до глубины 60 м. Мощность обводненной трещиноватой зоны составляет 15–45 м. Водообильность гранитов в целом невысока. Дебиты скважин составляли от сотых долей до 2,6 л/с. Несколько повышенной водообильностью отличается центральная часть массива. Здесь скважины имеют производительность 1–2,6 л/с. Подсчитанные эксплуатационные запасы составляют 260 м³/сут. Запасы отнесены к категории С₁.

В настоящее время Восточное месторождение подземных вод эксплуатируется для хозяйственно-питьевого водоснабжения совхоза «Светлинский». Суммарный годовой водоотбор в 2007 году составил 0,47 тыс. м³/сут.

Водоносная нижнепротерозойско–палеозойская (интрузивная) зона (v PR₁–PZ) занимает значительные площади листа М-41-VIII и приурочена к Коскольскому гипербазитовому массиву. Выделенный гранодиоритовый комплекс Коскольского интрузивного массива занимает центральную часть Буруктальского синклинория. 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. м (озера Косколь и Айке). Абсолютная отметка рельефа составляет 361–310 м. Озера в большей части пресные и расположены в пологих котловинах 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 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 0,1–0,47 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/л). 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 водами зоны трещиноватости. На это указывает наличие пресных вод озер, не пересыхающих в летнее время.

На площади развития нижнепротерозойско–палеозойской (интрузивной) зоны разведано Коскольское месторождение пресных вод. Рассчитаны эксплуатационные запасы в количестве 1,29 тыс. м³/сут. Запасы отнесены к категории С₁. В настоящее время Коскольским водозабором отбирается 0,29 м³/сут пресных вод для водоснабжения совхоза «50 лет Октября».

ЭКОЛОГО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА

На площади листа выделяются следующие типы природных ландшафтов: водораздельно-увалистый, пологих склонов, высоких цокольных террас, 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 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, 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 невосполнимым 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 Тобол и Ащысу.

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 золотых отложений. Эрозия почв наблюдается по склонам и террасам рек Тобол и Ащысу.

В районе широко развит процесс *засоления почв*, связанный с выносом легкорастворимых солей из пород мезозойской коры выветривания. Засоление приводит к образованию солончаковых почв, неблагоприятных для посева сельскохозяйственных культур.

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.

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. 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 сеянные пастбища и сенокосы на крупных склонах, ликвидировать мелкие овраги, создавать водоотводные каналы и распылители 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-VIII с клапаном М-41-II в масштабе 1 : 200 000 сводятся к следующему:

– 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;

– по материалам геологосъемочных и тематических работ, картировочного, структурно-картировочного, поискового и разведочного бурения составлена обобщающая сводка по стратиграфии силурийских, девонских, каменноугольных, палеогеновых, неогеновых, четвертичных образований;

– установлено широкое развитие в юго-западной части площади нижнедевонских образований жетыкольский и кундыбаевской толщ;

– в восточной части территории откартированы площади раннесилурийских отложений варненской толщи и нижнекаменноугольных образований кулыккольской толщи;

– среди плутоногенных образований выделены комплексы, отвечающие принятым серийной легендой и уточнены площади их развития;

– доказано, что структурно-вещественные комплексы площади относятся в основном к Прииргизскому синклинию Восточно-Уральского прогиба;

– уточнено тектоническое строение территории, сделан вывод об аллохтонном залегании Буруктальской группы тел серпентинитов.

– в процессе проведения работ по ГДП-200 выявлено Коскольское проявление каолина, произведена переоценка ранее известных проявлений золота – Аккаргинского, Верхнетобольского (Восточно-Кенгуссайского), Айкенского (Ковыльное 2);

– выявлены закономерности размещения колчеданного оруденения, установлены контролирующие его факторы, поисковые признаки, на основании чего выделены прогнозируемые колчеданные поля и зоны с количественной оценкой прогнозных ресурсов;

– выделены прогнозируемые золоторудные поля, редкометалльное рудное поле, медные поля, золотоносные зоны в корах выветривания с количественной оценкой прогнозных ресурсов;

– дана прогнозная оценка изученной территории в отношении других металлических и неметаллических полезных ископаемых: хрома, железа, титана, гипса, каолина.

Ряд вопросов, касающихся геологического строения района, остался до конца не решенным. К ним относятся:

– возраст большинства стратиграфических подразделений недостаточно палеонтологически обоснован;

– характер геологических границ некоторых стратоноров полностью не изучен.

Главной задачей при проведении дальнейших геологосъемочных работ является уточнение возраста стратиграфических подразделений путем специализированных палеонтологических работ, прежде всего, поисков микрофауны – конодонтов, фораминифер и др. Для уточнения радиологического возраста метаморфических, интрузивных и вулканических пород необходимо широко применять современные изотопные методы – уран-свинцовый и изотопно-свинцовый по циркону, осмий-иридиевый, рубидий-стронциевый и др.

С целью укрепления минерально-сырьевой базы рекомендуются поиски медно-колчеданных и полиметаллических руд с применением новейших геофизических методов (электроразведка, микросейсмика и др.), поиски золотоносных кор выветривания.

Развитие частных горных предприятий и появление новых технологий (подземная или кучная гидродобыча) ставит задачу доизучения и переоценки медно-колчеданных, колчеданно-

полиметаллических и золоторудных проявлений, ранее, из-за малых запасов (ресурсов) или низких содержаний полезных компонентов, считавшихся нерентабельными.

С этой же целью необходимо доизучить золотоносность «железных шляп» и «сыпучек» всех колчеданных проявлений выходящих на поверхность.

Необходимо шире проводить поиски и оценку полезных ископаемых, связанных с корами выветривания – золота, редкоземельных элементов, каолина.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Опубликованная

1. *Варлаков А. С.* Условия размещения и становления гипербазитов Урала // Щелочные основные и ультраосновные комплексы Урала. – Свердловск: УНЦ АН СССР, 1976. С. 37–47.
2. *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.: Союзгеололфонд, 1988. 447 с.
3. *Джафаров Н. А., Джафаров Ф. Н.* Полезные ископаемые Джетыгаринского рудного района (Костанайское Зауралье). – Алматы: Алем, 2002.
4. *Дворцова К. И.* Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000 листа М-41-1. – М.: Госгеолиздат, 1951. 117 с.
5. *Добрецов Н. Л., Соболев В. С., Хлестов В. В.* Фации регионального метаморфизма умеренных давлений. – М.: Недра, 1972. 288 с.
6. *Иванов С. Н., Пучков В. М., Иванов К. С. и др.* Формирование земной коры Урала. – М.: Наука, 1986. 248 с.
7. *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.
8. *Наумов А. Д.* Пенеплены. – Саратов: Издательство Саратовского университета, 1961. 404 с.
9. *Сигов А. П.* Металлогения мезозоя и кайнозоя Урала. – М.: Недра, 1969. 296 с.
10. *Ушахин С. А., Захарав А. М.* Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Тургайская. Лист М-41-VIII. – М.: Геолтехиздат, 1963.
11. *Эдельштейн И. И.* Петрология гипербазитов Тоболо-Иргизского района Южного Урала и особенности связанных с ними кор выветривания. – М., 1968. 340 с.

