

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 N-41-XXXI (Бреды) с клапаном листа N-41-XXXII

ОБЪЯСНИТЕЛЬНАЯ ЗАПИСКА

Лисов А. С., Алексеева Г. А., Кваснюк Л. Н. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 200 000. Издание второе. Серия Южно-Уральская. Лист N-41-XXXI (Бреды) с клапаном N-41-XXXII. Объяснительная записка. – М.: Московский филиал ФГБУ «ВСЕГЕИ», 2018. 131 с.

Записка содержит сведения о геологическом строении и полезных ископаемых российской части территории листа N-41-XXXI (с клапаном N-41-XXXII), расположенной в Восточно-Уральском мегантиклинории. Охарактеризованы стратиграфические подразделения протерозойского, ордовикского, силурийского, девонского, каменноугольного, мелового, палеогенового, неогенового и четвертичного возраста. Описан интрузивный магматизм. Рассмотрены тектоника района, его геоморфологическое строение и история геологического развития. Приведены данные о месторождениях и проявлениях каменного угля, железа, хрома, никеля, кобальта, меди, свинца, цинка, золота, платины, олова, бокситов, доломита, известняков, строительных материалов; раскрыты закономерности их размещения. Содержатся сведения о гидрогеологических условиях и геолого-экологической обстановке.

Табл. 4, илл. 3, список лит. 58 назв., прил. 10.

Составители

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

Брединская площадь расположена на крайнем юго-востоке Челябинской области. Она охватывает, принадлежащую России, большую часть территории листа N-41-XXXI, крайние северо-восток и юго-восток которой относятся к соседнему государству – Республике Казахстан и клапан листа N-41-XXXII (Российская часть). Основная часть площади расположена в пределах Брединского района Челябинской области, а центральная часть ее западной четверти принадлежит Кваркенскому району Оренбургской области Российской Федерации. Широта площади меняется от 52°00' (с. ш.) до 52°40' (с. ш.), а долгота от 60°00' (в. д.) до 61°00' (в. д.). Угловые координаты клапана листа N-41-XXXII 52°25'05" (с. ш.) и 61°00'00" (в. д.), 52°20'45" (с. ш.) и 61°04'08" (в. д.), 52°18'36" (с. ш.) и 61°00'00" (в. д.).

Брединская площадь расположена на востоке обширной цокольной равнины восточного подножья Уральской низкогорной страны. В ее пределах широко развиты участки древнего (доплиоценового) сношенного рельефа, которые охватывают Урало-Тобольское (Главное) водораздельное пространство и водораздельные пространства рек площади. Подавляющая часть характеризуемой территории принадлежит бассейну р. Тобол и лишь ее крайний юго-запад – бассейну р. Урал. Все основные реки (с севера на юг): Камысты-Аят, Синташты, Берсуат берут начало от Главного водораздела. Последний ориентирован в северо-северо-западном направлении и расположен в пределах площади на ее крайнем юго-западе и несколько западнее нее – на севере. Достаточно четко выражено общее снижение базовой доплиоценовой поверхности от Главного водораздельного пространства на северо-восток-восток. Абсолютные отметки Главного водораздельного пространства площади колеблются преимущественно около 390–400 м, достигая нескольких больших значений на отдельных останцах (высшая отметка площади – 414 м). Высота водораздельных пространств (древних поверхностей) рек района снижается от этих значений на крайнем юго-востоке площади до 330–340 м, достигая иногда более чем 350 м (высшая отметка здесь – 359 м), а на крайнем северо-западе – более значительно: до 300–310 м.

Долины основных рек – широкие (от первых километров до первых десятков километров), пологие. Они врезаны в древние (доплиоценовые) поверхности, в основном, на 50–60 м в низовьях и несколько менее – в верховьях. Минимальные отметки зеркала их воды на крайнем востоке площади – 253 м (река Синташта).

От основных долин отходят многочисленные долины мелких рек и балок, ориентированных преимущественно в северо-восточном, реже субмеридиональном и северо-западном направлениях. Они расчленяют древние поверхности на множество пологих невысоких гряд. Северо-восточное простирание долин характерно для большинства правых притоков основных рек, что, очевидно, отражает, в первую очередь, общий наклон базовой поверхности цокольной равнины на северо-восток-восток и обилие разрывных нарушений такого направления. В соответствии с этим, на правобережьях рек гряды чаще ориентированы с юго-запада на северо-восток. Реки площади крайне маловодны, в сухой период они во многих местах преодолимы вброд.

Проходимость района в целом удовлетворительная, что обусловлено выравниваемостью рельефа и малым количеством залесенных и заболоченных участков.

Леса занимают около 5 % площади. Открытые пространства примерно наполовину распаханы, остальная половина – степная с травянистой растительностью и плотным дерновым слоем. Лес в небольших массивах смешанный (сосна, береза), в колках лиственный (береза, осина). Подлесок из степной вишни, акации, черемухи, шиповника. Лесозащитные полосы шириной 2–5 м (редко 10 м и более), длина полос 2–10 м.

Климатические условия на территории площади континентальные. Зима (ноябрь–март) умеренно холодная, малоснежная; погода пасмурная, нередко снежные метели и бури. Преобладающая дневная температура воздуха –12...–15 °С, ночная –16...–20 °С (абс. мин. –46 °С). Снежный покров устанавливается в начале ноября. Средняя высота снежного покрова на конец зимы

колеблется в разные годы от 20 до 40 см (макс. 60 см). Весна (апрель–май) прохладная с преобладанием ясной малооблачной погоды. Снежный покров сходит в середине–конце апреля, грязевая распутица продолжается до конца мая. Лето (июнь–август) теплое, временами жаркое. Преобладающая дневная температура воздуха +20...+23 °С (абс. макс. +41 °С), ночная +11...+15 °С. Осадки выпадают в виде кратковременных ливней, продолжительностью 2–3 часа. В месяц бывает 8–11 дней с дождем, в том числе 5–9 дней с грозой. Туманы редки. Возможны бездождевые периоды продолжительностью 10–20 дней. В отдельные дни наблюдаются пыльные бури. Осень (сентябрь–октябрь) прохладная, пасмурная; в начале сезона иногда бывает ясная погода. Осадки выпадают в виде затяжных морозящих дождей. Грязевая распутица длится до конца октября–начала ноября. Ветры в начале года преобладают юго-западные, западные и южные, летом северо-западные и северные со средней скоростью 3–5 м/с.

Дорожная сеть развита слабо. По территории листа N-41-XXXI проходит двухпутная электрифицированная железная дорога Челябинск–Оренбург. Автомобильные дороги с усовершенствованным покрытием (асфальтобетон) и с покрытием (щебень) мало распространены. Широкое распространение имеют грунтовые проселочные дороги. Состояние дорог в сухое время года удовлетворительное. Автомобильные дороги без покрытия и грунтовые проселочные дороги при увлажнении недоступны для колесной техники, во время дождей движение на дорогах прекращается; на немногих дорогах, проложенных по щебеночно-суглинистым и щебеночно-супесчаным грунтам, во время дождей возможно движение колесной техники повышенной проходимости. Мосты железобетонные грузоподъемностью 10–40 т. На дорогах без покрытия мосты крайне редки, переправы через реки, как правило, осуществляются вброд.

Самый крупный населенный пункт района – поселок городского типа Бреды. Остальные населенные пункты сельского типа. Застройка квартальная, реже рядовая. Дома деревянные, саманные, редко каменные, одноэтажные. Магистральные улицы с гравийным или щебеночным покрытием, прочие без покрытия; улицы, обычно не озеленены. Населенные пункты электрифицированы и имеют телефонную связь. Водопроводы есть в поселке Бреды и селах Павловка, Восточный, Наследницкий, Боровое; водопроводы базируются на подземных водах. Водоснабжение остальных населенных пунктов из колодцев, скважин, родников, частично из рек. Водоснабжение некоторых сел затруднено тем, что встречаются скважины со слабосоленой водой (села Синий Шихан, Заозерный), санитарное состояние большинства сельских населенных пунктов неудовлетворительное.

По территории проходит подземный газопровод Бухара–Урал.

В основу настоящего комплекта Госгеолкарты-200 положены материалы геологического доизучения Зауральской площади, проведенного в 2006–2008 гг. и материалы предшествующих исследований. Основными из последних являются сведения, содержащиеся в отчетах по геологической съемке и в монографиях по отдельным вопросам геологического строения рассматриваемой территории, а также результаты поисковых, разведочных, геохимических и геофизических работ.

Полевые исследования, входящие в состав ГДП-200, проведены в сезон 2007 г. В них участвовали: начальник партии В. С. Акимов; ведущие геологи: А. С. Лисов (ответственный исполнитель), Г. А. Алексеева, Б. И. Чен-Лен-Сон, В. Н. Колесников, И. А. Мехтиев; геологи: А. А. Кожемякин, Н. И. Бабичева, И. Б. Андрощук.

На камеральных работах были заняты: А. С. Лисов (ответственный исполнитель), Г. А. Алексеева, Б. И. Чен-Лен-Сон, Н. В. Мануйлов, Т. В. Оленица.

Цифровые модели комплекта Госгеолкарты-200 выполнены в ГИС ArcView (версия 3.2) в региональном компьютерном центре ОАО «Компания вотемиро». Исполнители: В. Л. Алексеев, Т. В. Оленица, А. Н. Голушков, О. В. Косарева, В. В. Шлунова.

Спектральный полуколичественный, химико-спектральный и атомно-абсорбционный на золото и силикатный анализы проведены в ОАО «Центральная лаборатория» (г. Оренбург), определение радиологического возраста пород – в «Центре изотопных исследований» Всероссийского научно-исследовательского геологического института им. А. П. Карпинского.

В настоящей записке «Введение», «Заключение», главы «Стратиграфия» (от раннего протерозоя до карбона включительно), «Интрузивный магматизм», «Тектоника», «История геологического развития» написаны А. С. Лисовым; «Стратиграфия» (от меловой до четвертичной системы включительно) и «Геоморфология» – Г. А. Алексеевой; «Полезные ископаемые» и «Закономерности размещения полезных ископаемых» – Б. И. Чен-Лен-Соном и Л. Н. Кваснюк; «Гидрогеология» – Н. В. Мануйловым; «Эколого-геологическая обстановка» – Т. В. Оленицей.

Авторы записки благодарят редакторов А. П. Казака и В. К. Штакону за консультации по геологическим вопросам и эксперта А. В. Жданова за многочисленные консультации и помощь в минерагеническом и тектоническом районировании площади.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ

ГЕОЛОГОСЪЕМОЧНЫЕ РАБОТЫ

Геологические исследования в этой части Урала начались в первой половине XIX столетия. История исследований Брединского (ранее Полтаво-Брединского) района отчетливо разделяется на три периода. Первый из них характеризуют маршрутные и кратковременные экспедиционные работы конца XIX и начала XX века. Большинство из этих работ было посвящено самым общим описаниям геологии района и минералогии коренных золоторудных месторождений и россыпей.

В 1836 году Г. П. Гельмерсен привел первые отрывочные сведения о геологии района. Отмечены выходы гранитов и змеевиков по р. Берсуат у пос. Наследницкого; известняки в долине р. Синташты. В 1857–1958 гг. А. И. Антиповым и И. Г. Меглицким были описаны нижнекаменноугольные угленосные отложения в долине р. Синташты у пос. Бреды. Ими же отмечены кварциты на р. Берсуат, у пос. Марииновского и в верховьях долины р. Шартанды.

В начале XX столетия внимание исследователей привлекало Брединское каменноугольное месторождение, на котором в 1907 году начались небольшие эксплуатационные работы. К этому времени относятся исследования Н. Н. Тихоновича (1913, 1918 гг.). Первая геологическая карта района месторождения (трехверстного масштаба) была составлена в 1918–1920 гг. В. Г. Грушевым. К этому же времени относятся исследования некоторых месторождений золота, выполненные П. П. Гудковым. В этот же период А. П. Карпинский, В. Г. Грушевой проводят трехверстную съемку между р. Синташта и р. Камысты-Аят. В результате работ была закартирована полоса угленосных отложений нижнего карбона, детализированы их разрезы, установлено положение угленосной толщи. Было показано, что угленосная толща смята в систему сложных складок, нередко запрокинутых на восток и осложненных разрывными нарушениями. Со сложной тектоникой исследователи связывали прерывистость выходов угленосной толщи; отмечено, что толща местами может замещаться карбонатными морскими отложениями (концепция островного режима седиментации). После ряда работ по Южному и Среднему Уралу, включая работы по Брединской площади, А. П. Карпинский сделал вывод, что образования карбонных угленосных отложений в пределах восточного склона, несмотря на высокое качество углей, не могут служить объектами широкомасштабной государственной добычи и должны рассматриваться как объекты добычи местной промышленности.

Для второго этапа характерны поисковые работы 1930–1940-х годов, которые проводились с целью поисков, оценки и изучения известных проявлений золота, угля, хромита, никеля и других полезных ископаемых. В этот период на отдельных разрозненных участках площади начинают выполняться геологосъемочные работы, продолжавшиеся в войну 1941–1945 годов. Результаты этих работ изложены в многочисленных отчетах М. С. Волкова за 1930, 1934, 1936 гг., В. Г. Грушевого (1922 г.), Г. А. Баженова (1942 г.), П. И. Дорофеева (1942 г.), Л. И. Перевышко (1945 г.), С. А. Петрушкевича (1928 г.), С. М. Ткалича (1941, 1942 гг.).

Н. Н. Остроумовым в 1929 году была составлена схематическая геологическая карта окрестностей угольного месторождения на топографической основе масштаба 1 : 25 000 и проведено изучение месторождения гипса вблизи пос. Бреды.

В 1930 году на бывшем Сине-Шиханском золотом руднике проводились разведочные работы А. П. Сиговым. В том же году Брединский район был покрыт геологической съемкой масштаба 1 : 200 000, проводившейся Л. В. Хмелевской и З. И. Ушаковой. На Колчинском серпентинитовом массиве в 1930 году проводил исследования В. П. Карманов.

В 1932–1934 гг. на угленосных и смежных с ними площадях западной половины района проводилась геологическая съемка масштаба 1 : 500 000 Н. Ф. Мамаевым. В 1934 году Брединский район посетил Г. А. Соколов, изучивший вулканизм Полтаво-Брединского района. В 1934 г. гидрогеологические условия района изучал И. К. Зайцев. В 1937 г. Е. Ф. Чирковой была

описана флора нижнего карбона. В эти же и последующие годы партиями Союзхромита и Уральского геологического управления велось изучение серпентинитовых массивов с целью выяснения их хромитоносности и никеленосности. Результаты изучения изложены в работах Е. И. Воронцовой (1934 г.), П. М. Идкина и Ю. Г. Полуренко (1935 г.), П. В. Сапельникова (1935 г.). При геологической съемке Гулинского серпентинитового массива Н. М. Павловым в 1936 году найдена ордовикская фауна в кварцитопесчаниках северо-западнее пос. Бреды.

В 1936–1937 гг. В. С. Шехуновым и Е. А. Перепечиной район Брединского каменноугольного месторождения был закартирован в масштабе 1 : 50 000. Проведено литолого-стратиграфическое описание угленосных отложений. В 1938 году Б. Б. Чернышевым проведена геологическая съемка окрестностей пос. Павловского в масштабе 1 : 50 000. В связи с изучением угленосных отложений этой части района. Н. Ф. Мамаевым в 1938–1939 гг. проводилось изучение стратиграфии нижнего и среднего карбона Полтаво-Брединского района на обширном палеонтологическом материале, собранном им при геологической съемке. Им же совместно с П. М. Есиповым в 1940 г. были опубликованы статьи по стратиграфии и тектонике Полтаво-Брединского района.

В 1939–1940 гг. Брединский район посетил А. А. Петренко, который дал новое описание Полтаво-Брединского угленосного района и отдельно описал структуры южной части Брединского каменноугольного месторождения. Критическому разбору этих работ посвящены статьи Н. Ф. Мамаева (1951, 1954 гг.).

В 1945 г. Н. Ф. Мамаевым была составлена сводная геологическая карта листа N-41-XXXI по личным наблюдениям и материалам других исследователей. Завершением этого этапа можно считать издание геологической карты масштаба 1 : 200 000 листа N-41-XXXI в 1946 году.

На стадии второго этапа происходило накопление разнообразного фактического материала и его первоначальная обработка в пределах выполняемых работ каждым исследователем. При этом зачастую не были увязаны легенды карт и сами карты.

С начала 1950-х годов на третьем этапе в районе широко проводятся геологосъемочные работы с применением геофизических и геохимических методов исследования, проводится изучение отдельных разрозненных участков; и в 1956 году Мамаев Н. Ф. вновь подготавливает к изданию «Геологическую карту СССР, лист N-41-XXXI (Бреды), масштаб 1 : 200 000» и объяснительную записку к ней, где рассмотрено регионально строение площади в представлении как окраины геосинклинальной области с выступами древнего фундамента и значительно развитой складчатостью [2]. В 1951–1956 гг. в восточной части района были проведены геологические съемки масштаба 1 : 50 000 Т. А. Смирновой (1952 г.), М. Е. Ненаховым (1952 г.), а также Н. Ф. Мамаевым [36, 37]; последним, кроме того, в эти годы выполнено стратиграфическое изучение древних толщ района, сопровождавшееся бурением нескольких структурных скважин. Произведенные в эти годы геологические исследования дали много материалов по составу и возрасту древних метаморфических образований, впервые выделенных на восточном склоне Южного Урала А. А. Петренко (1946 г.). Так, стратиграфическая схема докембрийских образований была предложена в 1949 г. А. А. Петренко, выделившим по наблюдениям в Северных Мугоджарах орь-иргизскую, орь-илекскую, богоявленскую, верхнекумакскую и другие свиты, относимые им к архею и протерозою. Он считал, что указанные свиты имеют широкое распространение на восточном склоне Южного Урала. Н. Ф. Мамаев считал, что при существующей степени изученности древних образований нет достаточных оснований для надежного сопоставления разрезов Северных Мугоджар с разрезами Брединского района. Поэтому он выделяет на Брединской площади самостоятельные свиты: каменнодольскую, кусаканскую, чулаксайскую в составе протерозоя и рымникскую в составе кембрия. Эти данные нашли отражение в представленной геологической карте. Выводы по этим исследованиям изложены в ряде работ [2, 36, 37], в которых были полностью учтены данные разведочных работ на каменный уголь, хромит, никель, доломиты и воду, а также результаты шлиховых исследований и магнитометрических работ. Несмотря на столь обширные исследования в пределах рассматриваемого района, в геологическом строении его, по мнению Н. Ф. Мамаева, остается ряд невыясненных вопросов. Это касается, прежде всего, некоторых древних свит и залегающих в них массивов серпентинитов и гранитоидов. Недостаточно были изучены полезные ископаемые (никель, асбест, медь и др.) и подземные воды района.

В 1960 году Г. И. Чайко, А. В. Ярковой проведена геологическая съемка масштаба 1 : 50 000 листов N-40-119-Г, N-40-120-В, N-40-131-Б и N-40-132-А. Авторы отрицают наличие пород докембрия в пределах Магнитогорского прогиба и Восточно-Уральского поднятия. Г. И. Чайко и А. В. Яркова принимают точку зрения о развитии только ордовикского, девонского и каменноугольного вулканизма с соответствующим накоплением терригенного разреза (протерозой-

ский фундамент полностью перекрыт). Образование гнейсов и амфиболитов ими представляются как продукты контактового метаморфизма вдоль крупных гранитоидных интрузий.

В 1965 году П. П. Генералов, В. А. Лидер издадут «Карту четвертичных отложений Урала масштаба 1 : 500 000» [17]. Методика работ включала в себя построение карт масштаба 1 : 200 000 и последующую их генерализацию в масштаб 1 : 500 000. Карта построена на литолого-генетическом принципе: показан генезис пород цветом, литологический состав – крапом. Этот принцип впервые применен для построения карт четвертичных отложений. Перед составлением карты был обобщен огромный фактический материал, накопленный за последние 30 лет, при разного рода геологических работах и при специальных тематических исследованиях на Урале и прилегающих к нему равнинах. Составлена детальная схема стратиграфии четвертичных отложений Урала. Выяснены основные закономерности осадконакопления и формирования полезных ископаемых, намечены основные моменты истории развития рельефа Урала и прилегающих к нему равнин в течение плиоцен–четвертичного времени. В процессе составления карты авторами высказаны дискуссионные вопросы и проблемы четвертичной геологии Урала, решение которых предлагалось на стадиях работ среднего и крупного масштаба. Это вопрос о взаимоотношении красноцветных и сероцветных отложений плиоценового возраста, озерно-аллювиальных отложений, отнесенных В. А. Лидером по возрасту к плиоцену, миндельскому ярусу и лихвинскому горизонту, с фаунистически датированными отложениями четвертой надпойменной террасы. Одним из основных вопросов остается изучение закономерностей осадконакопления и формирования полезных ископаемых в разных структурно-формационных зонах, подзонах и климатических областях Урала в течение плиоцен–четвертичного времени.

В 1965–1966 гг. Д. М. Шендерович, Б. Ф. Данилин, Г. А. Степанова провели съемку и составили отчет «Геологическое строение и полезные ископаемые верховий рек Байтук и Поперечной [56]». В отчете дана характеристика тектоники района, выделены отложения девона и произведена перспективная оценка района на обнаружение различных видов полезных ископаемых. Выявлено месторождение магнетитовых руд Поперечинское, аналогичное по генезису месторождениям Соколовско-Сарбайской группы. Проведена металлометрическая съемка покровных отложений и литогеохимическое опробование горных выработок и скважин. Дан положительный прогноз на поиски месторождений железа в восточной части площади листа N-41-133-B. Проведены общие радиометрические поиски и выявлена Сине-Шиханская аномалия.

В 1963–1964 гг. В. А. Сусликовым и В. Г. Денисовым проведена геологическая съемка масштаба 1 : 50 000 на листах N-41-121-B и Г [45]. В результате геологосъемочных работ, впервые для данного района, схематично откартированы метаморфические образования каменнодольской толщи, а сама толща разбита на две подтолщи. С помощью буровых работ установлено отсутствие кусаканской свиты севернее пос. Октябрьский, которая была выделена Н. Ф. Мамаевым. Северо-восточнее горы Каракольской выделены образования, по своему литологическому составу очень похожие на образования кусаканской свиты. В этой же работе показано, что образования, выделенных Н. Ф. Мамаевым, рымникской и маячной свит, имеют непрерывный разрез и объединены авторами отчета в непрерывную песчаниково-сланцевую толщу (O_{1-2}), состоящую из двух различных по петрохимическому составу подтолщ – нижней граувакковой (O_1) и верхней аркозовой (O_{1-2}) (?), связанных между собой переслаиванием и постепенными изменениями состава обломочных пород от граувакковых к аркозовым. При этом установлено, что фаунистически охарактеризованная маячная свита залегает на рымникской.

В 1981 году М. С. Рапопортом, Е. М. Ананьевой и др. составлена «Карта гранитоидных формаций Восточно-Уральского поднятия и прилегающих районов масштаба 1 : 200 000, как основа для прогнозирования, связанного с гранитоидами оруденения». Впервые с учетом геофизических данных составлена карта гранитоидных формаций, составлены карты аномального магнитного поля, схема районирования гравитационного поля для восточного склона Северного, Среднего и Южного Урала. Авторами отмечается весьма слабая изученность Брединской площади. В отчете дана характеристика выделенных магматических формаций, субформаций, магматических комплексов, описаны их отличительные особенности, вещественный состав, структурная позиция, рудоносность. На территории Брединской площади впервые рассмотрены гранитоидные комплексы с позиций тектонического и металлогенического районирования.

В 1983–1988 гг. под руководством Э. В. Шалагинова [54] проведено геологическое доизучение Неплюевской площади в масштабе 1 : 200 000 листов N-41-XXV (з. п.), N-41-XXXI (с.-з. ч.). В отчете впервые с 1960 года дана попытка охарактеризовать отложения рымникской и чулаксайской свит, на основании структурного анализа. На анализе материалов всех геологосъемочных, тематических, геофизических, поисковых и разведочных работ за период с 1930 по 1988 год, прослежена вся эволюция взглядов на геологическое строение и историю развития района, на его металлогению, и проведена перспективная оценка территории на различные ви-

ды полезных ископаемых. Разработаны стратиграфическая и тектоническая схемы строения района. Установлена структурная приуроченность вендских отложений чулаксайской свиты к ядерной части линейной антиклинальной структуры. В отложениях чулаксайской свиты обнаружены проблематичные радиолярии, и комплексы микро-проблематики, пока, неопределимые. Проведены поиски конодонтовой фауны в кремнистых породах и яшмоидах. В районе г. Маячной впервые найдена фауна девона, указывающая на то, что в тектоническом блоке, сложенном отложениями маячной свиты, имеются и более молодые образования, положение и взаимоотношения которых с нижележащими породами не установлено. Впервые в разрезе маячной свиты установлены магматические образования, представленные комплексом пикробазальтов, оливиновых базальтов, оливиновых долеритов. Возраст комплекса принят предположительно как позднеордовикский. Установлена близость к эксплозивным образованиям этих магматических пород, но более подробно данный вопрос не изучен. Установлена также пространственная связь выделенного самостоятельного комплекса малых интрузий и жильных тел с золотым оруденением, но окончательно этот вопрос не был решен.

В 1990–1994 гг. под руководством Л. Г. Баженова [10] проведены опережающие геофизические и геохимические работы на Ново-Георгиевской площади в пределах листов N-41-109-Г, N-41-121-Б, Г; N-41-122-А-а, в; N-41-122-В-а, в. В построении схематической геологической карты использованы, в основном, материалы Н. Ф. Мамаева 1956–1957 годов и Э. В. Шалагинова 1988 года.

В 2000–2001 гг. Кальсиным и др. начато ГДП-200 Брединской площади [28]. На начальной стадии работы ГДП были заменены на прогнозно-поисковые на золото, затем и вовсе прекращены и завершены составлением информационного отчета. Достоинством работы является обобщение сведений о полезных ископаемых площади, обобщение геофизических материалов с составлением геофизических карт масштаба 1 : 200 000.

ПОИСКОВЫЕ РАБОТЫ

Поиски горючих и металлических полезных ископаемых. Начало геологических исследований на площади листа было связано с поисками и разработкой золотоносных россыпей (1851 г.), а позже (1902 г.) и рудного золота. В это же время было открыто Брединское месторождение каменного угля (Меглицкий, Антипов, 1854), которое разрабатывалось с 1913 по 1959 годы.

Систематические геологоразведочные работы, на описываемой территории, начались в 30-е годы прошлого века, когда в районе Брединского месторождения проводились поиски и разведка угольных залежей (Н. В. Остроумов, 1928, 1931; М. С. Волков, 1939; С. М. Ткалич, 1940). В это же время на площади листа проводились поиски золота и руд металлов, в которых тогда наиболее остро нуждалась оборонная промышленность. Выполнялись поиски золота (Е. З. Горбунов, 1937) и руд хрома (А. А. Смолин, 1930; П. М. Идкин, 1935), никеля (П. В. Сапельников, 1935), олова (Н. В. Куклин, 1939; О. В. Бурдина, 1940, 1941) и редких металлов (Г. Н. Вертушков, 1935). В результате этих работ, в северо-западной части листа, было выделено 5 участков с повышенным содержанием касситерита, но из-за незначительных запасов эти россыпи были признаны бесперспективными. В пределах серпентинитовых массивов были выявлены проявления хромового оруденения и площади развития никеленосных кор выветривания (Гулинское месторождение).

В годы Великой Отечественной войны проводились лишь доразведка и переоценка отдельных участков и пластов Брединского каменноугольного месторождения (Л. Г. Баженов, 1942; Л. И. Перевышко, 1945).

В послевоенные годы продолжались поиски и разведка месторождений марганца (Я. Т. Андреев, 1946), железа (В. А. Миклин, 1966), редких металлов (П. В. Боечко, 1961, 1962, 1963; А. Л. Зейгермахер, 1964), никеля (Я. Т. Андреев, 1952; А. Г. Ромашов, 1959; М. С. Чугаев, 1960; М. С. Истомин, 1967), урана (Г. А. Шагалов, 1962) и золота (А. П. Сигов, 1966; Б. Г. Терешкин, 1967; В. М. Горобец, 1967). В результате этих работ значительных объектов выявлено не было. Только на площади развития серпентинитов Гулинского и Каменнодольского массивов были установлены участки развития никеленосных кор выветривания, однако запасы выделенных рудных тел оказались небольшими и были отнесены к забалансовым.

В процессе поисково-разведочных работ на Гулинском месторождении в зоне контакта серпентинитов с известняками в нескольких скважинах вскрывались «бокситовидные породы», но ни одной пробы для определения содержания глинозема и кремнезема отобрано не было. И только в 1974 году И. З. Шуб, при проведении поисково-геоморфологических работ, обнару-

жил в этом районе обломки каменистого боксита, опробовал их и рекомендовал постановку здесь поисков мезозойских бокситов. Поисковые работы были проведены Л. В. Медведевым в 1975–1976 гг. [38], в результате которых бокситовые тела были вскрыты в нескольких местах на площади Бессоновской депрессии. Были подсчитаны прогнозные ресурсы бокситов и выданы рекомендации на постановку поисково-оценочных работ, в результате которых было выявлено 14 рудных тел с запасами категории C_2 – 1,4 млн т, забалансовыми – 0,5 млн т и прогнозными ресурсами – 1,4 млн т [49].

В это же время в северной половине листа проводились поисковые работы с целью обнаружения новых золоторудных объектов [11, 21], в результате которых было выявлено несколько проявлений рудного золота. Поиски россыпного золота проводились в северной (Н. В. Левит, 1990) частях листа. В работе Левит Н. В. были учтены результаты ранее проведенных работ, составлены предварительные аэрофотогеологические карты с элементами прогноза, выявлены новые, ранее не учтенные, заброшенные россыпи, уточнены детали строения известных структурно-эрозионных депрессий (Казанской и Бессоновской) и выделена Брединская позднеолигоценовая долина, перспективная на обнаружение золотоносных россыпей.

Поиски каменного угля проводились в эти же годы с центральной и северной части описываемой территории (Е. И. Ширяева, 1975, 1981) [23]. В результате этих работ было выявлено Рамеевское проявление антрацита.

В связи с истощением запасов никелевых руд, известных промышленных месторождений, возродился интерес к малым месторождениям и проявлениям, расположенным на описываемой территории. Были проведены поисковые и поисково-оценочные работы на флангах Гулинского месторождения и на площади Каменнодольского проявления (Т. В. Глаголева, 2002 [18, 19]), что не привело однако к существенному увеличению их масштабов.

Поиски неметаллических полезных ископаемых, в довоенные годы, производились в небольших объемах и на ограниченное число полезных ископаемых. В это время выполнялись поиски гипса (Н. В. Остроумов, 1929; З. И. Кравцова, 1936). В результате этих работ было выявлено Брединское месторождение гипса. В военные годы поиски этих видов сырья не проводились.

В больших объемах поисковые работы выполнялись в послевоенное время. В первые послевоенные годы преобладали поиски оптического, химического и горнотехнического сырья: пьезокварца (Аладинский, 1951; Т. И. Рахманов, 1959), слюды (П. К. Олерский, 1952), доломитов (А. С. Поспелова, 1955) [34]. В меньших объемах производились поиски строительных материалов – кирпичных глин (В. В. Овчинников, 1956). В последующие годы больше внимания уделялось поискам и разведке строительных материалов, меньше – поискам химического, горнотехнического, керамического и огнеупорного сырья. В это время выполнялись поиски и разведка строительного (А. В. Рыжиков, 1982) [29] и облицовочного (А. А. Колчин, 1985; Ю. Г. Черныш, 1991) камня, строительного песка (В. С. Макаров, 1984) [35, 27], кирпичных (А. В. Какорина, 1988), керамических (Т. Н. Кочурова, 1974) и огнеупорных (Т. В. Глаголева, 1998) глин, асбеста (Ю. А. Казанцев, 1968) и металлургических доломитов (И. А. Каблинов, 1989). В результате этих работ были выявлены и оценены месторождения: Гулинское – доломитов, Рамеевское – известняков, Брединское – кирпичных глин и одноименное – строительных песков.

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ

Территория листа N-41-XXXI геохимически изучена неравномерно. Большинство работ проводилось в центральной и северо-западной части площади.

Проведенные в 1960-е годы литогеохимические поиски по вторичным ореолам с целью выявления месторождений редких металлов в восточной части Брединской площади дали отрицательный результат. Только в гранитоидах Княженского массива установлены повышенные содержания бериллия (0,0003 %) и ниобия (до 0,01 %) (П. В. Боечко, 1960, 1962).

Литогеохимические работы, проведенные при геологических исследованиях в период с 1964 по 1967 гг., характеризуются низким качеством и не отвечают современным требованиям.

Конец 1970-х–начало 1980-х годов отмечен как период целенаправленных поисковых работ на золото. В пределах центральной и северной части территории, на площади около 685 км², проведено литохимическое опробование отвалов разработок золота, керн скважин (Баранников, 1978ф), в результате которых составлена карта золотоносности и схема размещения золоторудной минерализации.

В 1980 году В. Г. Денисовым [21] в северо-восточной части листа N-41-121-Б проведено литохимическое опробование по керну скважин по сети 800–1 000×500 м при поисковых работах на золото. В результате работ выявлено 12 комплексных литохимических аномалий. Построены карты литохимических аномалий по участкам, литохимические разрезы по линиям скважин, литохимические планы ореолов золота по рудопроявлениям.