Фондовая

12. *Алексеев В. Л.* Геологическое строение и полезные ископаемые Буруктальского рудного района (Отчет Зауральской партии о результатах производства геологического доизучения м-ба 1 : 50 000 с общими поисками цветных металлов на территории листов М-41-26-Б, Г, в Буруктальском рудном районе в 1985–1988 гг.). Т. 1 и 2. – ФГУ «ТФИ по ПрФО», Оренбургский филиал, 1988.
13. *Аношин М. Н. и др.* Геологическая съемка и полезные ископаемые района Верхнего Прииргизья (Отчет Верхне-Иргизской ПСП о результатах геологического доизучения и ГГК масштаба 1 : 50 000 листов М-41-62-А, Б, В за 1981–1986 гг.). – Актюбинск, 1986.
14. *Арутюнян Э. Е. и др.* Отчет Центральной партии о результатах специализированных геологических работ м-ба 1 : 10 000 на северной части Буруктальского месторождения, проведенных в 1966–1967 гг. Т. 1 и 2. – ФГУ «ТФИ по ПрФО», Оренбургский филиал, 1969.
15. *Берзон Р. О.* Объяснительная записка к прогнозной карте по россыпному золоту и золотоносным корам выветривания на морфоструктурной основе м-ба 1 : 500 000. Т. 1 и 2. – ФГУ «ТФИ по УрФО», Челябинский филиал, 1998.
16. *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», Оренбургский филиал, 1999.
17. *Бровко Е. С.* Отчет о государственной гидрогеологической съемке листа М-41-VIII (з. п.) в 1966–1967 гг. (пос. Буруктал). Т. 1 и 2. – ФГУ «ТФИ по ПрФО», Оренбургский филиал, 1968.
18. *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», Оренбургский филиал, 1966.
19. *Видюков Н. Т.* Опорная легенда Госгеокарты-200 (Южно-Уральская серия) для территории Оренбургской области. Объяснительная записка. Т. 1 и 2. – ФГУ «ТФИ по ПрФО», Оренбургский филиал, 1998.
20. *Виноградов А. М. и др.* Обобщение и переинтерпретация геофизических материалов по работам 1961–1965 гг. на площади листов М-41-I, М-41-II, М-41-VII, М-41-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», Оренбургский филиал, 1969.
21. *Генералов П. П., Лидер В. А.* Карта четвертичных отложений Урала масштаба 1 : 500 000. Т. 1 и 2. – ФГУ «ТФИ по УрФО», Челябинский филиал, 1965.

22. Грицаюк Е. Ф., Грицаюк Ю. М. и др. Отчет о проведенных в 1977–1979 гг. поисковых геохимических исследованиях в пределах Магнитогорского, Восточно-Уральского прогибов и Зауральского поднятия. Т. 1–4. – ФГУ «ТФИ по ПрФО», Оренбургский филиал, 1979.
23. Дворцова К. И. Отчет о геологических исследованиях в районе Тобол-Кумакского водораздела. Т. 1. – ФГУ «ТФИ по ПрФО», Оренбургский филиал, 1941.
24. Дербенев В. С., Никитюк Л. Г., Мусихин В. А. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые северной части Ирғиз-Улькоякского междуречья (юго-западный Тургай) (Отчет Тургайской ПСП о результатах групповой геологической съемки м-ба 1 : 50 000 листов М-41-39-В; М-40-В; М-51-Б, Г; М-52-А, Б, В, Г за 1972–1976 гг.). – Актюбинск, 1976.
25. Докучаев С. А., Ретина Р. К. и др. Отчет о результатах комплексных геофизических исследований, выполненных Восточной партией в Адамовском районе Оренбургской области в 1964 г. Т. 1 и 2. – ФГУ «ТФИ по ПрФО», Оренбургский филиал, 1965.
26. 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 (ю. п.), М-41-27-Б, Г и М-41-39-Б). Т. 1 и 2. – ФГУ «ТФИ по ПрФО», Оренбургский филиал, 1968.
27. 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», Оренбургский филиал, 1962.
28. Дубинин В. С., Дроздов В. В., Краснов Г. А. Геологическое строение и полезные ископаемые центральной части Буруктальского рудного района (Отчет Кос-Кольской ГСП). Т. 1–3. – ФГУ «ТФИ по ПрФО», Оренбургский филиал, 1965.
29. Кулиджанян М. Е., Кулиджанян В. Е., Филонова Л. В. Отчет о результатах поисковых и разведочных работ, проведенных на Светлинском медно-колчеданном месторождении и его флангах в 1969–1972 гг. Т. 1 и 2. – ФГУ «ТФИ по ПрФО», Оренбургский филиал, 1972.
30. Кулиджанян М. Е. Отчет Карасуйской партии о результатах геолого-поисковых работ м-ба 1 : 50 000, проведенных в 1963–1965 гг. (пос. Буруктал). Т. 1 и 2. – ФГУ «ТФИ по ПрФО», Оренбургский филиал, 1966.
31. Круглов Б. А. Отчет Колубайской геолого-поисковой партии о результатах работ на медь, проведенных в 1965–1966 гг. (Отчет промежуточный). Т. 1 и 2. – ФГУ «ТФИ по ПрФО», Оренбургский филиал, 1966.
32. 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», Оренбургский филиал, 2008.
33. Лядский П. В. Геологическое строение и полезные ископаемые восточной части Буруктальского рудного района. Т. 1 и 2. – ФГУ «ТФИ по ПрФО», Оренбургский филиал, 1998.
34. 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 и 2. – ФГУ «ТФИ по ПрФО», Оренбургский филиал, 1976.
35. Миронов Е. В. Отчет о результатах поисковых работ на медно-колчеданные руды в пределах Журманкольской структуры и Талдыш-Кенгуссайской зоны смятия (пос. Буруктал). Т. 1 и 2. – ФГУ «ТФИ по ПрФО», Оренбургский филиал, 1974.
36. Миронов Е. В., Садкина Е. В. Отчет о производстве поисковых работ на каолины, проведенных в восточной части Оренбургской области в 1969–1974 гг. Т. 1–2. – ФГУ «ТФИ по ПрФО», Оренбургский филиал, 1978.
37. Никифоров А. В. и др. 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 (в. ч.) поднятий за 1983–1985 гг. Т. 1 и 2. – ФГУ «ТФИ по ПрФО», Оренбургский филиал, 1985.
38. Посталовский А. М. Отчет по поискам хромитов на Аккаргинском массиве. Т. 1 и 2. – ФГУ «ТФИ по ПрФО», Оренбургский филиал, 1980.
39. Ретин Л. М. Отчет о предварительной разведке Аккаргинского месторождения силикатных кобальт-никелевых руд (Подсчет запасов по состоянию на 01.07.1968 г.). Т. 1 и 2. – ФГУ «ТФИ по ПрФО», Оренбургский филиал, 1968.
40. 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. – Актюбинск, 1962.
41. Смирнова И. А. и др. Прогнозная оценка перспективных площадей восточной части Оренбургской области на выявление промышленных месторождений полезных ископаемых с целью обоснования основных направлений геологоразведочных работ на 1981–1985 гг. и на перспективу (Отчет по проблеме Б.1.4 58-4 02/10). Т. 1 и 2. – ФГУ «ТФИ по ПрФО», Оренбургский филиал, 1981.
42. 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. 1–3. – ФГУ «ТФИ по ПрФО», Оренбургский филиал, 1987.
43. Тесаловский М. 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. 1–5. – ФГУ «ТФИ по ПрФО», Оренбургский филиал, 1967.
44. Титов Н. Е. Отчет о результатах опережающих комплексных работ масштаба 1 : 25 000 с целью создания геофизической основы для глубинного геологического доизучения Айкенской площади. Листы М-41-15-Г-в, г; М-41-27-Б; М-41-28-А-а; М-41-39-Б (Региональная партия, 1988–1992 гг.). Т. 1 и 2. – ФГУ «ТФИ по ПрФО», Оренбургский филиал, 1993.