В 1983 году в северо-западной части листа N-41-121-Б Т. И. Глаголевой проведено литохимическое опробование по сети 1 600×100 м (400×50 м) при детальном поиске никелевых руд. По результатам работ выделено 10 тел балансовых руд и 15 тел забалансовых. Построены карты изоконцентраций элементов.

С 1983 по 1988 гг. при проведении ГДП-200 на Неплюевской площади Э. В. Шалагиновым [54] проведено литохимическое опробование территории листов N-41-121-А, Б. Проведены спектрометрический и золотоспектрометрический анализы. Выявлено множество комплексных литохимических ореолов и отдельных аномалий золота и элементов спутников. По участкам Зайцевско-Святодуховскому (лист N-41-109-Г и N-41-121-Б) и «Корпусной колок» (лист N-41-121-А) проведена моноэлементная разnosка концентраций золота, серебра, вольфрама, меди, цинка, молибдена, хрома, бария. Построены моноэлементные карты масштабов 1 : 25 000 (Зайцевско-Святодуховский участок) и 1 : 10 000 (участок «Корпусной колок»). В отчете геохимическая информация представлена в виде карт комплексных литохимических аномалий. Для участка «Корпусной колок» определена геохимическая специализация породного комплекса, перспективного на золотое оруденение. Составлены выборки для пород маячной, рымникской и чулаксайской свит.

В 1989 году И. А. Каблиновым [25] близ северной рамки листа N-41-XXXI проведено литохимическое опробование по керну скважин по сети 100–200×50 м, при разведочных работах на доломиты. Никаких графических результатов работ представлено не было.

В 1990–1994 гг. на Ново-Георгиевской площади (листы N-41-109-Г; 110-В (з. п.); 121-Б, Г; 122-А, В (з. п.) Л. Г. Баженовым [10] проводились опережающие геохимические работы под ГДП-50. Было проведено литохимическое опробование по первичным и вторичным (сеть 1 000×100 м) ореолам. В результате работ составлены моноэлементные геохимические карты и карты комплексных геохимических аномалий. Работы проводились в комплексе с геофизическими исследованиями. Часть комплексных геохимических аномалий сопровождается аномалиями вызванной поляризации, и они являются перспективными на поиски месторождений полиметаллических руд (Cu-Pb-Zn).

В 1999 г. Т. А. Поповой была проведена систематизация геохимических данных на площади всех трех листов – N-41-XX, N-41-XXVI, N-41-XXXI. Была проведена переинтерпретация геохимических данных, но по части ореолов – неполно.

ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ

Геофизические исследования в период 30–50-х годов прошлого столетия успешно решали частные задачи геологического строения и поисков полезных ископаемых. В настоящее время эти работы большей частью не имеют практического значения, результаты их были обобщены в серии тематических работ. К началу 1960-х годов практически вся площадь Брединского листа была покрыта наземными и аэромагнитными съемками.

В 1962 году вся территория вновь была перекрыта аэрогеофизической съемкой (В. А. Уфимцев, 1963). Были выделены Наследницкая, Андреевская и Атамановская аномалии, рекомендованные для выявления магнетитового оруденения.

В 1962–1963 гг. на всей площади была проведена гравиметрическая съемка масштаба 1 : 200 000 (Л. А. Майков, 1963). В результате работ были получены первые сведения о глубинном строении территории.

В 1962–1966 годах проводятся геофизические исследования в помощь геологическому картированию. Результативность их была невысокой (Н. В. Наконечный, 1962, 1963; В. А. Сусликов, 1966), но отдельные задачи (выделение контактов геологических тел и т. п.) были решены.

В 1965 году по профилям через 1 200–1 400 м проводились работы методом ВЭЗ с целью поисков золотоносных отложений (К. К. Коробейников, 1965). По результатам работ была составлена схема развития мезо–кайнозойских депрессий и был сделан вывод о чрезмерно редкой сети профилей.

В 1965–1966 гг. производится детализация перспективных аэромагнитных аномалий на Наследницком и Атамановском участках [30] наземной магнитной съемкой масштабов

1 : 50 000 и 1 : 10 000. В 1966 году комплекс работ на Атамановском участке был дополнен площадной гравиметрической съемкой масштаба 1 : 10 000. В результате на Наследницкой площади было выявлено Поперечинское проявление железа и положительно оценена перспективность Северо-восточной аномалии на Атамановском участке.

В 1972–1974 гг. гравиметрическая съемка масштаба 1 : 50 000 производится на площади листа N-41-133, с магниторазведкой масштаба 1 : 10 000 на отдельных участках. Авторами отчета (Ф. Я. Пургаев и др., 1974) рекомендуются еще три аномалии, перспективные на обнаружение железных руд. На схеме геологической интерпретации геофизических данных показано развитие исключительно каменноугольных образований.

В 1976–1978 гг. комплексные геофизические исследования проводились с целью поисков мезозойских бокситов в Казанско-Бессоновской депрессии (Ф. Я. Пургаев, 1976). Проведены гравиметрическая и магнитная съемки масштаба 1 : 25 000 с детализацией локальных магнитных аномалий в масштабе 1 : 5 000. Для разбраковки аномалий использовался метод ВЭЗ по отдельным профилям. По результатам работ составлены рекомендации. При проверке аномалий промышленных скоплений бокситов не выявлено. По данным ВЭЗ была построена карта изомощностей рыхлых отложений в масштабе 1 : 25 000 и даны рекомендации на поиски месторождений золота.

В 1984 году для оценки перспективности серии магнитных аномалий, ранее рекомендованных к проверке, на них были проведены работы методом искусственного подмагничивания (Шабанова, 1984). Однозначной оценки получено не было.

В 1984–1987 гг. И. Г. Халымбаджа проводит высокоточную аэрогеофизическую съемку масштаба 1 : 10 000 в районе Наследницкой радиоактивной аномалии, выявленной в 1962 году. По отдельным маршрутам были проведены разновысотные съемки (300, 700 и 1 000 м). Было установлено медленное затухание магнитной аномалии над Каменнодольским массивом серпентинитов, на основании чего был сделан вывод о его большом распространении на глубину. Остальные массивы серпентинитов, по мнению авторов – бескорневые. По материалам аэрогамма-спектрометрии авторы выделили гранитные интрузии среди гнейсовой толщи.

В 1988 году С. В. Гром проводил детальные поиски рудного золота на Ново-Георгиевском участке. Применялся комплекс методов, включающий гравиразведку и магниторазведку в масштабе 1 : 10 000, а также электроразведку в модификации ДК-ВП. По результатам работ составлена интерпретационная схема, на которой вынесены зоны расланцевания и метасоматоза, зоны окварцевания и слабых положительных аномалий ΔT_a . Последние отождествляются возможными малыми интрузиями. Уверенно прослеживаются зонами минимумов Δg области увеличенных мощностей рыхлых образований и кор выветривания.

В 1990 году Т. В. Глаголева проводила поисково-оценочные работы на силикатные никелевые руды в пределах Каменнодольского серпентинитового массива. Комплекс методов: гравиразведка в масштабе 1 : 25 000, магниторазведка 1 : 10 000 и профильные наблюдения ВЭЗ. По результатам проведенных работ построена карта рыхлых отложений. Природа локальных гравитационных максимумов объясняется участками неизмененных перидотитов.

В 1994 году Л. Г. Баженов проводил опережающие геофизические работы на Ново-Георгиевской площади в помощь геологическому картированию. Применялся комплекс методов, включающий гравиразведку в масштабе 1 : 50 000, магниторазведку в масштабе 1 : 25 000, а также профильные наблюдения ВП-СГ и ВЭЗ. В результате проведенных работ были уточнены границы развития осадочных и метаморфических образований палеозоя и протерозоя, а также размеры и формы залегания интрузивных тел. Изучены особенности разрывных нарушений. В итоге составлена схематическая геологическая карта в масштабе 1 : 50 000 и кондиционная гравиметрическая карта в масштабе 1 : 50 000.

По результатам работ методом ВП выявлена серия локальных аномалий, рекомендованных к проверке бурением, с целью выявления месторождений медно-полиметаллических руд.

В 2001 году на площади листа N-41-XXXI при производстве прогнозно-поисковых работ были проведены комплексные геофизические работы на участках, не обеспеченных ранее гравиметрическими и магнитными картами необходимого масштаба. Работы были прерваны, но комплект карт был составлен.

Таким образом, Зауральская площадь в пределах Челябинской области обеспечена материалами геофизических исследований. Наиболее качественные, с современной точки зрения, гравиметрические и магнитные карты имеются на лист N-41-XXXI, в несколько худшем положении – площадь листа N-41-XX. Наименее качественные материалы – на части площади листа N-41-XXVI, где имеются условно-кондиционные гравиметрические карты только масштаба 1 : 200 000 и карты ΔT_a , составленные по данным аэромагнитных съемок масштаба 1 : 25 000 1960-х годов, но это – меньшая часть площади листа.

ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ

К наиболее ранним гидрогеологическим исследованиям относится гидрогеологическая съемка масштаба 1 : 200 000 листов N-41-XXXI (Бреды) и XXXII (Джетыгара), выполненная В. И. Антипиным в 1947 г.

В последующие 1950–1960 гг. (Т. С. Стельмах) проводится бурение гидрогеологических скважин для водоснабжения отдельных поселков.

В 1960 г. Н. К. Лелиш составляется гидрогеологическая карта Урала масштаба 1 : 500 000. В 1961 г. Г. Е. Латынских составляется карта гидрогеологического районирования, а в 1962 г. А. И. Наумкиной объяснительная записка к ней.

В 1962 и 1964 гг. Р. Г. Рябининым составляется карта гидрохимических аномалий Челябинской области, а затем и гидрогеохимическая карта масштаба 1 : 500 000.

В 1966 г. А. И. Наумкиной составлен каталог гидрогеологических скважин по Челябинской области.

В 1968 г. И. П. Шагин и Т. А. Кислицина [53] проводят гидрогеологическую съемку масштаба 1 : 200 000 листа N-41-XXXI (Бреды).

В 2000 г. С. Г. Вороновым проведена работа по оценке водоснабжения Челябинской области.

СТРАТИГРАФИЯ

Территория листа N-41-XXXI (Брединская площадь) расположена в зоне сочленения Челябинско-Суундукского антиклинория (северо-западный угол площади), Полтавско-Брединского синклинория (западная часть площади) и Троицко-Карашатауского антиклинория (восточная часть площади).

Согласно схемам структурно-формационного (фациального) районирования актуализированной версии легенды Южно-Уральской серии, Челябинско-Суундукскому антиклинорию и Полтавско-Брединскому синклинорию соответствуют:

- Пластовско-Суундукская СФЗ протерозоя–среднего кембрия;
 - Алапаевско-Адамовская СФЗ (Челябинско-Суундукская и Копейско-Брединская подзоны соответственно) позднего кембрия–карбона;
 - Восточно-Уральская СФЗ (Суундукско-Сысертский район) перми–триаса.
- Троицко-Карашатаускому антиклинорию соответствуют:
- Кумакская СФЗ протерозоя–среднего кембрия;
 - Красногвардейско-Светлинская СФЗ (Ильиновско-Марииновская подзона) позднего кембрия–карбона;
 - Среднеисетско-Варненская СФЗ перми–триаса.

Территория листа полностью расположена в пределах Восточно-Уральской СФЗ юры–неогена и Уральской СФЗ (Верхнетобольский район) квартера.

Схема корреляции обобщенных стратиграфических разрезов для различных СФЗ протерозоя–среднего кембрия приведены на рисунке 1, для различных зон и подзон позднего кембрия–карбона на рисунке 2.

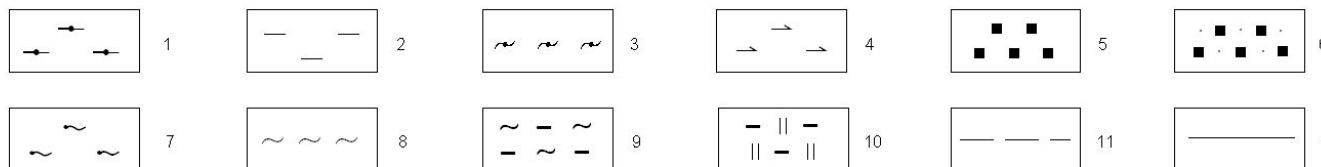
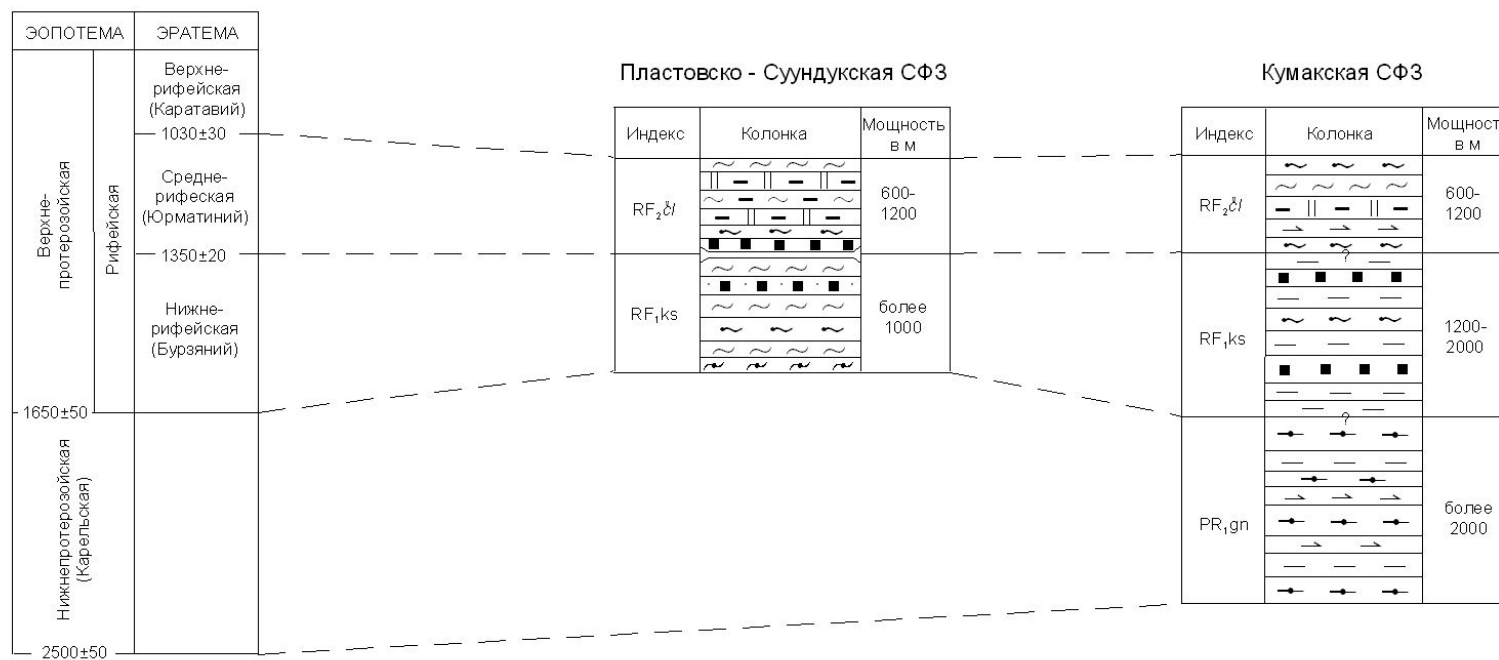
Часть стратифицируемых образований площади относится к палеонтологически немым или недостаточно изученным. Их расчленение проводилось, главным образом, на принципах литостратиграфии с привлечением петрографических, петрохимических, геохимических и геофизических данных.

Стратиграфический разрез района представлен протерозоем (ранним протерозоем, ранним и средним рифеем), палеозоем (ордовикская, силурийская, девонская и каменноугольная системы), мезозоем (меловая система), кайнозоем (палеогеновая, неогеновая системы и квартал).

ПРОТЕРОЗОЙСКАЯ АКРОТЕМА

НИЖНЕПРОТЕРОЗОЙСКАЯ ЭОНОТЕМА

Гнейсовая толща (PR,gn) выделена в серийной легенде. В предлагаемом объеме соответствует каменнодольской свите Н. Ф. Мамаева [2]. На геологической карте масштаба 1 : 1 000 000 (УФА) В. И. Козловым [1] описываемые образования отнесены к марииновской свите. Толща развита в центральной части Бердинской площади, в узком 4,5×60 км тектоническом блоке (Каменнодольский блок), ограниченным с востока Копейским, а с запада Каменнодольским разломом. На юге она контактирует с гранитоидами Наследнинского массива. На карте локальных аномалий силы тяжести площади блока соответствует градиент поля с понижением с востока на запад от –2 до –6 мГал. На карте ΔT_a площадь блока характеризуется линейным мозаичным полем, характеризующимся отрицательным полем над породами толщи и многочисленными контрастными меридионально вытянутыми положительными аномалиями над телами серпентинитов протрудирующих толщу. Границы Каменнодольского блока хорошо выделяются по цепочкам положительных магнитных аномалий над телами серпентинитов, приуроченных к разломам ограничивающих блок.

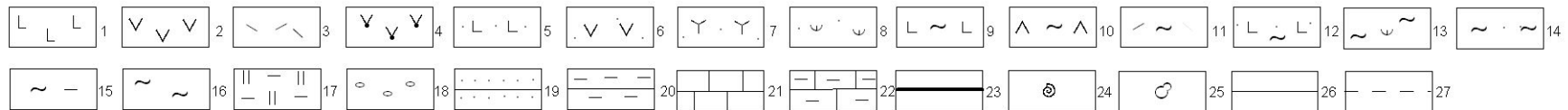
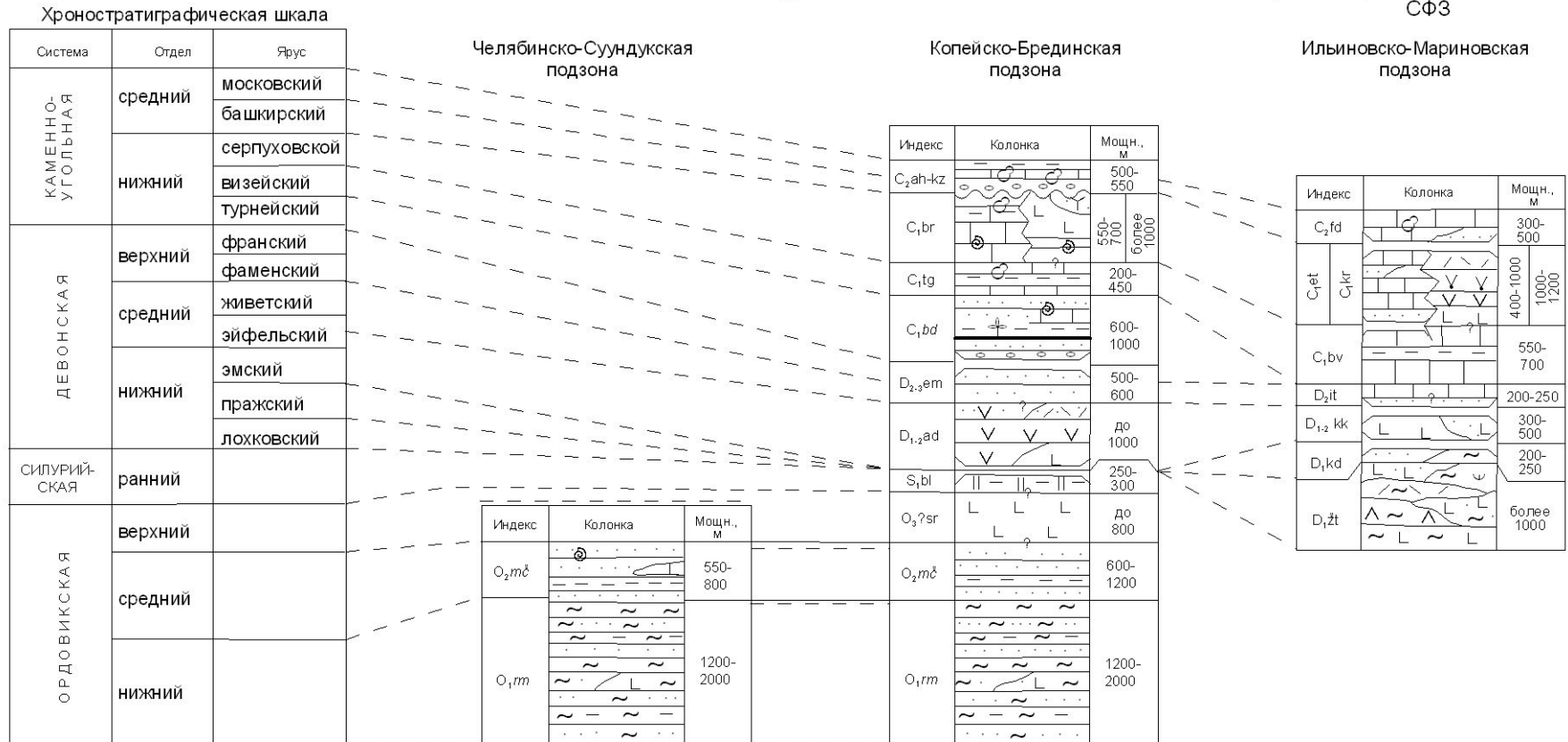


1-3: гнейсы: 1 - гранат-биотитовые, силлиманит-гранат-биотитовые, 2 - биотитовые, 3 - двуслюдяные; 4 - амфиболиты, амфиболовые сланцы; 5 - кварциты, 6 - кварцитопесчаники; сланцы: 7 - слюдястые, 8 - хлорит - серецитовые и подобные им, 9 - графитистые филлиты, 10 - углеродосодержащие кремнистые; 11-12: линии корреляции подразделений: 11 - по возрасту, 12 - по составу

Рис. 1. Схема корреляции обобщенных стратиграфических разрезов для различных структурно-формационных зон протерозоя–среднего кембрия.

А л а п а е в с к о - А д а м о в с к а я С Ф З

Красногвардейско-Светлинская
СФЗ



1-4: эффузивные породы: 1- базальты, 2- андезиты, 3- риолиты; туфы: 5- базальтов, 6- андезитов, 7- смешанного состава; 8- туфопесчаники, туффиты; 9-13 метаморфизованные вулканогенные породы: 9- базальты, 10- андезиты, 11- риолиты, 12- туфы основного состава, 13- туфопесчаники, туффиты; 14- метапесчаники, 15- металевролиты; 16- 17: сланцы: 16- хлоритовые, хлорид-серицитовые, серицитовые, 17- кремнистые, 18: осадочные породы: 18- конгломераты, гравелиты, 19- песчаники, 20- алевролиты, 21- известняки, 22- мергели; 23- прослой каменного угля, 24-25: пункты находок фауны: 24- морских беспозвоночных, 25- фораминифер; 26-27: линии корреляции подразделений: 26- по литологическому составу, 27- по возрасту.

Рис. 2. Схема корреляции стратиграфических разрезов для различных структурно-формационных зон и подзон позднего кембрия–перми.

Представлена толща светлыми полосчатыми порфирированного облика биотитовыми, гранат-биотитовыми, силлиманит-гранат-биотитовыми гнейсами с пачками темно-зеленых крупнозернистых, иногда яснополосчатых, роговообманковых, реже роговообманково-куммингтонитовых амфиболитов. Значительным развитием в составе толщи пользуются теньевые, слоистые и жильные мигматиты, относимые Н. Ф. Мамаевым к инъекционным гнейсам, а также бластомилониты. Породы толщи метаморфизованы в амфиболитовой фации регионального метаморфизма. Процессы динамометаморфизма привели к образованию куммингтонитовых амфиболитов и бластомилонитов.

Нижний контакт толщи неизвестен. Контакты с более молодыми стратонами – тектонические.

Породы толщи прорываются Наследнинским гранитовым массивом и дайками гранитов и пегматитов раннепермского шалкарского комплекса. На контактах с Наследнинским массивом породы толщи мигматизированы. Отмечаются также дайки разгнейсованных гранитоидов и амфиболитизированных габброидов более древних комплексов, часто превращенные в ортогнейсы. Принадлежность их к какому-либо комплексу не установлена. К тектоническим нарушениям приурочены тела серпентинизированных гипербазитов каменнодольского комплекса.

Плотность пород толщи колеблется в широких пределах. Для гнейсов и мигматитов она составляет $2,6-2,68 \text{ г/см}^3$, у амфиболитов достигает значений $2,75-2,90 \text{ г/см}^3$.

Химический состав пород толщи приведен в таблице 1.

Мощность толщи, из-за слабой обнаженности и отсутствия нижнего контакта, определить сложно. По имеющимся разрезам она составляет более 2 000 м.

Вопрос о возрасте гнейсовой толщи остается открытым. Прямых находок органических остатков и надежных радиогеохронологических данных в пределах района нет. Раннепротерозойский возраст ее предложен Н. Ф. Мамаевым [2] по сопоставлению с аналогичными докембрийскими толщами, распространенными в Мугоджарах.

Авторы записки склоняются к более молодому (раннерифейскому) возрасту толщи, но, не имея надежных данных подтверждающих это мнение, оставляют раннепротерозойский возраст толщи, принятый в серийной легенде.

ВЕРХНЕПРОТЕРОЗОЙСКАЯ ЭОНОТЕМА

НИЖНЕРИФЕЙСКАЯ ЭРАТЕМА

Кусаканская толща (RF₁?ks) впервые выделена Н. Ф. Мамаевым [36]. Названа по пос. Кусакан, расположенному в северо-восточной части листа, на территории Казахстана. В предлагаемом объеме выделена авторами при ГДП-200 площади.

Отложения толщи распространены как в Пластовско-Суундукской СФЗ (Челябинско-Суундукском антиклинории), так и в Кумакской СФЗ (Троицко-Карашатауском антиклинории). При этом в строении толщи в этих зонах отмечается существенное различие.

В Пластовско-Суундукской СФЗ кусаканская толща представлена двуслюдяными гнейсами, сланцами серицит-хлоритовыми, кварц-серицитовыми, хлоритовыми кварцитосланцами и кварцитопесчаниками. Породы метаморфизованы в зеленосланцевой фации регионального метаморфизма. Под воздействием внедрения Суундукского массива они претерпели изменения соответствующие эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма.

Оконтурены они по редким коренным выходам, высыпкам и шурфам предшественников в северо-западном углу площади, в полосе шириной до 2 км, обрамляющей Суундукский массив. Западный контакт с Суундукским массивом интрузивный, тектонически сорванный, восточный и северный с породами чулаксайской свиты – тектонические. В южном направлении полоса пород толщи уходит за пределы площади.

В физических полях среди вмещающих пород толща не выделяется. Для нее характерны спокойное отрицательное магнитное поле интенсивностью $-200-300 \text{ нТл}$ и отрицательное гравитационное поле с понижающимися значениями с востока на запад.

Н. Ф. Мамаев [2] относил описываемые отложения к верхней подсвите кусаканской свиты. К кусаканской толще на сопредельном с запада листе, они отнесены А. В. Тевелевым [48]. Э. В. Шалагинов [54] считал, что по петрохимическим характеристикам они идентичны породам нижней части разреза рымникской свиты, но претерпевшими воздействие Суундукского массива, и относил их к рымникской свите.

Автор записки придерживается точки зрения Э. В. Шалагинова, но по праву приоритета при сбивке листов, условно относит описываемые отложения к кусаканской свите раннего рифея.

Средний химический состав стратифицируемых и субвулканических пород

Индекс подразделения	Породы	Кол-во ан.	Результаты химических анализов											№ источника по списку
			SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	п.п.п.	
PR ₁ gn	Силлиманит-гранат-биотитовый гнейс	1	58,88	1,04	18,20	2,08	6,87	0,13	3,68	2,81	2,42	2,87	0,94	28
	Амфиболит	2	51,20	0,49	14,27	3,08	6,14	0,19	8,66	3,83	2,22	1,21	0,87	28
	Амфиболит кумингонитовый	1	66,64	0,23	13,49	1,90	3,00	0,10	4,18	4,59	5,11	0,24	0,60	28
	Мигматит	1	67,14	0,26	18,18	0,61	0,93	0,01	1,15	4,01	4,46	1,50	0,62	28
RF ₂ cl	Метапесчаники и сланцы	9	61,81	0,76	13,31	1,33	5,09	0,13	3,81	4,15	3,29	1,59	3,57	54
	Кварцит графитизированный	1	82,58	0,20	3,44	0,14	2,78	0,07	1,80	1,09	1,30	0,83	4,32	54
O ₁ rm	Песчаники и алевролиты	6	64,70	0,83	14,87	1,76	4,22	0,14	2,91	3,30	3,96	1,03	2,42	54
	Бластосаммитовые сланцы	2	59,54	0,66	16,17	1,78	5,13	0,15	3,89	4,23	3,26	2,14	2,53	54
O ₂ mč	Кварцитопесчаник	1	95,27	0,23	0,18	0,05	1,20	0,01	0,73	0,53	0,12	0,28	0,54	54
	Песчаник кв.-пш.	2	64,37	0,83	12,78	1,22	4,36	0,11	4,17	3,49	4,43	0,76	3,46	54
	Песчаник пш.-кв.	2	73,32	0,66	10,97	0,60	3,82	0,07	2,18	0,82	1,98	2,10	3,70	54
	Песчаник известков.	2	57,50	0,55	10,49	0,05	4,74	0,12	4,60	6,82	3,93	0,65	10,62	54
	Сланец филлитовидный	2	63,76	0,97	12,80	0,55	6,61	0,14	2,80	1,05	1,86	2,10	7,22	54
	Пикрит	5	38,49	0,65	10,92	2,69	8,94	0,17	19,14	4,93	0,35	0,07	13,15	54
	Оливиновый базальт	5	49,63	0,90	10,50	2,50	6,05	0,15	12,71	8,79	3,51	0,10	4,46	54
	Гиалокластит	4	40,85	0,96	11,74	4,09	7,54	0,17	18,01	8,12	1,26	0,12	7,04	54
	Оливиновый долерит	3	44,85	1,34	16,25	3,11	8,73	0,20	10,13	4,80	3,32	0,31	7,13	54
D ₁ žt	Лейкобазальт	1	50,98	1,07	16,31	11,71*		н. д.	7,00	4,06	4,94	0,13	3,47	33
	Андезобазальт	1	52,12	1,77	15,27	12,06*		н. д.	5,20	7,56	2,97	0,15	2,51	33
	Трахиандезибазальт	1	52,74	1,56	17,55	11,69*		н. д.	2,40	4,90	4,84	0,88	3,02	33
	Трахиандезит	1	60,26	0,47	17,35	5,49*		н. д.	3,80	2,80	3,71	2,65	3,14	33
	Андезит	1	62,64	0,69	14,83	8,78*		н. д.	2,50	4,00	2,65	0,11	3,43	33
D ₁₋₂ ad	Базальт	1	47,94	1,14	14,92	1,88	9,21	0,16	7,43	5,21	4,10	0,17	7,49	56
	Андезобазальт	1	52,40	1,72	16,12	5,58	7,12	0,15	4,79	3,08	5,97	0,07	3,42	56
	Туф кислого состава	1	71,13	0,36	11,05	4,46	1,24	0,05	1,23	2,46	0,38	3,14	3,55	56
δлC ₁ tn	Диорит-порфирит	1	54,28	0,62	14,61	7,65*		н. д.	6,00	8,96	2,90	2,02	2,58	33
C ₁ br	Базальт	1	51,29	0,82	15,73	2,40	5,73	0,18	9,25	8,49	3,47	0,54	2,21	56
	Андезобазальт	1	55,24	0,82	17,22	4,70	5,88	0,02	5,24	2,55	3,06	1,24	5,00	56
C ₁ kr	Трахиандезибазальт	1	53,14	1,63	15,88	2,03	6,80	0,17	5,71	6,97	4,69	1,18	1,74	28
	Туф кислого состава	1	76,08	0,10	12,56	0,64	0,53	0,04	0,54	0,21	4,80	5,00	0,18	28

* Fe₂O₃ общее.

Окончание табл. 1

Индекс под-разделения	Породы	Кол-во ан.	Результаты химических анализов											№ источника по списку
			SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	п.п.п.	
vβC,kr	Габбродолерит	2	49,7	1,36	16,21	2,56	6,52	0,19	6,50	8,84	3,40	1,50	1,86	28
	Габбродолерит	2	51,8	1,06	16,46	7,82*	н. д.	6,73	8,35	3,84	0,98	2,64	33	
таβC,kr	Трахиандезибазальт	4	53,63	1,38	17,19	9,54*	н. д.	3,58	5,34	4,65	2,11	2,22	33	
τλC,kr	Трахириолит	1	72,24	0,25	15,75	1,29*	н. д.	0,10	0,56	5,21	3,08	1,28	33	

Мощность толщи в Пластовско-Суундукской СФЗ составляет более 1 000 м.

В Троицко-Карашатауском антиклинории (Кумакская СФЗ) кусаканская толща выделяется в северной части Лебяжско-Атамановского блока, представляющей собой выступ докембрийского фундамента среди палеозойских пород. Выступ разделен разломами северо-восточного простирания на более мелкие блоки и прорван интрузиями крыклинского, джабыгасайского и кокпектинского комплексов. В самой северной части блока отложения свиты выделяются в тектонических блоках и в ксенолитах и провесах кровли Княженского массива. Обнажены они здесь плохо. Выветрелые породы, свиты вскрываются в дорожных выемках, канавах и под кабель и небольших каменоломнях южнее пос. Лебяжий и в северной части Княженского массива. Здесь же отмечаются высыпки кор выветривания и пластинчатого щебня кварца из гнейсов. Кроме этого породы толщи изучены редкой (4×2 км) сетью скважин КГК, пройденных в процессе ГДП-200.