45. Тищенко В. Т., Андрианов А. Ф., Елизарьева Н. И. Изучение проявлений кварцево-сульфидной и золото-полиметаллической формации в восточных районах Оренбургской области, их перспективная оценка. Т. 1 и 2. – ФГУ «ТФИ по ПрФО», Оренбургский филиал, 1973.
46. Тищенко В. А., Юшина З. А. Составление прогнозной карты восточной части Оренбургской области на россыпное золото в масштабе 1 : 200 000 (Отчет Шлиховой партии за 1973–1981 гг.). – Саратов, 1981.
47. Устинов И. П. и др. Отчет о результатах геологоразведочных работ, проведенных на Буруктальском никель-кобальтовом месторождении в Светлинском район Оренбургской области в 1950–1968 гг. Т. 1 и 2. – ФГУ «ТФИ по ПрФО», Оренбургский филиал, 1968.
48. Уткин В. М., Аношин М. Н. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые района Верхнего Прииргизья (Отчет Верхне-Иргизской ПСП о результатах геологического доизучения масштаба 1 : 50 000 листов М-41-49-Б, Г; М-41-50-А, Б, В, Г за 1975–1980 гг.). – Актюбинск, 1980.
49. Хасанов В. Н. Поисковые работы на рудное золото в пределах Кирово-Кваркенского района (Оренбургская область). Т. 1 и 2. – ФГУ «ТФИ по ПрФО», Оренбургский филиал, 2006.
50. Хворостян В. Н., Надырбаев А. А., Белорыбкин А. В. Проект на производство геологической съемки м-ба 1 : 50 000 площади листов М-41-28-А-в, г; геологического доизучения м-ба 1 : 50 000 площади листов М-41-28-В, Г; М-41-40-А-Б и глубинного геологического картирования м-ба 1 : 50 000 площади листов М-41-28-А-в, г; В, Г и М-41-40-А, Б с общими поисками в 1990–1994 гг. – Актюбинск, 1990.
51. Ченцов А. М. Отчет о производстве поисковых работ на медь в пределах Блакской структуры в 1976–1981 гг. Т. 1 и 2. – ФГУ «ТФИ по ПрФО», Оренбургский филиал, 1981.
52. 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», Оренбургский филиал, 1999.
53. Шимкова Т. А. Карта гидрохимических аномалий восточной части Оренбургской области масштаба 1 : 500 000 с картами-врезками масштаба 1 : 200 000–1 : 50 000 и методика интерпретации результатов гидрохимических исследований. Т. 1–4. – ФГУ «ТФИ по ПрФО», Оренбургский филиал, 1967.
54. Шмельков Н. Т. Поиски медно-колчеданных золотосодержащих руд на Жетыкольской площади (Оренбургская область). Т. 1 и 2. – ФГУ «ТФИ по ПрФО», Оренбургский филиал, 2007.

Список месторождений полезных ископаемых, показанных на карте полезных ископаемых листа М-41-VIII с клапаном М-41-II Государственной геологической карты Российской Федерации 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	6	Выход Северный	К	37	Законсервировано
I-1	7	Выход 4-4а	К	37	Законсервировано
I-1	8	Выход 8-25	К	37	Законсервировано
I-1	17	Выход 32-34	К	37	Законсервировано
Цветные металлы					
<i>Медь</i>					
IV-1	5	Светлинское	К	37	Законсервировано
<i>Никель, кобальт</i>					
I-1	29	Аккаргинское, рудное тело 4	К	39	Законсервировано
II-1	1	Аккаргинское 1	К	28	Законсервировано
II-1	15	Аккаргинское	К	28	Законсервировано
II-1	20	Коскольское	К	28	Законсервировано
IV-1	2	Буруктаьское, залежь 10	К	37	Законсервировано
IV-1	6	Буруктаьское, залежь 8	К	37	Законсервировано
Благородные металлы					
<i>Золото</i>					
I-1	4	Правотобольское	К	45	Законсервировано
I-2	1	Бисмулла	К	33	Законсервировано
II-1	5	Блак	К	37	Законсервировано
II-1	6	Старый Блак	К	37	Законсервировано
II-1	8	Жила 9	К	37	Законсервировано
II-1	9	Жила 14	К	37	Законсервировано
II-1	12	Жила 20	К	37	Законсервировано
НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ					
Строительные материалы					
<i>Гранит</i>					
II-1	19	Коскольское	К	9	Законсервировано
II-2	22	Мийлисайское	К	9	Законсервировано
<i>Серпентинит</i>					
IV-1	16	Спутник (т. 2322)	К		Эксплуатируется
<i>Глины кирпичные</i>					
II-1	21	Коскольское 1	К	9	Законсервировано
II-1	22	Коскольское 2	К	9	Законсервировано
III-1	9	Тущесайское	К	9	Законсервировано
<i>Песок строительный</i>					
III-1	3	Жетыкольское (т. 2379)	К	9	Законсервировано
III-2	4	Коскольское	К	9	Законсервировано
IV-1	15	Талдыаша (т. 2327)	К	9	Законсервировано
Прочие ископаемые					
<i>Кварцит</i>					
I-2	10	Верблюд	К	33	Эксплуатируется
II-2	4	Ащисуйское	К	9	Законсервировано
III-1	8	Тущесайское I	К	9	Законсервировано
III-2	13	Тущесайское II	К	9	Законсервировано
III-2	18	Айкенское	К	9	Законсервировано
IV-2	10	Кенгуссайское	К	9	Законсервировано
V-1	2	Лисаинское	К	9	Законсервировано
V-1	3	Игизкаринское	К	9	Законсервировано

Список месторождений полезных ископаемых, показанных на карте четвертичных образований листа М-41-VIII с клапаном М-41-II 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>Песчано-гравийный материал</i>					
V-1	4	Шелкарское	К	2	Разведано

Список проявлений полезных ископаемых, показанных на карте четвертичных образований листа М-41-VIII с клапаном М-41-II Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название месторождения	Номер по списку использованной литературы	Тип объекта, краткая характеристика
НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ				
Строительные материалы				
<i>Глины кирпичные</i>				
III-1	14	Участок №9 (Николаевский)	2	П. Глины пластичные известковистые
III-1	15	Участок №8 (Южный)	2	П. Глины песчанистые известковистые
<i>Песчано-гравийный материал</i>				
III-2	20	Балка Тушесай	2	П. Кварцевый песок, гравий размером 1–4 мм, примесь глинистого материала

Список проявлений (П), пунктов минерализации (ПМ) полезных ископаемых, первичных геохимических ореолов (ПГХО) и радиоактивных (РА) аномалий, показанных на карте полезных ископаемых листа М-41-VIII с клапаном М-41-II 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>Железо</i>				
II-2	26	Кенгуссайское	31	П. На контакте плагриогранитов барамбаевского комплекса и метаэффузивов аккаргинской толщи на 2,5 км в СЗ направлении прослежена зона эпидот-гранат-пироксеновых скарнов с примесью сульфидов и магнетита. Содержание Fe ₂ O ₃ - 9-22%. В железной шляпе площадью 0,2х0,4 км Fe ₂ O ₃ - 23-82%
<i>Железо, титан</i>				
II-2	19	Кенгуссайская аномалия (скв. 409)	33	П. В сланцах кенгуссайской толщи вкрапленность магнетита и реже титаномагнетита в виде шпиров до 8х10 см. Содержание железа 14-17%, TiO ₂ - до 4-6,4%
IV-2	6	Кенгуссайское	37	П. Пржилки и вкрапленность титаномагнетита в сланцах кенгуссайской толщи
<i>Хром</i>				
I-1	27	т. 2029	32	ПМ. В мелком карьере выбрана старателями линза хромита 2-3 м
Цветные металлы				
<i>Медь (цинк)</i>				
I-1	13	Скв. 144	32	ПМ. В глинистой коре выветривания вулканитов D ₃ на инт. 27-43 м, обломки лимонит-кварцевых пород с вкрапленниками зеленого минерала и содержанием меди 0,2-0,6%, серебра - до 1,5 г/т, молибдена и олова - до 0,003%
I-1	20	Ореол 1,5х4 км	37	ПГХО. Среди вулканитов D ₃ . Ореол меди, цинка, свинца
I-1	22	Североблакское	37	П. Медно-колчеданный. В вулканитах D ₃
I-1	24	Блакское 1	37	П. В скв. 631 вкрапленность сульфидов меди, примесь золота. Зона СВ 1,5 км в вулканитах D ₃
I-1	25	Блакское 2	37	П. В скв. 757 вкрапленность сульфидов меди, цинка в вулканитах D ₃ . На инт. 537-539 м Cu - 2,91%. Зона СВ 1,0 км
II-1	3	Скв. 102	32	П. В коре выветривания сланцев с гематитом и прожилками кварца на инт. 31-34 м содержание Cu и Cr - 0,1%, Ni - 0,04%
II-1	7	Скв. 301	32	П. В коре выветривания листовитов (апосерпентинитов). На инт. 14-47 м по 8-и пробам содержание Cu - 0,1-0,5%
II-2	8	Ореол 2х4 км	33	ПГХО Cu, Zn, Pb. На севере наложен на ПГХО золота в породах C ₁
II-2	9	Ореол 2х5 км	33	ПГХО Cu, Zn, Y в породах C ₁
II-2	24	Ореол 2х8 км	33	ПГХО Cu, Zn, La в породах S ₁ (?)
III-1	5	Ореол 2х5 км	37	ПГХО Cu и Zn в породах D ₂ с телами гипербазитов
III-1	6	Северное	37	П. Две зоны прожилково-вкрапленных руд с Cu 0,8-3,08% в сечениях 0,8-1,2 м среди метаэффузивов D ₂
III-1	7	Широкий бугор	28	П. Пржилково-вкрапленные руды Cu в зоне разлома по породам C ₁ с толщами гипербазитов
III-1	10	Ореол 1х5 км	37	ПГХО Cu, Co, Pb в породах D ₂ с телами гипербазитов
III-1	11	Ореол 1х3 км	37	ПГХО Cu, Pb, Zn в породах D ₂
III-1	12	Ореол 1,5х2 км	37	ПГХО Cu в гипербазитах
III-2	7	Ореол 4х7 км	33	ПГХО Cu, Zn и Pb в породах D ₃ -C ₁
IV-1	1	Ореол 2х5 км (СВ часть ореола листа М-40-VII)	37	ПГХО меди в вулканитах D ₂ вокруг Светлинского месторождения меди
IV-2	7	Ореол 1х4 км	37	ПГХО меди в породах C ₁

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола и потока	Автор и год отчета	Тип объекта, краткая характеристика
IV-2	8	Скв. 277	33	ПМ. В измененных вулканитах С ₁ мелкие чешуйки самородной меди с содержанием в штуфах до 0,64%
IV-1	22	Без названия	28	ПМ. В измененных диабазах палеозоя зерна самородной меди. Ее содержание в штуфах - 0,6%
<i>Цинк (свинец)</i>				
I-1	12	Скв. 151	32	ПМ. В коре выветривания с лимонитом и шлакообразными (кавернозными) обломками на инт. 3-6 м содержание цинка - 0,6%, свинца - 0,3, меди - 0,2%, серебра - до 4 г/т
I-1	26	т. 2139	32	ПМ. В прожилках кварца среди хромитоносных серпентинитов содержание цинка 0,6%, мышьяка - 0,05%
I-2	13	Ореол 1x2 км	33	ПГХО. Ореол цинка с содержанием до 0,1%
II-2	1	Скв. 5	32	ПМ. В углисто-кремнистых сланцах С ₁ с вкрапленностью пирита на инт. 97-101 м содержание Pb и Zn - 0,1%, Ag - до 6 г/т, W на инт. 54-58 м - 0,02%
<i>Никель, кобальт</i>				
II-1	11	Аккаргинский	28	ПМ. В коре выветривания серпентинитов аномальное содержание никеля и кобальта
II-2	2	Скв. 318	33	П. В охристых нонtronитовых глинах на инт. 6-21 м содержание Ni - 0,49-0,94%, Co - 0,01-0,19%, Fe - 6,42%. Ресурсы (P ₂) Ni - 20 тыс. т, Co - 3 тыс. т
II-2	29	Скв. 7, 9	33	ПМ. В коре выветривания серпентинитов на глубине 18-48 м содержание Ni - 0,1-0,3%. В скв. 9 на инт. 210-215 м в серпентинитах Ni - 0,3%
III-1	4	Коскольский 2	9	ПМ. В коре выветривания серпентинитов Ni до 1,16%
III-2	6	Коскольский	9	ПМ. В коре выветривания серпентинитов Ni до 1,16%
<i>Молибден</i>				
III-2	8	Ореол 2x4 км	37	ПГХО Mo, Cu, As в зоне разлома среди пород С ₁
<i>Вольфрам</i>				
I-2	2	Скв. 772	33	ПМ. В коре выветривания сланцев нижнего карбона на инт. 18,5-22 м содержание вольфрама - 0,08%
I-2	6	Ореол 1x2 км	33	ПГХО. В коре выветривания пород нижнего карбона в экзоконтакте массива гранитов по двум скважинам содержания вольфрама до 0,03%, мышьяка и лантана 0,01-0,04%
II-1	10	Скв. 305	32	ПМ. В коре выветривания серпентинитов на инт. 19-35 м содержание W до 0,1%, Ni - 0,2%, Co - 0,03%
II-1	17	Скв. 277	32	ПМ. В коре выветривания диоритов с прожилками кварца и ксенолитами углисто-кремнистых сланцев на инт. 15-23 м содержание W - 0,015%, Be - до 0-0,01%, Co и Y - до 0,01%
II-2	15	Ореол 2x8 км	33	ПГХО W, Bi, Be в породах варненской толщи в экзоконтакте Айкенского массива гранитов
II-2	20	Скв. 704	33	ПМ. В коре выветривания метасланцев варненской толщи на инт. 16-20 м содержание W - 0,1%, на инт. 20-24 м - 0,15%
II-2	21	Ореол 4x10 км	33	ПГХО W, Y, Se в эндо-экзоконтакте Айкенского массива гранитов
II-2	30	Скв. 2	33	ПМ. В метасланцах варненской толщи в экзоконтакте (в 1 км) Айкенского массива гранитов на инт. 196-197 м содержание W - 0,15%, Mo - 0,05%, Be - 0,03%
II-2	31	Ореол 1,5x5 км	33	ПГХО W с содержанием 0,015-0,06% по 6-ти скважинам в гранитоидах Айкенского массива
II-2	32	Айкенское	33	П. В эндоконтакте Айкенского массива гранитов среди грейзенов с вкрапленностью шеелита и молибденита содержание W - до 0,187%, лития - до 0,06%
II-2	35	Ореол 2-4x13 км	33	ПГХО W, Au, Cu в породах С ₁ с мелкими телами гранитоидов и зонами березитизации
II-2	37	Ореол 1x3 км	33	ПГХО W среди метасланцев варненской толщи с телами гипербазитов
II-2	38	Скв. 942	33	ПМ. В коре выветривания метасланцев S ₁ на инт. 16-20 м, содержание W - 0,17%. Скв. 942 в южной части