В пределах российской части Мариинского горста полоса пород толщи выделяется в западном обрамлении Мариинского и Берсуатского массивов и отмечается в ксенолитах последнего. Здесь имеются несколько крупных обнажений свиты по правому берегу р. Берсуат, восточнее пос. Мариинский, но они находятся на территории Казахстана. Небольшие выходы пород свиты имеются по левому берегу р. Берсуат, выше ее устья, в т. ч. и ксенолитов в Берсуатском массиве.

Кусаканская толща в Кумакской СФЗ представлена биотитовыми, двуслюдяными и гранат-биотитовыми гнейсами, (альбит)-слюдяно-кварцевыми кристаллосланцами и подчиненными им прослоями гематитизированных, иногда графитизированных кварцитов. Преимущественным развитием пользуются биотитовые гнейсы. Кристаллические сланцы отмечаются, в основном, в краевых частях тектонических блоков и являются, по мнению автора, продуктами диафтореза при динамометаморфизме. В отдельных блоках отмечается широкое развитие бластомилонитов, представляющих собой тонкозернистую полосчатую породу, состоящую из полос плагиоклаза и кварца. Границы между полосами часто размытые, с постепенными переходами.

Широким развитием пользуются мигматиты слоевые и вениты. Мигматиты представляют собой мелко-среднезернистые породы, как правило гнейсовидные, биотит(мусковит)-кварц-полевошпатового состава. Отмечаются они в высыпках и скважинах КГК. Различаются мигматиты возникшие при метаморфизме и под воздействием гранитоидных интрузий кокпектысайского и джабыгасайского комплексов.

Нижний контакт толщи неизвестен. Перекрывается она со стратиграфическим несогласием вулканитами жетыкольской толщи. Характер контактов не изучен.

В магнитном поле свита не выделяется. Для нее характерно спокойное отрицательное поле интенсивностью –100–200 нТл. Положительные аномалии в нем связаны с вулканитами жетыкольской толщи. На картах локальных аномалий силы тяжести площади развития толщи отвечают пониженные значения по отношению к интрузиям габбродиоритов, а также вулканитов жетыкольской толщи и повышенное по сравнению с плагиогранитами крыклинского комплекса. Границы толщи на среднемасштабных гравитационных картах выделить невозможно.

Мощность толщи приближенно оценивается в 1 200–2 000 м.

Автором кусаканская толща сопоставляется с бескрыковской толщей (лист М-40-ХП), радиологический возраст которой по микронавескам однородных зерен циркона, значительная часть которых имеет округлые очертания, составляет 1 580–1 640 млн лет, а по однородным цирконам с хорошей огранкой 695–735 млн лет [13, 32]. Первые, по мнению автора, являются продуктами перемива более древних толщ, вторые характеризуют время регионального прогрессивного метаморфизма. На основании этого сопоставления возраст кусаканской толщи условно принят раннерифейским. Данный вывод согласуется с серийной легендой.

СРЕДНЕРИФЕЙСКАЯ ЭРАТЕМА

Чулаксайская свита (RF_2cl) впервые с таким названием выделена Н. Ф. Мамаевым в 1956 г. [37], в разрезе по р. Чулаксай и условно датирована им верхним протерозоем.

Отложения свиты распространены в Челябинско-Суундукском антиклинории (Пластовско-Суундукская СФЗ) и в Троицко-Карашатауском антиклинории (Кумакская СФЗ).

В пределах Челябинско-Суундукского антиклинория (северо-западный угол площади) отложения свиты распространены в тектоническом блоке меридионального простирания в обрамлении Суундукского массива. Разрозненные обнажения свиты имеются по рр. Караганка, Чулаксай, Картубай, причем обнажаются, в основном, кварцитосланцы, составляющие только 10–15 % объема пород свиты. На водоразделах имеются высыпки устойчивых к выветриванию

кремнистых сланцев и кварцитов. Кроме этого отложения свиты вскрывались шурфами и скважинами предшествующих исследователей [37, 54].

Представлена свита здесь чередующимися графитистыми филлитами, метапесчаниками, метаалевролитами, графитистыми кремнистыми и кварцитовыми сланцами, кварцитами, слюдяными, хлорит-кварцевыми, кварц-биотит-хлоритовыми, кварц-хлорит-биотитовыми сланцами, кварцитосланцами и кварцитами. Подчиненное распространение имеют прослои зеленых сланцев по туфам и туффидам основного состава и амфиболитизированных базальтов, последние, возможно, являются более молодыми субвулканическими породами.

Магнитная восприимчивость пород свиты – $15-20 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ, средняя плотность $2,7 \text{ г/см}^3$. Ни в магнитном, ни в гравитационном полях среди окружающих пород свита не выделяется. По данным электроразведки свита уверенно выделяется минимальным сопротивлением – 50–200 Ом·м и характерным типом кривых ВЭЗ [54].

Преобладающие в составе свиты метапесчаники, метаалевролиты, филлиты – это сланцеватые породы серого, темно-серого, зеленовато-серого цвета. Обломочный материал представлен шпатами, кварцем, микрокварцитами, плагиоклазовыми гранитоидами. В основной массе, помимо указанного материала, присутствуют серицит, биотит, мусковит, альбит, эпидот, реже актинолит, карбонат, углеродистое вещество. Акцессорные минералы представлены цирконом, апатитом, ильменитом, сфеном, рутилом, лейкоксоном. Кварцитосланцы представляют собой породы с гранобластовой структурой и сланцеватой структурой, обогащенные углеродистым веществом с прожилками карбоната и кварца.

Химический состав пород свиты (табл. 1) характеризуется довольно выдержанным составом, за исключением кварцитов.

По степени метаморфизма породы чулаксайской свиты отвечают верхней биотитовой субфации зеленосланцевой фации. Наиболее типичные ассоциации метаморфических минералов: хлорит-биотит-кварц; хлорит-альбит-карбонаты-актинолит; альбит-хлорит-эпидот-кварц.

По данным спектрального анализа углеродсодержащие породы свиты характеризуются повышенными содержаниями никеля, хрома, кобальта, серебра, мышьяка, бария. В гипергенно измененных углистых кварцитах по данным спектрального и пробирного анализов [54] содержание серебра достигает 16,8 г/т.

Нижний контакт свиты не установлен. Контакт с вышележащей рымникской свитой – тектонический, с олистолитами пород чулаксайской свиты в породах рымникской свиты.

В пределах Троицко-Карашатауского антиклинория отложения свиты выделены в северной части Княженско-Исенбулатовского блока, в небольших антиформных тектонических блоках, расположенных среди каменноугольных отложений. Отложения толщи здесь изучены крайне слабо. Выделены они по высыпкам и единичным скважинам КГК, пройденным при ГДП.

По данным А. В. Тевелева [47], на сопредельной с севера площади, отложения свиты представлены кремнистыми, слюдяными, хлорит-мусковитовыми сланцами, кварцитосланцами, кварцитами, графитистыми кварцитами, биотит-эпидот-амфиболовыми и амфиболовыми сланцами.

Вопрос о возрасте чулаксайской свиты остается дискуссионным. Э. В. Шалагиновым [54] отобран большой объем шлифов и проб для палеонтологических исследований. В шлифах из кварцитосланцев (обн. 9 в районе пос. Зеленодольск, за пределами площади), по заключению Б. М. Садрисламова, есть проблематичные радиолярии, что определяет палеозойский возраст пород. В пробах из бластоалевролитовых сланцев в скважинах 183, 196, 197, в долине р. Чулаксай, О. Я. Долговой выделены мелкие (до 10 мкм) округлые темно-серые органические остатки плохой сохранности. Пробы прошли апробацию у В. Г. Пятилетова (ИГГ СО АН СССР) и В. А. Асеевой (ИГН АН УССР). Заключение таково, что возраст по этим формам определить нельзя. Таким образом, вопрос о палеонтологической привязке возраста свиты остается открытым.

Среднерифейский возраст чулаксайской свиты принят с большой долей условности исходя из положения свиты в разрезе – предположительного залегания с несогласием на раннерифейских образованиях и наличие олистолитов пород свиты в рымникской свите раннего ордовика.

Мощность свиты ориентировочно оценивается в 600–1 200 м.

ПАЛЕОЗОЙСКАЯ ЭРАТЕМА

ОРДОВИКСКАЯ СИСТЕМА

Ордовикская система на Брединской площади представлена нижним отделом (рымникская свита), средним отделом (маячная свита) и верхним отделом (саргазинская толща).

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Рымникская свита (*Orn*), как таковая, выделена впервые Н. Ф. Мамаевым [2] и названа по пос. Рымникский. Возраст ее определялся как кембрийский.

Отложения свиты распространены в Челябинско-Суундукской и Копейско-Брединской подзонах Алапаевско-Адамовской СФЗ.

В пределах Челябинско-Суундукской подзоны отложения рымникской свиты развиты широко и слагают восточное крыло Суундукской горст-антиклинали. Обнаженность пород здесь слабая, характерно развитие мощной коры выветривания. Мелкие разрозненные фрагменты естественных геологических разрезов имеются по рр. Караганка, Чулаксай, Карагайлы-Аят и наиболее крупным логам в районе пос. Рымникского. На водоразделах встречаются отдельные обнажения и элювий, чаще всего метасоматически измененных, окварцованных пород. При геологических съемках [37, 54] свита вскрывалась шурфами и редкими скважинами КГК и колонкового бурения.

В Копейско-Брединской подзоне свита выделяется по редким обнажениям и горным выработкам в северной части Павловской горст-антиклинали и в южной части Каменнодольского блока [2, 56].

Магнитная восприимчивость неизмененных пород рымникской свиты в среднем равняется $20 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ, то есть они практически не магнитны. Плотность варьирует в пределах от 2,50 до 2,73 г/см³, средняя – 2,62 г/см³. На планах изоаномал в редукции Буге масштаба 1 : 200 000, площадям распространения свиты соответствует ровное спокойное отрицательное гравитационное поле. Положительное гравитационное поле над Павловским поднятием связывается автором с нескрытой интрузией габбро. Магнитное поле над свитой спокойное отрицательное интенсивностью от –100 до –250 нТл.

Литологический состав свиты определяют песчаники и алевролиты граувакковые, полимиктовые, олигомиктовые; сланцы туфогенные, филлитовидные, углисто-глинистые; в низах разреза – сланцы бластоалевролитовые, бластосаммитовые. Отмечаются редкие маломощные прослоим базальтов и их туфов.

Песчаники и алевролиты – светло-зеленые, серовато-зеленые, буровато-зеленые, зеленые породы с тонко-, мелко-, средне- и крупнозернистыми структурами и сланцеватой текстурой. Обломочный материал в составе песчаников составляет 60–75 % объема и представлен в основном зернами кислого и среднего плагиоклаза (до 65–70 %), кварца (15–25 %), эпидота (5 %) и обломками различных пород – кварцитов, долеритов, плагиопорфиров, гранитоидов, эффузивов, различных сланцев (от 0 до 10 %). Состав цемента хлорит-серицит-эпидот-глинисто-кремнистый. Часто отмечается карбонатизация пород. Среди аксессуарных минералов встречаются циркон, турмалин, лейкоксен, сфен, апатит, пирит. Минералогическим анализом устанавливаются ставролит, кианит, гранат, пироксен, роговая обманка, биотит, хромит, сфалерит. В алевролитах, которые по составу идентичны песчаникам, часто устанавливается присутствие углистого вещества. Филлитовидные сланцы пестроцветные, полосчатые. Петрографический состав определяется как кварцево-серицит-хлоритовый, иногда с примесью эпидота. Туфогенные песчаники и алевролиты, выделяемые несколько условно, отличаются повышенным содержанием обломочного кварца (5–10 %), а в цементе повышением доли хлорита, эпидота, лейкоксена. Бластосаммитовые и бластоалевролитовые сланцы – это тонкорассланцованные породы зеленовато-серого и серовато-зеленого цвета, мелкозернистые, с нематогранобластовой структурой в шлифах. В составе та же ассоциация обломочного материала, что в вышеописанных песчаниках и алевролитах, но в цементирующей массе появляются дополнительно биотит, актинолит, серицит. В шлифах и минералогических пробах установлено содержание в них тех же аксессуарных и кластогенных минералов, что и в песчаниках [54].

По степени метаморфизма породы рымникской свиты отвечают эпидот-мусковит-хлоритовой субфации зеленосланцевой фации. В южной части Каменнодольского блока под воздействием динамометаморфизма и контактового воздействия Наследнинского массива породы свиты превращены в слюдяные гнейсовидные, серицит-хлоритовые и кварц-серицитовые

сланцы, кварцитосланцы, амфиболовые сланцы и амфиболиты, а прослои известняков – в мраморы.

Химический состав пород свиты охарактеризован несколькими анализами (табл. 1). Простое сравнение их с анализами пород чулаксайской свиты показывает большое сходство их между собой.

Верхний контакт рымникской свиты с маячной свитой согласный с переслаиванием, нижний контакт – неизвестен. Э. В. Шалагиновым [54] для установления характера контакта рымникской свиты с чулаксайской свитой в долине р. Чулаксай был пройден профиль колонковых скважин глубиной до 313 м. Скважиной № 183 (№ 3 на геологической карте) и другими в районе контакта, вскрыта мощная (200–300 м) пачка своеобразных пород. Макроскопически это серые, чаще темно-серые породы с «обломочной» структурой, сланцеватые, полосчатые, иногда отчетливо слоистые. «Обломочный» материал однообразный по составу и представлен темно-серыми метаалевролитами, углисто-глинистыми сланцами. Оценить размерность этого материала по керну практически невозможно, так как иногда мощность «обломков» достигает 0,5–2,0 м. В материале, соразмерном с диаметром керна, «обломки» имеют уплощенную, линзовидную форму, ориентированы по слоистости. В целом можно говорить о разукрупнении этого материала вверх по разрезу и даже о наличии нечетких ритмов в пачке брекчий. Цементирующая масса пород представлена, преимущественно, метапесчаниками и метаалевролитами, в верхней части разреза – бластопсаммитовыми и бластоалевролитовыми сланцами. В песчаниках отмечается повышенное содержание карбонатного материала, вплоть до появления известковистых сланцев.

Э. В. Шалагинов считал эти образования конседиментационными брекчиями, а контакт согласным с переслаиванием, Н. Ф. Мамаев [2, 37] выделял их как обломочный базальный горизонт в основании рымникской свиты, другие исследователи [16] – тектоническими брекчиями в зоне разлома. Автор записки, проанализировав описание образований (наличие слабоокатанных и неокатанных обломков, крупных обломков, «градационной слоистости»), считает эти образования микститами, а контакт свит интерпретирует как тектонический.

Мощность свиты по отстроенным разрезам, с учетом изоклиальной складчатости и геофизических данных, оценивается в 1 200–2 000 м.

Раннеордовикский возраст рымникской свиты определяется по ее согласному, с переслаиванием, залеганию под фаунистически охарактеризованной среднеордовикской маячной свитой.

СРЕДНИЙ ОТДЕЛ

Маячная свита ($O_2m\check{c}$) выделена в 1957 г. Н. Ф. Мамаевым [37] в стратотипической местности на г. Маячной, в 4 км южнее пос. Березовка и в 7 км северо-восточнее и восточнее от пос. Рымникский. Следует отметить, что на современных топокартах гора под названием Маячная находится гораздо восточнее – в 3 км севернее пос. Бреды.

Отложения свиты распространены в восточной части площади, в Челябинско-Суондукской и Копейско-Брединской подзонах Алапаевско-Адамовской СФЗ.

В Челябинско-Суондукской подзоне отложения свиты распространены в восточной части Суондукской горст-антиклинали. Обнаженность пород здесь слабая. Коренные выходы и элювий пород имеется лишь на г. Маячной, где отложения толщи изучались предшественниками [2, 37, 54] с большим объемом горных и буровых работ. На остальной площади свита выделена по редким высыпкам, шурфам и скважинам.

В Копейско-Брединской подзоне отложения свиты распространены в северной части Павловской горст-антиклинали. Отложения свиты здесь выделены по редким коренным обнажениям и высыпкам, как правило, окварцованных или сильно выветренных пород и редким скважинам предшественников [56].