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола и потока	Автор и год отчета	Тип объекта, краткая характеристика
				ореола W
II-2	39	Ореол 1x2 км	33	ПГХО W и As в породах C ₁
III-2	5	Скв. 665	33	ПМ. В метасоматитах по гранитам (слабо вскрытое мелкое тело) на инт. 3-8 м, содержание W - 0,095%, 8-12 м - 0,015%
<i>Мышьяк</i>				
I-2	15	Ореол 1x4 км	33	ПГХО. В сланцах нижнего карбона по 4-м скважинам содержание мышьяка до 0,1%, золота - до 0,05 г/т, лантана и церия - до 0,03%
IV-1	12	т. 2330	32	ПМ. В кварцитах с бурыми железняками As - 0,1%, Ni - 0,15%
Редкие металлы, рассеянные и редкоземельные элементы				
<i>Ниобий</i>				
IV-1	4	Ореол 0,5x2 км	37	ПГХО Nb в породах тушесайской толщи
IV-1	10	Ореол 1x4 км	37	ПГХО Nb в породах C ₁ , в зоне разломов северо-восточного простирания.
IV-1	11	Ореол 0,5x11 км	37	ПГХО Nb в породах C ₁ , в зоне разломов северо-восточного простирания среди пород C ₁
IV-1	19	Ореол 0,5x2 км	37	ПГХО Nb в породах нижнего девона
IV-1	20	Ореол 0,5x3 км	37	ПГХО ниобия в породах D ₁ , вдоль разлома северо-восточного простирания
IV-1	21	Ореол 0,5x2 км	37	ПГХО ниобия в породах жетыкольской толщи
<i>Цирконий, редкие земли</i>				
II-2	36	Коскольская россыпь	28	П. В песках чаграйской свиты мощностью 1-4 м на площади около 0,5 км ² содержание циркона (кг/м ³) до 5,4; ильменита - до 9,5; монацита - 3,5; лейкоксена - до 2,9; рутила - 1,2
<i>Лантан (церий)</i>				
II-2	28	Никольский (скв. 393, 391)	33	ПМ. В коре выветривания сланцев S ₁ в двух скважинах через 250 м на инт. 24-28 и 45-48 м содержание лантана - 0,1%, церия - 0,2 и 0,05%
III-2	14	Ореол 3x5 км	33	ПГХО La, Ce, Ba в породах C ₁
IV-1	7	Ореол 0,5x8 км	37	ПГХО лантана в породах C ₁ в зоне разломов СВ простирания
IV-1	18	Ореол 0,5x3 км	37	ПГХО лантана и ниобия в гранодиоритах коскольского комплекса
IV-2	2	Ореол 1±3x7 км	33	ПГХО лантана, церия, молибдена в породах C ₁
<i>Редкие земли</i>				
IV-1	8	Журманкольский	9	ПМ. В песках верхнего палеогена уркимбайской свиты содержание монацита - до 0,35 кг/м ³
<i>Иттрий, церий</i>				
I-2	3	Скв. 1772	33	ПМ. В прожилках по риодацитам на инт. 36-40 м содержание иттрия - 0,2%, церия - 0,1%
III-2	16	Ореол 1-2x5 км	33	ПГХО иттрия, меди и цинка в породах C ₁
Благородные металлы				
<i>Золото</i>				
I-1	1	Скв. 1	32	ПМ. В коре выветривания алевропесчаников с прожилками кварца и лимонитом на инт. 11-24 м содержание золота от 0,01 до 0,3 г/т (16-17 м)
I-1	3	т. 2019	32	ПМ. В зеленых кавернозных кварцитах золота - 0,2 г/т, хрома - 0,4%, никеля - 0,04%
I-1	5	Правотобольское (т. 2124)	32	П. В отвалах старательских ям обломки кварца, березитов, листовников
I-1	11	Ореол 1x3 км	32	ПГХО. В коре выветривания окварцованных измененных пород с лимонитом на глубине 39-67 м, скв. 182-184 содержание золота - 0,1-0,4 г/т, свинца - 0,15%, мышьяка - 0,01%, хрома - 0,2%
I-1	14	Скв. 137	45, 32	ПМ. В коре выветривания (глинисто-дресвяной) риолитов скв. 137 на инт. 47-82 м вкрапленность пирита до 5%. Содержание золота на инт. 67-71 м - 0,4 г/т, на инт. 59-63 и 71-79 м - 0,02-0,05 г/т. К северу на протяжении 3 км дайка риолитов (по В.Т. Тищенко, 1973) тонкозернистых гранит-порфиров мощностью 50-250 м хлоритизирована, эпидотизирована, пиритизирована, содержит сеть прожилков

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола и потока	Автор и год отчета	Тип объекта, краткая характеристика
				кварца мощностью 1-10 см. Содержание золота от 0,1 до 2 г/т, среднее - 0,875 г/т
I-1	15	Ореол 1x3 км	33	ПГХО Au, Ag, La в метавулканитах аккаргинской толщи
I-1	18	Ореол 1x6 км	37	ПГХО Au в корах выветривания (юг) и породах D ₃
I-1	31	Аккаргинское	38	П. В лиственитах (скв. 16109), в зоне мощностью 8,1 м отмечалось до 4,4 г/т золота (Репин, 1968). В заверочной скв. 6 под глинами неогена в коре выветривания лиственитов на инт. 30-31 м содержание золота - 1 г/т, 31-32 м - 0,4 г/т, среднее на 15 м - 0,16 г/т
I-2	8	Ореол 1x2 км (ск. Верблюд)	33	ПГХО Au. В микрокварцитах по породам нижнего карбона в 2-х скважинах содержание золота 0,15 и 0,2 г/т
I-2	9	Ореол 1x1,5 км	33	ПГХО Au. В сланцах нижнего карбона по двум скважинам содержание золота 0,1 и 0,6 г/т
I-2	11	Ореол 1x2 км	33	ПГХО Au. В коре выветривания пород нижнего карбона содержание золота до 0,2 г/т
I-2	12	Скв. 1722	33	П. В пропилитах на инт. 40-44 м содержание золота 1 г/т
I-2	14	Ковыльное 1	33	П. Прожилки и вкрапленность сульфидов по метадацитам аккаргинской толщи с содержанием цинка - до 1,0%, меди и свинца - 0,2% в зонах 1,5-4 м по 8 колонковым и 9 скв. КГК. В 6-и скв. содержание золота - 0,2-0,8 г/т (среднее - 0,4 г/т). По 3-м пересечениям ширина - 250 м, длина - 2,5 км
I-2	16	Ореол 1,5x5 км	33	ПГХО. В турмалинсодержащих сланцах силура по 8-м скважинам содержание золота - 0,1-1 г/т, серебра - до 20 г/т, редко вольфрам - до 0,01%, медь - до 0,15%
II-1	2	Скв. 101	32	ПМ. В коре выветривания измененных серпентинитов с лимонитом, на инт 31-35 и 63-67 м содержание золота - 0,4-0,5 г/т
II-1	4	Скв. 4	32	П. В коре выветривания сланцев и диабазов (?) с прожилками кварца и лимонитом. На инт. 34-89,3 м содержание Au - 0,08-0,5 г/т, Ag - до 2 г/т, Cu, Zn - 0,02-0,04%, W - до 0,03%. В 600 м на запад в скв. 104 на инт. 11 м W - 0,15%, в 100 м на восток в скв. 114 в коре выветривания зеленых сланцев на инт. 44-53 м, W - до 0,02%, Au - 0,1-0,5 г/т
II-1	14	Верхне-Аккаргинское	37	П. Золотокварцевая жила среди березитов в породах C ₁
II-2	3	Скв. 2190	33	П. В коре выветривания метавулканитов C ₁ на инт. 68-72 м содержание Au - 5 г/т, на инт. 72-76 м - 1 г/т
II-2	5	Скв. 1637	33	П. В коре выветривания углистых песчаников тушесайской толщи на инт 4-8 м содержание Au - 4 г/т, на инт. 8-12 - 5 г/т
II-2	6	Скв. 217	33	ПМ. В коре выветривания сланцев варненской толщи. На инт. 66-68 м содержание Au - 1 г/т, в соседних интервалах до 0,3 г/т
II-2	7	Ореол субширотный 1-2x3 км	33	ПГХО в породах аккаргинской толщи по 6-и скважинам содержание Au - 0,1-0,3 г/т, иногда с Ba до 0,2%. В ореоле ПМ цинка и северной части ореола Cu
II-2	10	Ореол 1x5 км	33	ПГХО Au, Cu, Zn в породах C ₁
II-2	11	Скв. 1344	33	ПМ. В коре выветривания алевролитов C ₁ на инт 40-44 м содержание Au - 1 г/т
II-2	12	Ореол 1,5x4 км	33	ПГХО Au, Ag, La в породах C ₁
II-2	13	Восточно-Кенгусайское	33	П. В коре выветривания сланцев C ₁ , в скважинах 710, 610, 1096, 1085, расположенных в 25-50 м друг от друга, на инт. 20-24, 50-54, 24-28 м содержание золота соответственно 20, 16,5 и 1,5 г/т. В 0,5 км на запад в скв. 8 в метасоматитах по породам C ₁ вкрапленность пирита, халькопирита, сфалерита, турмалина на инт. 316,3-319,4 м содержание Au - 3 г/т, в соседних интервалах - до 0,5 г/т
II-2	14	Ореол 1x5 км	33	ПГХО Au, Ag, W по зоне разломов в породах C ₁

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола и потока	Автор и год отчета	Тип объекта, краткая характеристика
II-2	16	Ореол 1-2x5 км	33	ПГХО Au, Zn в березитизированных породах аккаргинской толщи
II-2	17	Ковыльное 2	33	П. В коре выветривания песчаников и сланцев аккаргинской толщи (скв. 359, инт. 62-64 м) и карбонатных метасоматитов (скв. 465, инт. 28-32 м), содержание Au - 2 и 5 г/т, соответственно. В соседних интервалах - 0,8-1 г/т. Скважины расположены в 0,7 км друг от друга. В 0,3 км на запад от скв. 359, скв. 2, 3, 4127 на глубинах 50-85 м вскрыли вкрапленно-прожилковое сульфидное оруденение в породах С ₁ . Содержание Cu в них - до 0,4%, Zn - 0,8%; Pb - 0,3% в зонах мощностью 2-5 м
II-2	18	Скв. 475	33	ПМ. В коре выветривания измененных серпентинитов на инт. 48-56 м содержание Au - 3 г/т. В соседней (100 м) скв. 735 на инт. 60-61,5 м содержание Au - 1 г/т
II-2	23	Ореол 1,5x6 км	33	ПГХО Au, Ag, As по субмеридиональной зоне разломов в породах С ₁ . В центре ореола по скв. 1569 в коре выветривания сланцев С ₁ на инт. 44-48 и 64-68 м содержание Au - 1 и 2 г/т. В 500 м южнее скв. 456 на инт. 104-106 м Au - 1 г/т. Еще южнее в 1,5 км в скв. 14 на инт. 187,2-189,4 м среди песчаников и алевролитов С ₁ с вкрапленностью пирита и арсенопирита содержание Au - 1 г/т, в соседних интервалах - 0,1-0,3 г/т
II-2	25	Скв. 377	33	П. В коре выветривания песчаников С ₁ на инт 76-80 м содержание Au - 2 г/т. В 0,5 км на восток в скв. 376 на глубине 30 м в рассланцованных песчаниках С ₁ содержание Au - 1 г/т
II-2	33	Скв. 1087	33	П. В сланцах С ₁ на инт 52-56 м содержание Au - 3 г/т
II-2	34	Скв. 667	33	П. В лиственитизированных серпентинитах на инт. 65 м содержание Au - 5 г/т, в соседних интервалах до 0,3 г/т
III-1	1	Коскольское	9	П. В тяжелой фракции песков миоцена содержание Au - до 6 г/т. Отмечается монацит - до 5,5 кг/м ³ , ильменит - до 3 кг/м ³ , рутил - до 0,5; циркон - до 1,3 кг/м ³ . Мощность песков - 0,5-8 м, площадь - до 7 км ² , они частично закрыты глинами неогена. На глубинах 1,6-27 м в песчано-гравийных слоях радиоактивность достигает 300-700 мкР/ч. В подстилающих серпентинитах жилки асбеста до 3 см
III-2	1	Скв. 1160	33	П. В коре выветривания ультрамафитов на инт. 16-28 и 32-36 м содержание Au - 1,5 г/т. В соседней скв. 1161 в коре выветривания окварцованных гранитов на инт. 20-24 м содержание Au - 1,5 г/т, на инт. 40-48 м - 1,25 г/т. В 0,5 км восточнее в скв. 1162 на инт. 90 м в пиритизированных песчаниках С ₁ содержание Au 1 г/т
III-2	2	Ореол 1x3 км	33	ПГХО Au в породах С ₁ с телами серпентинитов. Содержание Au по 4-м скважинам - 0,2-0,3 г/т
III-2	10	Ореол 4x9 км	33	ПГХО Au, Ag, W в породах С ₁ и S ₁ разбитых серией разломов СВ и СЗ простирания
III-2	11	Ореол 1x3 км	33	ПГХО Au, Zn в пропицитизированных породах С ₁ с содержанием Au в 4-х скважинах 0,1-0,3 г/т, иногда Zn и Ba до 0,15%
III-2	19	Скв. 1617	33	П. В коре выветривания углистых сланцев С ₁ на инт. 76-80 м содержание Au - 6 г/т
IV-1	14	Ореол 2x4 км	14	ПГХО Au в зоне лиственитов
IV-2	3	Ореол 1x3 км, субширотный	33	ПГХО Au в породах С ₁ содержание Au в 3-х скважинах 0,08-0,2 г/т, Ba - до 0,2%
IV-2	4	Скв. 1512	33	П. В коре выветривания песчаников С ₁ на инт. 68-72 м содержание Au - 2 г/т. П в центре ореола Au (Ba)
IV-2	5	Ореол 1x3 км, субширотный	33	ПГХО Au в вулканитах С ₁ . Содержание Au в 4-х скважинах - 0,08-0,5 г/т, Zn - до 0,1%, Ba - до 0,2%
IV-2	9	Скв. 1405	33	П. В коре выветривания песчаников С ₁ в экзоконтакте малых интрузий гранодиоритов P ₁ на инт 16-20 м

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола и потока	Автор и год отчета	Тип объекта, краткая характеристика
				содержание Au - 2 г/т, в соседних интервалах - 0,1-0,6 г/т
<i>Серебро</i>				
I-2	4	Ореол 1x4 км	33	ПГХО Ag, Pb, Au в породах нижнего карбона
I-2	5	Ореол 1x2 км	33	ПГХО Ag, Be, Zn в породах нижнего карбона
I-2	7	Ореол 1x5 км	33	ПГХО Ag, Se, Cu в породах силура и магматитах PZ
III-2	3	Ореол 1,5x4 км, субширотный	33	ПГХО Ag в породах C ₁ , разбитых разломами C3 простирания и пересеченных субширотным разломом
III-2	9	Ореол 1x3 км	33	ПГХО Ag, Be, Ag в породах S ₁ в экзоконтакте Айкенского массива гранитов
Радиоактивные элементы				
<i>Уран</i>				
II-3	1	Тургайская аномалия 1-2x6 км	33	РА в корях выветривания пород C ₁ , в восточном экзоконтакте Айкенского массива гранитоидов по скв. 260, 264, 265, 268, 277, 282, 311, 340 радиоактивность 60-170 мкР/ч на глубине 30-50 м
III-1	13	Блакский	34	ПМ. В дайке дацитов среди риолитов D ₂ тело мощностью 3 м с радиоактивностью до 295 мкР/ч (урана до 0,0129%). Аномалия в ореоле свинца (до 0,1%) и молибдена
НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ				
Оптические материалы				
<i>Кварц пьезоэлектрический</i>				
I-1	19	Тобольское, участок VI	28	П. Жилы кварца с горным хрусталем до 3x7 см, часто дымчатым до черного
I-1	21, 23	Тобольское, участок IV	28	П. Жилы кварца с горным хрусталем. Редкие вкрапления, рубашки халцедона, двойники. Выход моноблоков I-II сортов до 0,006% от кристаллов
Керамическое и огнеупорное сырье				
<i>Каолин</i>				
II-1	16	Коскольское 2	32	П. В гидрослюдисто-каолининовой коре выветривания биотитовых гранитов Коскольского массива выделяются две залежи - западная и восточная. Западная вскрыта скважинами 274 на инт. 3-14 м; 275 - 5-35 м; 24 - 0,1-50 м; 25 - 6-25 м; 268 - 0,2-27 м; 261 - 0,5-13 м. Перекрывающие - песчано-глинистые с валунами осадки миоцена мощностью 0,2-6 м. Залежь восточная вскрыта скважинами 281 на инт. 15-43 м; 276 - 11-39 м; 267 - 12-69 м; 262 - 6-27 м. Здесь в белой каолининовой глине отмечаются зоны слабого ожелезнения мощностью 0,5-4,0 м, а в подошве залежи примесь дресвы гранитов. Перекрывающие отложения мощностью 6-15 м - пестрые глины миоцена
III-1	2	Коскольское	9	П. На глубине 0-3,5 м белые каолиновые глины коры выветривания гранитов мощностью 10-15 м (скв. 133, 134, 135). Площадь развития коры выветривания 10-15 км ²
Абразивные материалы				
<i>Гранат</i>				
I-1	9	Скв. 4	38	ПМ. На инт. 150-190 м в пироксен-гранатовых скарнах содержание граната до 85-90%
II-2	27	Кенгуссайский	33	ПМ. Среди скарнов на площади 200x250 м обломки гранатитов с содержанием граната 95-98%
Горнотехническое сырье				
<i>Асбест хризотилевый</i>				
I-1	10	Аккаргинское	38	П. В серпентинитах на глубине 18-350 м в скв. 9, 10, 14 и др. сетчатый хризотил-асбест IV-VI сортов с содержанием 0,9-1,57%
I-1	16	Без названия	28	ПМ. В серпентинитах сетчатый хризотил-асбест
I-1	28	т. 2026	32	ПМ. В змеевике жилки хризотил-асбеста 1-2 мм
I-1	30	Без названия	32	ПМ. В серпентинитах жилки хризотил-асбеста
II-1	13	Ащисуйский	9	ПМ. Скважины вскрывают серпентиниты с жилками хризотил-асбеста мощностью 2-4 см