В составе отложений преобладают кварцевые, полевошпат-кварцевые, кварцево-полевошпатовые песчаники и алевролиты, гравелиты; менее распространены филлитовидные сланцы, полимиктовые песчаники и алевролиты, известковистые песчаники и песчаные известняки, кварцитопесчаники. Кварцевые песчаники светло-бурые, вишнево-красные, чаще массивные, иногда грубо рассланцованные. Структура меняется от мелко- до крупнозернистой. Обломочный материал составляет от 80 до 90 % массы породы. В его составе преобладают кварц (от 60 до 80–90 %), полевой шпат (ряда альбит-олигоклаза – 10–40 %). Единицы процентов составляют обломки кварцитов с тонкозернистой мозаичной и гранобластовой структурой, алевролитов, филлитовидных сланцев, порфиоров. Цемент серицито-кремнистый, иногда с обилием карбоната, в массе породы не более 15 %. Вишнево-красная окраска создается за счет пылевидного гематита. Акцессорные минералы – циркон бесцветный или бледно-розовый, турма-

лин, апатит, лейкоксен, рудный. Минералогическим анализом определяются рутил, ставролит, кианит, гранат, роговая обманка, биотит, хлорит, хлоритоид, эпидот, пироксен, хромит, крокоит, корунд, антофиллит. Алевролиты и гравелиты отличаются от песчаников только размером обломочного материала. Кварцитопесчаники характеризуются появлением регенерационных структур, уменьшением количества цемента. Филлитовидные сланцы – тонкорассланцованные породы, светло-бурые и вишнево-красные, с гранолепидобластовой структурой. Состав кварцево-серицитовый, иногда присутствуют хлорит, карбонат, гематит.

Олигомиктовые и полимиктовые песчаники отличаются зеленовато-серой и слабо-зеленоватой окраской, более равномерной зернистостью (мелко-среднезернистые). В обломочном материале превалирует плагиоклаз (олигоклаз, иногда андезин – до 70 %), уменьшается доля кварца. Наряду с обломочками кварцитов, сланцев, порфиров появляются эпидот, гранитоиды, долериты. Несколько возрастает доля цемента – до 20–25 %. В цементирующей массе преобладают хлорит, карбонат, темное слабополяризующее вещество, меньше кварца, серицита. Набор аксессуарных минералов мало отличается от того, что описан в кварцевых песчаниках.

Западнее г. Маячной Э. В. Шалагиновым [54] структурно-картировочным бурением (скв. № 23 – № 5 на картах и другие), выделен своеобразный комплекс пород, объединяющий пикриты, пикробазальты их обломочные брекчиевидные и гиалокластические образования. В разрезе они образуют послойные тела мощностью от первых до 190 м. Размер их по простиранию не установлен. По ряду признаков Э. В. Шалагинов относил их к субвулканическому комплексу, считая обломочные породы автомагматическими брекчиями, но этому противоречат находки Б. М. Садрисламовым радиолярий нижнепалеозойского возраста в обломочных вулканических породах.

Учитывая согласное залегание (переслаивание) вулканических пород с осадочными и находки радиолярий автор считает эти породы эффузивно-пирокластическим и относит их к верхам маячной свиты.

Основную часть базальтоидов составляют разнообломочные породы, обломки в которых имеют порфировую структуру, вкрапленники в них составляют от 2,5 до 19,4 % и представлены, главным образом, псевдоморфозами боулингита по оливину. Реже псевдоморфозы сложены хлоритом и серпентиновидным минералом. В некоторых вкрапленниках сохранились небольшие вроски пироксена, замещенного актинолитом. Основная масса стекловатая с микролитами плагиоклаза и пироксена. Отмечаются миндалекаменные разности, содержащие округлые миндалины, заполненные либо альбитом и карбонатом, либо полностью карбонатом. Кроме порфиритов и миндалекаменных порфиритов в разрезе тел базальтоидов широко развиты гиалокластитовые породы. В составе обломков отмечаются изотропное стекло, порфириты и обломки замещенного оливина и пироксена. Цементирующая масса сложена глинистым материалом и серпентинитовидным минералом. Центральную часть тела слагают полнокристаллические породы типа оливиновых долеритов с хорошо видимой диабазовой структурой состоящие из небольшого (3–5 %) количества полностью замещенного боулингом оливина и примерно в равных количествах сильно измененного плагиоклаза и пироксена. Не менее 1 % в породе составляет нацело лейкоксенизированный титаномагнетит, встречаются единичные кристаллы апатита. Породы по химическому составу отвечающие пикритам имеют аналогичный состав и структуру и отличаются большим (до 20 %) количеством вкрапленников измененного оливина. Для них характерно большое содержание мелких октаэдрических вкрапленников хромшпинели.

Нижний контакт маячной свиты с рымникской свитой согласный с переслаиванием. Пачка переслаивающихся пород мощностью 240 м представлена серыми тонкополосчатыми филлитами и синевато-серыми или коричневыми, частью обохренными, туфогенными сланцами с тонкими пропластками бурового тонкозернистого туфогенного песчаника или алевролита. Эти породы вскрыты шурфами северо-восточнее пос. Рымникского [2] и по внешнему виду неотличимы от филлитов и алевролитов из верхов описанной выше рымникской свиты. Существенным отличием описываемых отложений служит почти полное отсутствие среди них прослоев крупнозернистых полимиктовых и граувакковых песчаников, маломощные слои которых встречаются только в основании свиты. В верхней части пачки появляются прослои кварцевых песчаников и алевролитов характерных для маячной свиты. В средней части пачки в алевролитах найдены брахиоподы (*Orthisidae*) плохой сохранности. На основании находок фауны брахиопод не встречающихся в разрезах рымникской свиты, нами эта пачка включается в состав маячной свиты.

Перекрывается свита с несогласием отложениями брединской свиты и биргильдинской толщи.

Химический состав как осадочных так и вулканогенных пород маячной свиты приведен в таблице 1.

Плотность осадочных пород свиты колеблется в широких пределах: от 2,56 до 2,87 г/см³, средняя – 2,64 г/см³; вулканических пород – от 2,51 до 2,89 г/см³, средняя – 2,75 г/см³. Магнитная восприимчивость осадочных пород составляет 10–20·10⁻⁵ ед. СИ; вулканических – от 40 до 800·10⁻⁵ ед. СИ.

В физических полях свита практически не выражена. Для нее характерно отрицательное магнитное поле интенсивностью от –50 до +200 мГал. Положительное магнитное поле в западном экзоконтакте Гулинского массива объясняется западным падением контакта гипербазитов последнего под породы маячной свиты.

Гравитационное поле, в основном, объясняется не плотностью пород свиты, а сложностью глубинного строения: в северной части Челябинско-Суундукского антиклинория – западным погружением Гулинского массива, а в Северо-Павловском поднятии – нескрытым габброидным массивом.

Мощность свиты по отстроеным разрезам оценивается в 550–800 м.

Возраст маячной свиты установлен по находкам фауны в песчаниках на г. Маячной. Здесь Н. Ф. Мамаевым, А. В. Сусликовым, Н. Я. Анцигиным были найдены: *Orthis callactis* Dalm., *O. calligramma* Dalm., *Lycophoria* sp. nov., *Archaeorthis* sp.; трилобиты *Tersella oculus* (Weber.), *Ptrygomtopus bredensis* (Weber.), *P. cf. trygomtopus sclerops* Dalm., *P. cf. kuserianus* Schm., *Cyrtometopus priscus* Tjernvik, *Geragnostus* sp. I., *Asaphellus glabratus* Anc. sp. nov., *Megalaspides (Lannacus) mamaevi* Anc. sp. nov., *M. cf. planilimbata* Anc., *Cybele rotundas* Ancigin sp. nov.

По мнению определивших их Н. В. Вебера, А. Ф. Лестниковой, Т. Н. Алиховой фауна указывает на арениг (верхневолжские и кундские слои Прибалтики) – лланвирнский возраст отложений маячной свиты, что по современной стратиграфической шкале соответствует среднему ордовику.

ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

Саргазинская толща (O₃?sr) на площади листа имеет крайне незначительное распространение. Отложения ее откартированы скважинами у северной рамки листа, в южном окончании тектонического блока, основная часть которого находится за северной рамкой листа, а на Брединской площади имеет площадь около 1 км².

По данным Ал. В. Тевелева [47], проводившего ГДП-200 листа N-41-XXV, толща сложена афировыми и порфиоровыми долеритами, миндалекаменными и афанитовыми подушечными базальтами и андезибазальтами, гиалокластитам. Подчиненное значение имеют прослои кремнистых алевролитов и известковистых сланцев.

Базальтоиды толщи характеризуются повышенной магнитной восприимчивостью до 2 300·10⁻⁵ ед. СИ и плотностью 2,80–3,03 г/см³ (в среднем 2,77 г/см³). Толща имеет тектонические контакты с брединской свитой и серпентинитами успеновского комплекса.

Фаунистически толща не охарактеризована. Ранее, до ГДП-200 [47], толща считалась визейской. Отнесение ее к саргазинской толще позднеордовикского возраста Ал. В. Тевелевым проведено на основании петрографического, а особенно петрохимического сходства выше описанных базальтоидов с ордовикскими океаническими базальтами, распространенными на сопредельных площадях. Мощность толщи оценивается до 800 м.

СИЛУРИЙСКАЯ СИСТЕМА

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Булатовская толща (S₁bl) имеет незначительное распространение в Копейско-Брединской подзоне Алапаевско-Адамовской СФЗ. Отложения толщи выделены в юго-восточной части Павловской горст-антиклинали, в Восточно-Павловском блоке, в пределах которого они распространены в мелких (8×3 км) тектонических блоках, чередующихся с блоками, сложенными вулканитами айдырлинской толщи.

В физических полях толща не выделяется. Для площадей ее характерны отрицательные магнитные и гравитационные поля.

Обнаженность толщи относительно хорошая, но фрагментарная. Кремнистые сланцы выделяются в виде грив, окруженных элювиальными высыпками. Отдельные полосы пород толщи выделяются в рельефе положительными формами и хорошо дешифрируются на аэрофотоснимках.

Литологический состав описываемой толщи довольно однообразен – кремнистые сланцы, кремнистые халцедоновидные породы, яшмоиды, окремненные тонкозернистые алевролиты, прослои серицит-хлоритовых и кварц-серицит-хлоритовых сланцев, реже зеленых полимиктовых песчаников. Следует отметить, что кремнистые образования занимают большую часть разреза, тогда как различные зеленые сланцы и песчаники находятся в подчиненном количестве. Возможно, роль кремнистых образований несколько преувеличена за счет их стойкости к процессам выветривания. Сланцы же приходится наблюдать лишь в элювиальных высыпках и коре выветривания.

Нижний контакт толщи на описываемой площади не установлен. Она имеет тектонические контакты с вулканогенными отложениями айдырлинской толщи и прорывается ее субвулканическими телами.

Предшествующими исследователями [2, 56] кремнистые отложения блока относились к маячной свите. Нами эти отложения сопоставляются с аналогичными отложениями булатовской толщи, распространенными в южной части сопредельных с юга и юго-запада листов, где в тектонических отторженцах пород толщи в Киембаевском массиве определены акритархи и кораллы лландовери–раннего венлока.

На основании этих сопоставлений вышеописанные отложения отнесены к булатовской толще, а возраст их принимается раннесилурийским.

Мощность толщи оценивается в 250–300 м.

ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМА

Девонская система представлена нижним отделом (жетыкольская и кундыбаевская толщи), нижним–средним отделами (айдырлинская и кокпектинская толщи), средним отделом (известняково-терригенная толща) и средним–верхним отделами (еманжелинская толща).

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Жетыкольская толща ($D_1\dot{z}t$). Вулканогенные образования толщи развиты в восточной части Брединской площади, в пределах Ильиновско-Марииновской подзоны Красногвардейско-Светлинской СФЗ. Они широко распространены в южных частях Княженско-Исенбулатовского и Лебяжско-Атамановского блоков и в западной части Мариинского горста, фрагментарно в северной части Лебяжско-Атамановского блока, где залегают на метаморфитах кусаканской толщи и в провесах кровли интрузивных массивов. Обнаженность толщи исключительно плохая. Имеются мелкие разрозненные коренные выходы в долине р. Берсуат в районе пос. Атамановский и выше. Выделена толща по шурфам предшественников и редкой сети скважин КГК, пройденных при ГДП.

Представлена толща пироксен-плагиофировыми и плагиофировыми метабазальтами, метаандезитами, метадацитами, метариолитами, их туфами, туфопесчаниками и туффитами, превращенными в туфосланцы эпидот-альбит-хлоритового, биотит-альбит-хлоритового с магнетитом, кварц-хлоритового, кварц-хлорит-серицитового и кварц-серицитового состава. Степень метаморфических изменений вулканитов соответствует биотит-хлоритовой и эпидот-мусковит-хлоритовой субфациям зеленосланцевой фации метаморфизма. Наиболее метаморфизованными (биотит-хлоритовая субфация) являются породы в Атамановской депрессии. На контактах с гранитоидами кокпектысайского комплекса породы толщи ороговикованы (биотит-кордиеритовые роговики).

Химический состав пород толщи приведен в таблице 1.

Магнитное поле над породами толщи мозаичное знакопеременное интенсивностью от –200 до +1 000 нТл. Положительные аномалии соответствуют участкам магнетитсодержащих пород, в основном туфосланцев. В поле силы тяжести (остаточном и редукции Буге) им соответствуют положительные локальные аномалии.

Нижний контакт толщи на площади не вскрывался, но залегание ее со стратиграфическим несогласием на метаморфитах кусаканской толщи не вызывает сомнения. Перекрывается толща с несогласием фаунистически охарактеризованными средне-позднедевонскими известняками еманжелинской толщи. Прорывается толща интрузиями джабыгасайского и кокпектысайского комплексов, субвулканическими телами кайрактинской толщи. На описываемой площади возраст жетыкольской толщи фаунистически не обоснован. Южнее площади (лист М-41-VII) в породах жетыкольской толщи Н. М. Заславской найдены хитинозои раннедевонского возраста. Правда попытки повторения определений другими исследователями результатов не дали [16].

Здесь же в перекрывающих с несогласием отложениях кундыбаевской толщи определен комплекс спор и акритархов характерных для хлебодаровской свиты Западной Башкирии (D_1 – пражский ярус).

На основании положения жетыкольской толщи в разрезе возраст ее принимается раннедевонским.

По геофизическим данным наибольшую мощность толща имеет в Княжеско-Исенбулатовском блоке. В северной части его она может достигать 2 000 м. Но из-за отсутствия данных о подстилающих породах мощность толщ принимается равной более 1 000 м.

Кундыбаевская толща (D_1kd) имеет распространение в Ильиново-Мариинской подзоне Красногвардейско-Светлинской СФЗ. Отложения толщ выделяются в двух тектонических блоках в юго-западной части Лебяжско-Атамановского блока и на небольших участках в пределах Мариинского горста.

В Лебяжско-Атамановском блоке отложения кундыбаевской толщи представлены светлыми мелкозернистыми кварцитопесчаниками, содержащими обломочки углистого филлита, крупнозернистыми кварцево-полевошпатовыми песчаниками, в обломочном материале которых установлены обломочки серицитового сланца, полевого шпата и зеленокаменного сланца. С ними чередуются тонкозернистые кварцевые песчаники, алевролиты и филлитизированные углистоглинистые и кремнистые сланцы. Контакты толщ – тектонические.

В пределах Мариинского горста отложения толщ представлены светлыми филлитовидными песчанистыми сланцами, залегающими в нижней части разреза и темно-серых до черных филлитовидных и кремнистых графитистых сланцев, залегающих в верхней части разреза.

Мощность кундыбаевской толщи ориентировочно оценивается в 200–250 м.

Магнитное поле над породами толщ спокойное отрицательное интенсивностью от –50 до –250 нТл. В поле силы тяжести площадь пород толщ (Лебяжско-Атамановский блок) находится в градиентной зоне положительного поля на западе, над жетыкольской толщей и отрицательного на востоке, над Андреевским и Кусаканским гранитоидными массивами. Но, в целом, на геофизических картах масштаба 1 : 200 000 блоки пород толщ не выделяются.

Отложения толщ прорываются массивами джабыгасайского, кокпектысайского и шалкарского комплексов.

Нижний контакт толщ на описываемой площади не установлен. Перекрывается толща с несогласием известняками еманжелинской толщ.

Южнее описываемой площади (лист М-41-VII), в петротипическом разрезе установлено несогласное залегание пород толщ на вулканитах жетыкольской толщ [16]. Там же в низах толщ найден комплекс спор и акритархов характерных для хлебодаровской свиты (D_1 – пражский ярус) Западной Башкирии.

На основании этих определений и положения толщ в разрезе возраст толщ принимается раннедевонским.

НИЖНИЙ–СРЕДНИЙ ОТДЕЛЫ

Айдырлинская толща ($D_{1-2}ad$) названа по р. Айдырля, протекающей на сопредельной с запада площади. Является стратифицируемой частью айдырлинского базальт-андезит-плагиоориолитового комплекса вулканического, утвержденного Петрокомитетом в 1977 г. На описываемой площади отложения толщ распространены в Копейско-Брединской подзоне Алапаевско-Адамовской СФЗ, в юго-восточной части Павловской горст-антиклинали – Восточно-Павловском блоке.

Толща не обнажена, лишь вдоль южной рамки листа имеются элювиальные высыпки кор выветривания по кислым эффузивам. Изучена она редкой сетью колонковых скважин [56].