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола и потока	Автор и год отчета	Тип объекта, краткая характеристика
IV-1	17	Первомайский	32	ПМ. В серпентинитах Первомайского массива жилки асбеста 1-7 см длиной до 1 м в виде зон 0,2-0,3 м
<i>Тальк</i>				
I-1	2	Скв. 1 (2)	32	ПМ. Среди серпентинитов на инт. 62-74 м мономинеральный тальковый камень
Строительные материалы				
<i>Гранит</i>				
II-1	18	т. 2108	32	П. Мелкий (2 м) карьер вскрывает граниты. В 200 м на север в скв. 268 аналогичные граниты
<i>Глины кирпичные</i>				
V-1	1	т. 2362	32	П. Карьер 30x50 м вскрывает глины коры выветривания глинисто-дресвяные по серицит-кварцевым сланцам на глубине 1-2 м
Прочие ископаемые				
<i>Гипс</i>				
III-2	12	Тущесайское 1	9	П. В сурчинах выбросы гипса до 60%
III-2	15	Батпакты (т. 2389) в 2 км на ЮЗ от оз. Батпакты	32	П. В борту оврага на протяжении 1 км вскрыт пласт друзовидного гипса мощностью не менее 4 м среди пестрых глин светлинской свиты миоцена. В 1,5 км ниже плотины, от которой начинается овраг (промина) мелкими траншеями пласт гипса вскрыт для отсыпки насыпи узкоколейки Косколь-Светлый. С учетом этих траншей площадь гипсоносного пласта 1x1,5 км, а ресурсы (P ₁) 13,8 млн т. Мощность вскрыши 1-3 м
III-2	17	Тущесайское 2	9	П. В сурчинах выбросы гипса до 60%
<i>Кварцит</i>				
I-2	17	т. 2402 (ск. Белая)	32	П. Небольшой (20x30x3 м) заброшенный карьер щебнисто-блочных кварцитов
IV-1	3	Без названия	28	П. В мелком карьере кварциты палеозоя
IV-1	9	Без названия	28	П. Карьер вскрывает кварциты палеозоя

Таблица прогнозируемых объектов полезных ископаемых и их прогнозных ресурсов к листу Госгеолкарты-200 М-41-VIII с клапаном М-41-II

№ п/п	Название и ранг объекта и его индекс на схеме прогноза	Площадь объекта (км ²)	Вид полезного ископаемого	Характеристика, оценочные параметры, тип оруденения	Завершенная стадия работ	Категория ресурсов	Ресурсы	Рекоменд. виды работ	Источник информации
Троицко-Мариновская МЗ (1)									
<i>Ащысуйско-Полевский рудный район (1.1)</i>									
1	Блакско-Правотобольский никелево-хромово-золоторудный узел 1.1.1 Au,Cr,Ni/D(MZ)	260,6	Золото	Вулкано-плутонический комплекс D ₁₋₃ . Около десятка мелких месторождений и проявлений золота, хрома, никеля. Березиты, листвениты	ГС-50	P ₃	116	ПО	32, 33, 38
2	Бисмулла-Ковыльненский медно-железо-золоторудный узел 1.1.2 Au,Fe,Cu/C ₁ -P ₁ (MZ)	380	Золото	Вулкано-плутонический комплекс C ₁ -P ₁ . Мезозойские коры выветривания. Березиты, листвениты, проявления золота с содержаниями 1-5 г/кг	ГС-50	P ₃	170	ПО	32, 33, 38
3	Батпактинско-Полевский золоторудный узел потенциальный 1.1.3 Au/C ₁ (MZ)	323	Золото	Вулканогенно-осадочный комплекс C ₁ . Мезозойские коры выветривания. Проявления золота	ГС-50	P ₃	78	ПО2	33, 38
Восточно-Уральская МЗ (3)									
4	Коскольский прогнозируемый узел 3.0.1 Кл	114,3	Каолин	Залежь в коре выветривания гранитов P ₃ мощностью 24-66 м	ГДП-200	P ₃ P ₂	411 126	ПО	38

Примечание. Ресурсы золота даны в т, каолина – в млн т.

Сводная таблица прогнозных ресурсов полезных ископаемых

Группа, подгруппа полезных ископаемых	Вид полезного ископаемого	Кол-во прогнозируемых объектов	Категория прогнозных ресурсов	Прогнозные ресурсы
Благородные металлы	Золото	3	P ₃	364
Керамическое и огнеупорное сырье	Каолин	1	P ₂	126
			P ₃	411

Примечание. Ресурсы золота даны в т, каолина – в млн т.

Таблица впервые выявленных или переоцененных в ходе составления листа Госгеолкарты М-41-VIII с клапаном М-41-II прогнозируемых объектов полезных ископаемых и их прогнозных ресурсов категории Р₃

№ 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	Золото. Блакско-Правотобольский узел (1.1.1)	50	116	+66	ПО
2	Бисмулла-Ковыльненский узел (1.1.2)	100	170	+70	ПО
3	Батпактинско-Полевский узел потенциальный (1.1.3)	40	78	+38	ПО
4	Каолин. Коскольский узел прогнозируемый (3.0.1)	-	126 (P ₂) 411 (P ₃)	+126 +411	ПО

Примечание. Ресурсы золота даны в т, каолина – в млн т.

Список петротипов, опорных обнажений, буровых скважин, показанных на геологических картах дочетвертичных и допалеогеновых отложений листа М-41-VIII (Косколь) с клапаном листа М-41-II

№ по карте	Характеристика объекта	№ источника по списку лит-ры, авторский № объекта
1	Скважина, 155 м, вскрывает разрез аулиетасской толщи	32, скв. 1
2	Скважина, 416 м, вскрывает разрез Аккаргинского гипербазитового массива и его нижний контакт со сланцами кундыбаевской толщи	38, скв. 9
3	Петротип барамбаевского диорит-плагиогранитового комплекса	42, №3
4	Скважина, 345,5 м, вскрывает разрез аккаргинской толщи	33, скв. 24
5	Петротип аккаргино-буруктальского дунит-гарцбургитового комплекса	11, №5
6	Скважина, 490,3 м, вскрывает разрез тущесайской толщи	33, скв. 8
7	Скважина, 306,9 м, вскрывает разрезы аккаргинской толщи с горизонтом известняков с фораминиферами вize и нижележащей тущесайской толщи	33, скв. 4
8	Скважина, 523,8 м, вскрывает разрез тущесайской толщи, с горизонтом известняков с визейскими фораминиферами	33, скв. 15
9	Скважина, 311,5 м, вскрывает разрез тущесайской и нижележащей кенгуссайской толщ	33, скв. 14
10	Скважина, 311,0 м, вскрывает разрезы кенгуссайской и нижележащей ащисуйской толщ	33, скв. 12
11	Скважина, 344,1 м, вскрывает разрез кенгуссайской толщи	33, скв. 10
12	Скважина, 312,5 м, вскрывает разрез верхней подтолщи варненской толщи	33, скв. 9
13	Скважина, 312,2 м, вскрывает контакт серпентинитов аккаргино-буруктальского комплекса со сланцами верхней подтолщи варненской толщи	33, скв. 7
14	Скважина, 253,2 м, вскрывает до глубины 52 м выветрелые рассланцованные серпентиниты аккаргино-буруктальского комплекса, далее разрез верхней подтолщи варненской толщи	33, скв. 5
15	Скважина, 309,7 м, вскрывает разрез верхней и средней подтолщи варненской подтолщи	33, скв. 2
16	Скважина, 195,5 м, вскрывает разрез нижней подтолщи варненской толщи и контакт прорывающихся ее гнейсовидных гранитов айкенского комплекса	33, скв. 1
17	Скважина, 62,5 м, вскрывает саксаульскую свиту палеогена	27, скв. 151
18	Петротип коскольского габбро-диорит-плагиогранитового комплекса	42, №19
19	Скважина, 239,0 м, вскрывает известняки тущесайской толщи с поздневизейскими фораминиферами	35, скв. 58
20	Скважина, 83,0 м, вскрывает контакт кенгуссайской толщи с нижележащей ащисуйской толщей	32, скв. 21
21	Скважина, 484,6 м, вскрыла разрез кенгуссайской толщи	35, скв. 56
22	Скважина, 43 м, вскрывает уркимбайскую свиту палеогена	32, скв. 565

Список опорных обнажений и буровых скважин, показанных на карте четвертичных образований листа М-41-VIII (Косколь) с клапаном М-41-II

№ на карте	Характеристика объекта	№ источника по списку литературы, авторский № объекта
1	Опорное обнажение аллювиальных образований, низкой и высокой пойм объединенных	32, обн. 2041
2	Опорное обнажение озерно-аллювиальных образований чумлякского горизонта нижнежуншуликской подсвиты	28, обн. 8027
3	Шурф, 6 м, вскрывает делювиальные средне-верхнеоплейстоценовые образования	28, шурф 476
4	Скважина, 56 м, вскрывает дочетвертичные образования	28, скв. 306
5	Скважина, 38 м, вскрывает делювиальные средне-верхнеоплейстоценовые образования	28, скв. 302
6	Скважина, 48 м, вскрывает делювиальные средне-верхнеоплейстоценовые образования	28, скв. 303
7	Скважина, 35 м, вскрывает озерно-аллювиальные образования чумлякского горизонта нижнежуншуликской подсвиты	28, скв. 304
8	Скважина, 35 м, вскрывает делювиальные средне-верхнеоплейстоценовые образования	32, скв. 133
9	Скважина, 49 м, вскрывает делювиальные средне-верхнеоплейстоценовые образования	32, скв. 127
10	Скважина, 43 м, вскрывает делювиальные средне-верхнеоплейстоценовые образования	32, скв. 122
11	Скважина, 47 м, вскрывает делювиальные средне-верхнеоплейстоценовые образования	32, скв. 116
12	Скважина, 72 м, вскрывает элювиальные и делювиальные образования нерасчлененные	44, скв. 1072
13	Скважина, 56 м, вскрывает дочетвертичные образования	28, скв. 323
14	Скважина, 70 м, вскрывает дочетвертичные образования	28, скв. 324
15	Скважина, 16 м, вскрывает делювиальные средне-верхнеоплейстоценовые образования	28, скв. 336
16	Скважина, 100 м, вскрывает элювиальные и делювиальные образования нерасчлененные	33, скв. 1832
17	Скважина, 35 м, вскрывает делювиальные средне-верхнеоплейстоценовые образования	28, скв. 334
18	Скважина, 32 м, вскрывает озерно-аллювиальные образования чумлякского горизонта нижнежуншуликской подсвиты	33, скв. 220
19	Скважина, 22 м, вскрывает озерно-аллювиальные образования чумлякского горизонта нижнежуншуликской подсвиты	33, скв. 225
20	Скважина, 45 м, вскрывает озерно-аллювиальные образования чумлякского горизонта нижнежуншуликской подсвиты	33, скв. 229
21	Скважина, 40 м, вскрывает озерно-аллювиальные образования чумлякского горизонта нижнежуншуликской подсвиты	33, скв. 232
22	Скважина, 66 м, вскрывает делювиальные средне-верхнеоплейстоценовые образования	33, скв. 238
23	Скважина, 48 м, вскрывает элювиальные и делювиальные образования нерасчлененные	33, скв. 240
24	Скважина, 60 м, вскрывает делювиальные средне-верхнеоплейстоценовые образования	33, скв. 245
25	Скважина, 84 м, вскрывает делювиальные средне-верхнеоплейстоценовые образования	33, скв. 1019
26	Скважина, 51 м, вскрывает делювиальные средне-верхнеоплейстоценовые образования	32, скв. 159
27	Скважина, 24 м, вскрывает озерно-аллювиальные образования чумлякского горизонта нижнежуншуликской подсвиты	33, скв. 899
28	Скважина, 36 м, вскрывает озерно-аллювиальные образования чумлякского горизонта нижнежуншуликской подсвиты	33, скв. 902
29	Скважина, 35 м, вскрывает делювиальные средне-верхнеоплейстоценовые образования	32, скв. 298
30	Скважина, 18 м, вскрывает делювиальные средне-верхнеоплейстоценовые образования	32, скв. 525
31	Скважина, 35 м, вскрывает элювиальные и делювиальные образования нерасчлененные	32, скв. 419

№ на карте	Характеристика объекта	№ источника по списку литературы, авторский № объекта
32	Опорное обнажение озерных и палостринных образований	28, скв. 4282
33	Скважина, 32 м, вскрывает элювиальные и делювиальные образования нерасчлененные	32, скв. 416
34	Опорное обнажение делювиальных и аллювиальных образований горбуновского горизонта	32, скв. 2389
35	Скважина, 47 м, вскрывает озерно-аллювиальные образования чумлякского горизонта нижежуншуликской подсвиты	32, скв. 443
36	Скважина, 67 м, вскрывает покровные суглинки и озерно-аллювиальные образования чумлякского горизонта нижежуншуликской подсвиты	32, скв. 601
37	Скважина, 82 м, вскрывает покровные суглинки и озерно-аллювиальные образования чумлякского горизонта нижежуншуликской подсвиты	32, скв. 616

Каталог важнейших памятников природы, показанных на листах М-40-П, VIII

№ на схеме	Вид памятника	Краткая характеристика
1	Памятники древней культуры	Рудник Аккарга. Древняя горная разработка
2	Общегеологический	Скала Верблюд. Останец выветривания
3	Общегеологический	Скала Белая. Останец выветривания
4	Гидрогеологический	Озера Косколь
5	Гидрогеологический	Озеро Карамола. Озеро с особым гидрологическим режимом

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	4
ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ.....	6
СТРАТИГРАФИЯ.....	8
ИНТРУЗИВНЫЙ МАГМАТИЗМ.....	26
ТЕКТОНИКА	37
ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ.....	44
ГЕОМОРФОЛОГИЯ.....	48
ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ	51
ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ И ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ РАЙОНА	63
ГИДРОГЕОЛОГИЯ.....	68
ЭКОЛОГО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА.....	75
ЗАКЛЮЧЕНИЕ.....	77
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ	79
<i>Приложение 1.</i> Список месторождений полезных ископаемых, показанных на карте полезных ископаемых листа М-41-VIII с клапаном М-41-II Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000	82
<i>Приложение 2.</i> Список месторождений полезных ископаемых, показанных на карте четвертичных образований листа М-41-VIII с клапаном М-41-II Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000.....	83
Список проявлений полезных ископаемых, показанных на карте четвертичных образований листа М-41-VIII с клапаном М-41-II Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000	83
<i>Приложение 3.</i> Список проявлений (П), пунктов минерализации (ПМ) полезных ископаемых, первичных геохимических ореолов (ПГХО) и радиоактивных (РА) аномалий, показанных на карте полезных ископаемых листа М-41-VIII с клапаном М-41-II Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000	84
<i>Приложение 4.</i> Таблица прогнозируемых объектов полезных ископаемых и их прогнозных ресурсов к листу Госгеолкарты-200 М-41-VIII с клапаном М-41-II	91
<i>Приложение 5.</i> Сводная таблица прогнозных ресурсов полезных ископаемых.....	92
<i>Приложение 6.</i> Таблица впервые выявленных или переоцененных в ходе составления листа Госгеолкарты М-41-VIII с клапаном М-41-II прогнозируемых объектов полезных ископаемых и их прогнозных ресурсов категории Р ₃	93
<i>Приложение 7.</i> Список петротипов, опорных обнажений, буровых скважин, показанных на геологических картах дочетвертичных и допалеогеновых отложений листа М-41-VIII (Косколь) с клапаном листа М-41-II	94
<i>Приложение 8.</i> Список опорных обнажений и буровых скважин, показанных на карте четвертичных образований листа М-41-VIII (Косколь) с клапаном М-41-II	95
<i>Приложение 9.</i> Каталог важнейших памятников природы, показанных на листах М-40-II, VIII.....	97