Состав толщ по данным Д. М. Шендеровича [56] весьма разнообразный. Наибольшим распространением пользуются серые и зеленовато-серые осветленные за счет карбонатизации плагиофировые, реже пироксен-плагиофировые андезиты, андезибазальты, реже встречаются афировые и пироксен-плагиофировые базальты и долериты, туфы кислого и смешанного состава, туфопесчаники, туфоконгломераты, кварц-хлорит-карбонатные сланцы. Субвулканические образования представлены плагиофировыми дацитами.

Породы толщ метаморфизованы в низкой ступени зеленосланцевой фации. Для них характерна следующая метаморфическая минеральная ассоциация: кварц+хлорит+серицит+карбонат ±эпидот.

Химический состав пород толщ приведен в таблице 1.

В пределах Восточно-Павловского блока отложения толщ залегают в более мелких тектонических блоках среди силурийских сланцев булатовской толщ. На детальном магнитном

картах блоки выделяются положительными аномалиями интенсивностью до 200 нТл на фоне отрицательного поля блока. Из-за малых размеров блоков на гравитационных картах масштаба 1 : 200 000 толща практически не выделяется.

Мощность толщи по геофизическим данным не превышает 1 000 м.

Возраст толщи на описываемой территории фаунистически не обоснован и определяется по геологическим данным и определениям фауны на сопредельной с запада площади.

Субвулканические тела толщи прорывают отложения булатовской толщи.

На сопредельной с запада площади в прослоях известняков найдена фауна зоны *Favosites regularissimus* (Карпинский горизонт эмского яруса). По мнению И. А. Смирновой [16], детально изучавшей толщу, известняки залегают в основании разреза толщи. Верхний предел возраста толщи – раннеживетский И. А. Смирновой определен по положению толщи в разрезе и по сопоставлению с фаунистически охарактеризованными толщами восточного борта Магнитогорского прогиба.

На основании приведенных выше данных, учитывая значительную (до 2 000 м) мощность разреза толщи на сопредельной площади, возраст айдырлинской толщи принимается ранне-среднедевонским.

Кокпектинская толща (D₁₋₂kk) имеет распространение в Ильиновско-Марииновской подзоне Красногвардейско-Светлинской СФЗ, в южных частях Лебяжско-Атамановского блока и Мариинского горста.

Разрозненные выходы коренных пород толщи имеются только в пределах Мариинского горста. При ГДП-200 толща изучена редкой сетью скважин КГК.

Представлена толща пироксеновыми и пироксен-плагиофировыми базальтами и долеритами, metabазальтами и их туфами. Преобладают темно-зеленые пироксенофировые базальты с крупными выделениями авгита, местами отмечаются миндалекаменные долериты и плагиофировые базальты. На всех эффузивах сказывается влияние динамометаморфизма, местами отчетливо выраженное. Плагиоклаз вкрапленников обычно альбитизирован, иногда замещен соссюритом с вросками эпидота. По пироксену развивается роговая обманка и хлорит. Основная масса приобретает немагнитообластовое строение за счет развития хлорита, эпидота, рудных зерен, вторичного кварца.

В магнитном поле толща выделяется положительными аномалиями интенсивностью до 500 нТл. В гравитационном поле на картах масштаба 1 : 200 000 толща не выделяется.

Возраст толщи фаунистически не обоснован и определен по геологическим данным. Толща, предположительно с несогласием, залегают на породах жетыкольской и кундыбаевской толщ. В прослоях песчаников в еманжелинской толще отмечаются обломки базальтоидов аналогичных кокпектинской толщи. Прорывается она интрузиями позднедевонского джабыгасайского и раннекаменноугольного кокпектысайского комплексов.

На основании приведенных данных, возраст кокпектинской толщи, с долей условности, принимается ранне-среднедевонским, что соответствует серийной легенде.

Мощность толщи ориентировочно оценивается в 300–500 м.

СРЕДНИЙ ОТДЕЛ

Известняково-терригенная толща (D₂it) выделена в Ильиновско-Марииновской подзоне Красногвардейско-Светлинской СФЗ. Отложения ее распространены в южных частях Лебяжско-Атамановского блока и Мариинского горста в наложенных грабен-синклиналях меридионального простирания.

Обнажения толщи отмечаются в окрестностях пос. Атамановского, к северо-западу от него и к востоку от пос. Андреевского. На закрытых участках толща прослежена скважинами КГК, пройденными при ГДП.

Отложения толщи представлены светло-серыми и темно-серыми известняками с прослоями вулканомиктовых песчаников, содержащих обломки вулканогенных пород. В известняках отмечаются слойки графитизированных углистых алевролитов мощностью 0,2–1 мм, редко 3 мм.

Ранее толща считалась чисто карбонатной. Работами ГДП установлено, что значительную часть разреза толщи занимают песчаники и гравелиты, сложенные обломками вулканогенных пород, углистых алевролитов и песчаников, кремнистых сланцев. Цемент песчаников известково-обломочный. Так, колонковой скважиной № 41 (№ 7 на карте) снизу вверх вскрыты:

1. Инт. 99,8–89,0 м – известняки полосчатые темно-серые с прослойками черного графитизированного углистого алевролита мощностью от 0,2 до 1 мм, редко до 3 мм. Слоистость к оси керн – 45° в начале и 60° в конце интервала 10,8 м

2. Инт. 89,0–82,6 м – зеленовато-серые вулканомиктовые песчаники с карбонатным цементом	6,4 м
3. Инт. 82,6–80,1 м – известняки аналогичные слою 1. Слоистость – 50–55° к оси керна	2,5 м
4. Инт. 80,1–78,6 м – дайка зеленовато-серых с сиреневым оттенком плагиофирических трахидацитов. Контакты разбурены	1,5 м
5. Инт. 78,6–72,2 м – известняки аналогичные слою 1. Слоистость волнистая под углом 70° к оси керна	64 м
6. Инт. 72,2–71,0 м – вулканомиктовые песчаники аналогичные слою 2	1,2 м
7. Инт. 71,0–61,0 м – известняки темно-серые полосчатые	10,0 м
8. Инт. 61,0–57,7 м – известняки закарстованные	3,3 м
9. Инт. 57,7–31,1 м – структурная глинистая кора выветривания по вулканомиктовым гравелитам. В обломках отмечаются каолинитизированные вкрапленники плагиоклаза	26,6 м

Породы толщи практически немагнитные. В Мариинском горсте восточная и западная граница грабен-синклинали, выполненной отложениями толщи, хорошо выделяются в магнитном поле по отрицательному полю интенсивностью 100–200 нТл, среди знакопеременного поля над породами жетыкольской толщи. Северная граница грабен-синклинали в магнитном поле не выделяется. Мозаичное знакопеременное поле над грабен-синклиналью в южной части Лебяжско-Атамановского блока свидетельствует о небольшой мощности выполняющих ее пород известняково-терригенной толщи и залегание их на магнетитсодержащих метавулканитах жетыкольской толщи.

В гравитационном поле из-за малой мощности известняково-терригенная толщина не выделяется.

Мощность толщи ориентировочно оценивается в 200–250 м.

Отложения ее несогласно залегают на породах жетыкольской и кундыбаевской толщи, прорываются дайками дацитов предположительно кайрактинского комплекса. Возраст их установлен по фауне строматопор и кораллов – сборы Н. Ф. Мамаева и Т. А. Смирновой [2].

В известняках по р. Синташте ниже пос. Андреевского обнаружены: *Favosites* ex gr. *polymorpha* Goldf., *F. ex gr. forbesi* M. Edw. et Haime (определения Б. С. Соколова) и *Amphipora ramosa* Phill., *A. patokensis* Riab. (определения В. Н. Рябины). Т. А. Смирновой в этих известняках найдены *Favosites* ex gr. *regularissimus* Yanet, *F. goldfussi* d'Orb. var. *uralensis* Sokolov (определения Ф. Я. Янет). В известняках северо-западнее пос. Атамановского Б. С. Соколовым были установлены *Favosites* ex gr. *polymorpha* Goldf., *F. (Squamefavosites)* sp. nov. [2].

По заключению Б. С. Соколова и В. Н. Рябины возраст их живетский. Ф. А. Янет, просмотревшая немногочисленный сбор фауны Т. А. Смирновой из известняков у пос. Андреевского, указывает на принадлежность их к эйфелю и, возможно, к низам живетского яруса.

Исходя из этих данных возраст известняково-терригенной толщи принимается средне-позднедевонским.

СРЕДНИЙ–ВЕРХНИЙ ОТДЕЛЫ

Еманжелинская толща (D_{2-3em}) распространена в Копейско-Брединской подзоне Алапаевско-Адамовской СФЗ. Отложения ее выполняют Павловскую депрессию, расположенную в южной части одноименной горст-антиклинали.

Отложения толщи представлены преимущественно серыми, иногда темно-серыми слабо графитизированными или светло-серыми до белых сахаровидными кварцитами, светло-серыми кварцитопесчаниками и кварцевыми песчаниками, кварцевыми гравелитами с редкими зернами каолинитизированных полевых шпатов, светло-серыми, желтовато-серыми, малиново-серыми филлитами, темно-серыми и пепельно-серыми графитизированными филлитовидными и светло-серыми и розоватыми серицитовыми сланцами.

Обнаженность пород толщи исключительно неравномерная. Кварциты и кварцитопесчаники обнажены довольно хорошо и хорошо дешифрируются на аэрофотоснимках. Остальные породы прослеживаются по редким элювиальным высыпкам, шурфам и скважинам предшественников [56].

Отложения толщи прорываются Павловским массивом урусикенского комплекса, занимающим практически всю площадь депрессии. Под воздействием интрузии породы толщи контактово метаморфизованы. Песчаники превращены в кварциты, алевролиты и глинистые сланцы – в филлиты и серицитовые сланцы.

В отложениях толщи встречены отпечатки флоры, имеющей позднедевонский облик и мятые зерна пыльцы хвойных *Perisaccus*. Правда Е. Силина пишет о недостаточности данных для определения возраста толщи [56]. Мощность толщи оценивается в 500–600 м.

КАМЕННОУГОЛЬНАЯ СИСТЕМА

Каменноугольная система представлена на площади нижним отделом (брединская свита, тугундинская, боровая, биргильдинская, еткульская и кайрактинская толщи) и средним отделом (архангельская и кузейская нерасчлененные и федоровская толщи).

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Брединская свита (C₁bd) широко распространена в Копейско-Брединской подзоне Алапаевско-Адамовской СФЗ, где слагает большую часть площадей Брединской, Брединско-Синешиханской и Наследнинской грабен-синклиналей. В предполагаемом объеме свита соответствует полтаво-брединской подсвите Н. Ф. Мамаева [2].

Представлена свита песчаниками, алевролитами, аргиллитами, углистыми аргиллитами, прослоями каменных углей. В верхах свиты отмечаются прослои известняков, в основании выделяются базальные конгломераты, гравелиты и песчаники.

Породы свиты практически немагнитные, плотность их варьирует от 2,56 до 2,67 г/см³.

В магнитном поле свита не выделяется, ей соответствуют отрицательные значения поля интенсивностью от –300 до –100 нТл. Положительные значения магнитного поля в южной части Брединско-Синешиханской грабен-синклинали объясняются, по мнению автора, залеганием ее на массиве гипербазитов успеновского комплекса. В гравитационном поле площадям развития пород свиты соответствуют отрицательные поля, характерные в целом для карбонатно-терригенных пород выполняющих грабен-синклинали. Положительное поле в восточной части Наследнинской грабен-синклинали объясняется подстилающими вулканогенными породами, предположительно айдырлинской толщи или нескрытым габброидным массивом.

Обнаженность пород слабая. На водораздельных пространствах фрагментарно отмечаются высыпки и редкие коренные выходы в основном измененных пород и высыпки кор выветривания. Выходы измененных пород отмечаются в старательских выработках. Отложения свиты вскрыты большим числом выработок и скважин в районах Брединского и Рамеевского месторождений. Кроме этого свита изучалась шурфами и скважинами при проведении геологосъемочных работ [45, 56] и поисковых работ на золото [21].

В районе Брединского каменноугольного месторождения состав угленосных отложений изучался многими исследователями. Наиболее детальные исследования были проведены Е. А. Перепечиной и В. С. Шевкуновым (1939 г.), выделившими в составе так называемой угленосной толщи четыре свиты, которым они дали литологические наименования (снизу вверх): кварцево-серицитовая, кварцево-хлоритовая, туфовая и известково-аргиллитовая. А. А. Петренко эти свиты названы соответственно каряжинской, брединской, синташтинской и безымянной.

Н. Ф. Мамаев [2], обобщив геологическую информацию по свите, три нижние свиты В. С. Шевкунова и А. А. Петренко объединил в полтаво-брединскую свиту, а вышеперечисленные толщи и свиты назвал подсвитами. Им же установлено, что, в следствие пестроты литологического состава и фациальной изменчивости по простиранию угленосных осадков, подразделение брединской свиты на подсвиты затруднительно и может быть произведено лишь на ограниченной угленосной площади Брединского месторождения и его окрестностей. Здесь она подразделяется на три подсвиты: нижнюю, среднюю и верхнюю.

Нижняя подсвита сложена преимущественно серицитизированными кварцевыми и полимиктовыми песчаниками с подчиненными им гравелитами, алевролитами и аргиллитами, частью углистыми и с растительными остатками. Имеются небольшие угольные прослойки.

В гравелитах содержатся обломки кварца, серицитизированного полевого шпата, кремнистого сланца, сланцеватого кварцита. Цемент их кварцевый, с обильным серицитом. По А. А. Петренко, в песчаниках и гравелитах подсвиты распространены минеральные ассоциации из древних гнейсово-амфиболитовых свит района.

В песчаных алевролитах и песчаниках, выступающих в правом склоне долины р. Коряжной, были обнаружены растительные остатки: *Bothrodendron* sp., *Lepidodendron* sp., *Sphenopteridium bifidum* L. et H., *Sphenopteris norosana* Tchirk. и др. Среди этих пород в южной части месторождения залегают темные глинисто-известковистые сланцы, известковистые песчаники и песчаные известняки с обуглившимися растительными остатками и верхнетуронской фауной: *Schellwinella crenistria* Phill., *Spirifer* cf. *marijnensis* Shum., *S.* aff. *tornacensis* Kon., *S.* cf. *grabovi* Rot. и др. (сборы Н. Ф. Мамаева, определения А. П. Ротая), вскрытые скважинами в правобережной части месторождения. Известняки и известковистые сланцы чередуются с углистыми сланцами и песчаниками, содержащими растительные остатки.

Е. А. Перепечина и В. С. Шевкунов, а также А. А. Петренко относили эти карбонатные породы с фауной к основанию вышележащей известняковой толщи визе.

Мощность подсвиты – до 200 м.

Средняя подсвита состоит из чередующихся кварцевых и кварцево-полевошпатовых песчаников, алевролитов и аргиллитов, зачастую углистых, содержащих многочисленные угольные пропластки и пласты каменного угля непостоянной мощности. В сланцеватых аргиллитах и алевролитах встречается многочисленная флора, содержащая *Lepidodendron acuminatum* Гоерр., *Stigmara ficoides* Sternb., *Adiantites tenuifolia* Гоерр., *Sphenopteris norosana* Tchirk.

Мощность подсвиты, видимо, достигает 350–400 м.

Верхняя подсвита состоит из чередующихся песчаников и сланцеватых алевролитов, которым подчинены прослои кварцево-известковых песчаников, известняков и углисто-глинистых сланцев. В связи с присутствием в некоторых песчаниках свиты обломочков эффузивных пород и хлорито-эпидотового цемента, возможно, туфогенового происхождения, эти породы Е. А. Перепечиной и В. С. Шевкуновым были выделены в самостоятельную свиту, названную ими туфовой.

В известняках, залегающих прослоями в верхах этой подсвиты в западной части пос. Бреды, содержатся фораминиферы: *Hyperammina vulgaris* Raus. et Reitl., *Ammodiscus* sp., *Archaeodiscus karrereri* Brady, *A. krestovnikovi* Raus., *A. cf. spirillinoides* Raus., *Endothyra globules* var. *numerabilis* Viss., *Eostaffella* sp. indet., указывающие, по определению Н. П. Малаховой, на принадлежность пород к нижнему визе.

Мощность подсвиты вряд ли превышает 100–150 м.

В связи с непостоянством состава брединской свиты, ее стратиграфическое расчленение, принятое для Брединского месторождения, имеет местное значение.

В северной части Брединско-Синешиханской и участками в пределах Наследнинской грабен-синклиналях породы брединской свиты сильно метасоматически изменены – серицитизированы, хлоритизированы и окварцованы. К зонам изменений приурочены золотоносные кварцевые жилы. Нами, в северной части Брединско-Синешиханской грабен-синклиналя, скважиной № 30 (№ 1 на карте) метасоматически измененные породы свиты, содержащие золотоносные кварцевые жилы, были прослежены до глубины 100 м.

Нижний контакт свиты установлен бурением в юго-восточной части Наследнинской грабен-синклиналя [56]. Здесь на песчаниках маячной свиты залегает мощная (250–300 м) пачка базальных полимиктовых конгломератов с прослоями кварцевых и аркозовых песчаников и гравелитов. Состав галек довольно разнообразный, но преобладают кварцевые и аркозовые песчаники, кварцитопесчаники, кварциты и кварц, реже встречаются гальки кремнистых пород и полимиктовых песчаников, еще реже эффузивов. Цемент конгломератов кварцево-слюдистый, прослоями кварцево-слюдисто-железистый, от чего такие прослои приобретают буроватый оттенок.

К базальным конгломератам брединской свиты также условно отнесены конглобрекчии, вскрытые скважиной № 54 (№ 6 на карте). В гальках (обломках известняков) из них найдены конодонты среднедевонского возраста.

Верхний контакт свиты с тугундинской толщей – согласный с переслаиванием. Граница между ними условно проводится по подошве первого мощного прослоя известняка или существенно известковистых пород.

Мощность брединской свиты составляет 600–1 000 м. Возраст ее определяется по флоре и фауне как раннекаменноугольный (позднетурнейско–ранневизейский).

Тугундинская толща (C₁tg) имеет распространение в Копейско-Брединской подзоне Алапаевско-Адамовской СФЗ, в Брединско-Синешиханской грабен-синклиналях.

Толща сложена глинистыми, углисто-глинистыми известняками, мергелями, известковистыми алевролитами и песчаниками, углисто-глинистыми сланцами, иногда с прослоями кварц-хлоритовых, хлоритовых сланцев и линзами конгломератов, в верхних частях разреза с прослоями известняков.

Граница с нижележащими образованиями брединской свиты проводится по появлению первой мощной пачки известняков и существенно известковистых пород (алевролитов и мергелей). Верхняя граница согласная с переслаиванием с известняками биргильдинской толщи.

Магнитная восприимчивость пород толщи близка к 0. Средняя плотность – 2,65 г/см³. В магнитном поле толща не выделяется, ей соответствует спокойное магнитное поле интенсивностью 150–200 нТл. На детальных гравитационных картах площадям развития толщи соответствует зона пониженных значений Δg относительно контактирующих пород брединской свиты и биргильдинской толщи.

Мощность отложений толщи составляет 200–450 м.

Возраст толщи определен по многочисленным находкам фауны брахиопод средневизейского возраста: *Hemithyra* ex gr. *nodosa* Ulr., *Productus* (*Gigantella*) *giganteus* Mart., *P.* (*Dictyoclostus*) *concinus* Sow., *P.* (*Dictyoclostus*) cf. *sulcatus* Sow., *Reticularia lineate* Mart., *Athyris expansa* Phill., *A. planosulcata* Phill. (определения В. П. Нехорошева и др.) [2].

В верхней части разреза толщи, в слоях переходных к вышележащей биргильдинской толще найдены фораминиферы: *Ammodiscus volgensis* Raus., *Endothyra tatianae* Gan., *Omphalotis omphalota* Raus. et Reitl.), *Globoendothyra globulus* (Eichw.), *Endothyranopsis compressa* (Raus. et Reitl.), *E. crassa* (Brady), *Pseudoendothyra schlykovae* (Durk.), *P. ornata* (Durk.), *P. intermedia* (Schlyk.), *Eostaffella* ex gr. *ikensis* Viss., *Archaeodiscus moelleri gigas* Raus. (определения А. В. Ярковой [54]).

Приведенный список микрофауны свидетельствует о поздневизейском возрасте верхней границы тугундинской толщи, ее стратиграфически согласному и, вероятно, скользящему контакту с биргильдинской толщей.

На основании приведенной фауны возраст тугундинской толщи принимается раннекаменноугольным (средне-поздневизейским).

Боровая толща (С₁bv) распространена в Ильиновско-Марииновской подзоне Красногвардейско-Светлинской СФЗ. отложения ее выделяются в небольшом тектоническом блоке площадью около 1 км², выделенном при сбивке с картой листа N-41-XXV [47].

По данным Ал. В. Тевелева [47] толща сложена глинистыми, глинисто-кремнистыми, углесто-глинистыми сланцами, известняками с прослоями алевролитов, песчаников, конгломератов. Толща согласно перекрывается известняками биргильдинской толщи. На основании этого возраст толщи принимается раннекаменноугольным (визейским).

Мощность боровской толщи составляет 550–700 м.

Биргильдинская толща (С₁br) развита в Копейско-Брединской подзоне Алапаевско-Адамовской СФЗ.

В ее строении выделяются два типа разреза – карбонатный, отложения которого развиты в Брединско-Синешиханской грабен-синклинали, отдельные выходы отмечаются в южной части Каменнодольского блока и карбонатно-вулканогенный, отложения которого выполняют Поперечинскую вулкано-тектоническую депрессию в южной части Наследнинской грабен-синклинали.

Карбонатный тип разреза представлен известняками, часто мраморизованными, иногда доломитизированными, мергелистыми и битуминозными известняками. Реже встречаются обломочные разновидности известняков, тяготеющие к низам разреза толщи.

Обнаженность пород толщи различная, чаще всего удовлетворительная – цепочки коренных выходов и многочисленные высыпки, реже плохая – отложения откартированы по редким высыпкам, скважинам и горным выработкам предшественников.

Карбонатные породы толщи практически немагнитные, плотность их весьма неравномерная – от 2,6 (мергелистые известняки) до 2,85 г/см³ (доломитизированные разности), средняя – 2,71 г/см³.

В магнитном поле известняки толщи не выделяются, им отвечает спокойное отрицательное магнитное поле интенсивностью –100–300 нТл. На детальных картах гравитационного поля им соответствуют отрицательные аномалии, связанные, скорее всего, с общей повышенной мощностью каменноугольных отложений.

Толща согласно с переслаиванием залегает на породах тугундинской толщи и с размывом перекрывается отложениями объединенных архангельской и кузейской толщ.

Мощность карбонатного типа разреза биргильдинской толщи составляет 550–700 м.

В различных частях площади распространения карбонатной толщи имеются точки с многочисленной и разнообразной фауной [2, 45, 54]: фораминиферы – *Earlandia vulgaris* (Raus. et Reitl.), *E. vulgaris* (Raus. et Reitl.) var. *minor* (Raus.), *Cornuspira* cf. *incerata* (d'Orb.), *Ammodiscus incertus* (d'Orb.), *Glomospirella irregularis* (Moell.), *Mikhailovella mica* Gan., *Endothyra* ex gr. *bradyi* Mikh., *Globoendothyra globulus* (Eichw.), *Pseudoendothyra* cf. *struvei* (Moell.), *Palaeotextularia* cf. *longiseptata* Lip., *Tetrataxis angulata* Viss., *T. ischimica* Durk., *T. cf. eominima* Raus., *Archaeodiscus ovoides* Raus., *A. moelleri* Raus., *A. moelleri gigas* Raus., *A. cf. moelleri* Raus., *A. cf. pauxillus* Schlyk., *Neoarchaeodiscus* cf. *tumefactus* Ivan., *Howchinia exilis* (Viss.), *H. gibba* var. *longa* Brazhn. (определения А. В. Ярковой и З. Г. Симоновой); кораллы – *Lithostrotion junceum* Flem., *Clisiophyllum* cf. *densilamellatum* Perm. (определение Е. И. Кочанова); брахиоподы – *Productus* (*Striatifera*) *striatus* Fisch., *P.* (*Gigantella*) ex gr. *giganteus* Mart., *P.* (*Dictyoclostus*) *concinus* Sow., *P.* (*Krotovia*) *spinulosus* Sow., *P.* (*Linoproductus*) ex gr. *cora* d'Orb., *P.* (*Eomarginifera*) *schartimiensis* Jan., *P.* (*Plicatifera*) *ferganensis* Jan., *Spirifer incrassatus* Eichw., *S. cf. baschkiricus* Jan., *S. cf. duplicicosta* Phill., *S. trigonalis* Mart., *S. moelleri* Jan., *S. cf. bisulcatus* (Sow.), *Reticu-*

loceras cf. carinatum Frech, *Gastrioceras karpinskii* Jan., *Proschumardites* sp., *Gigantoproductus* sp., *Martinia glabra* Mart., *Pugilis pugilis* (Phill.), *Striatifera striata* (Fisch.), *S. cf. magna* Jan., *Davidsonia* sp. (определения Т. Н. Корсаковой, Л. С. Либровича). По этой фауне надежно устанавливается поздневизейско–серпуховский возраст толщи.

Карбонатно-вулканогенный тип разреза биргильдинской, распространенный в Поперечинской депрессии, разделяется на две пачки. Нижняя – осадочная пачка представлена известняками и мраморами с прослоями глинистых известняков, аргиллитов, туфов основного и смешанного состава и туффитов. Верхняя – вулканогенная пачка сложена пироксен-плагиофировыми базальтами, долеритами, андезибазальтами, миндалекаменными пикробазальтами, туфами основного и смешанного состава и туфоконгломератами. Обе пачки залегают согласно и связаны между собой тесными взаимопереходами. Нижняя пачка несогласно залегает на породах брединской свиты.

Субвулканическая фация вулканитов толщи представлена дайками диорит-порфиритов, имеющих незначительное распространение в северной части Брединско-Синешиханской грабен-синклинали.

Обнаженность описываемых отложений крайне слабая. На дневной поверхности наблюдаются лишь редкие коренные выходы известняков севернее пос. Восточного и развалы вулканитов в долине р. Поперечной. Изучена толща редкой сетью колонковых скважин, пройденных при ГС-50 и поисках магнетитовых руд [56].

В магнитном поле ΔZ толща характеризуется ровным магнитным полем интенсивностью от -100 до $+100$ нТл. В гравитационном поле толще соответствует положительная локальная аномалия интенсивностью от -5 до $+4$ мГал, на фоне от -10 до -2 мГал.

Вулканогенные породы толщи в значительной степени изменены. Вкрапленники плагиоклаза, составляющие 5–8 % пород серицитизированы, вкрапленники пироксена замещены хлоритом, эпидотом, цоизитом. Основная масса замещена хлоритом, актинолитом, кварцем, карбонатом. Часто породы сильно эпидотизированы (пропилитизация) и карбонатизированы. Пикробазальты сильно гематитизированы.

Под воздействием прорывающих интрузий кокпектинского комплекса известняки толщи мраморизованы и скарнированы (гранат-пироксен-магнетитовые и гранат-эпидотовые скарны). Скарны содержат магнетитовые рудные тела. Вулканогенные породы ороговикованы и скарнированы (гранат-пироксен-эпидотовые скарны).

Имеющиеся единичные химические анализы слабоизмененных вулканогенных пород толщи приведены в таблице 1.

Мощность осадочной пачки по данным бурения составляет 450–560 м, вулканогенной пачки более 500 м. Общая мощность – более 1 000 м.

В известняках разреза толщи найдены брахиоподы, криноидеи, кораллы и мшанки раннекаменноугольного возраста (единичные формы поздневизейского возраста), а также фораминиферы поздневизейского возраста: *Hyperammia vulgaris* Raus. et Reitl., *Earlandia vulgaris* var. *minor* (Raus. et Reitl.), *E. moderata* Malakh., *Plectogyra bradyi* Mikh., *Tetrataxis cominima* Raus., *T. minima* Lee et Chen, *Forschia parvula* Raus., *F. mikhailovi* Dain, *Forschiella ampla* Dain, *Endothyra bradyi* Mikh., *E. aff. omphalota* Raus. et Reitl. (определения Е. П. Медведевой, Н. Е. Чернышевой, Т. А. Прониной).

Учитывая, что фауна найдена в нижней части разреза толщи, возраст ее принимается раннекаменноугольным (поздневизейско–серпуховским).

Еткульская толща (С₁et) распространена в Ильиновско-Марииновской подзоне Красногвардейско-Светлинской СФЗ, в северной части Сарыюбинской грабен-синклинали и в тектонических блоках тяготеющих к Копейской зоне разломов в северо-западной части Княженско-Исенбулатовского блока.

Представлена она известняками с прослоями песчаников, алевролитов, аргиллитов, кремнистых сланцев.

Толща не обнажена и картируется по единичным скважинам и горным выработкам.

Все контакты толщи на описываемой площади тектонические.

В физических полях толща не выделяется. На картах ΔT толще соответствует отрицательное магнитное поле интенсивностью от -100 до -200 нТл, нарушаемое положительными аномалиями интенсивностью до 1 500 нТл над телами экструзий серпентинизированных гипербазитов подольского комплекса. В гравитационном поле площади распространения пород толщи находятся в градиентной зоне Копейского структурного шва.

На описываемой площади толща фаунистически не охарактеризована. На сопредельной с севера площади [47] имеются находки брахиопод и фораминифер поздневизейско–раннесерпуховского возраста.

На основании этих определений и данных по другим площадям возраст толщи принимается раннекаменноугольным (поздневизейско–серпуховским).

Мощность толщи на описываемой площади оценивается в 400–1 000 м.

Кайрактинская толща (C₁kr) распространена в Ильиновско-Марииновской подзоне Красногвардейско-Светлинской СФЗ в южной части Сарыобинской грабен-синклинали и в северной части Княженско-Исенбулатовского блока. Обнаженность толщи незначительная. Разрушенные коренные выходы пород толщи отмечаются в долине р. Синташта, здесь же они вскрываются небольшими каменоломнями. Севернее на водоразделе отмечаются высыпки выветренных пород толщи. В настоящем объеме толща выделена по редкой (4×2 км) сети скважин КГК, пройденных в процессе ГДП.

В физических полях толща практически не выделяется. На планах ΔТ ей соответствует мозаичное знакопеременное поле интенсивностью от –200 до 700 нТл. В поле гравитации толще соответствуют отрицательные аномалии, характеризующие больше глубинное строение, чем разрез толщи.

Сложена толща плагиофировыми, пироксено-плагиофировыми базальтами и андезитами, их туфами, в верхней части разреза – дацитами, плагиориолитами и их туфами, в верхней части разреза – дацитами, плагиориолитами и их туфами. Субвулканические образования представлены габбродолеритами, габбро, трахибазальтами, риолитами и трахириолитами.

Большую часть северной половины Княженско-Исенбулатовского блока занимают крупные пластовые тела габбродолеритов, участками фациально переходящие в габбро и прорывающие их телами тразиандезитового состава.

Химический состав пород толщи приведен в таблице 1.

Кайрактинская толща несогласно залегает на раннедевонских образованиях жетыкольской толщи и более древних образованиях. Контакты с одновозрастной еткульской толщей и среднекаменноугольной федоровской толщей – тектонические.

Мощность толщи оценивается в 1 000–1 200 м.

На сопредельной с севера площади в прослоях и ксенолитах известняков толщи найдены средне-поздневизейские фораминиферы и поздневизейско–серпуховские конодонты [47].

На основании этих определений и учитывая определения возраста на других площадях возраст кайрактинской толщи принимается раннекаменноугольным (поздневизейско–серпуховским).

СРЕДНИЙ ОТДЕЛ

Архангельская и кузейская толщи нерасчлененные (C₂ah–kz) имеют распространение в Копейско-Брединской подзоне Алапаевско-Адамовской СФЗ. В северной части Брединско-Синешиханской грабен-синклинали выделяются две полосы пород толщи меридионального простиранья, шириной 0,6–2,0 км, протяженностью до 20 км, а в ее центральной части – брахисинклиналь размером 4×6 км, вытянутая в широтном направлении, выполненные отложениями толщ.

К северо-западу от пос. Бреды имеются обнажения пород толщи по р. Боровой и на левом склоне долины р. Синташта. Ряд обнажений имеется у северной рамки листа в 4 км западнее пос. Боровое. На остальной площади толща встречена скважинами, пройденными предшественниками при геологосъемочных и поисковых на никель и бокситы работах [6, 10, 19, 38, 45].

Толщи сложены известняковыми конгломератами, песчаниками, алевролитами, мергелями, известковисто-углисто-глинистыми сланцами и алевролитами, известковистыми песчаниками и известняками. Конгломераты, залегающие в нижней части разреза, состоят преимущественно из обломков известняков с остатками визейско–серпуховской фауны и редких галек кремня, кварца, зеленокаменных пород, алевролитов. Песчаники – серые и темно-серые кварц-известковистые, состоят из перекристаллизованных обломков известняка и подчиненных им обломков зеленокаменных пород и зерен кварца. Известняки встречаются в виде прослоев, имеют темно-серый (битуминозные) и серый цвет, иногда окварцованные и мраморизованные.

Известковистые алевролиты и известковисто-углисто-глинистые сланцы залегают в верхней части разреза, переслаиваются с известковистыми песчаниками и содержат многочисленные растительные остатки плохой сохранности.

Породы толщ практически немагнитные. Плотность терригенных пород составляет 2,50–2,65 г/см³, известняков – 2,65–2,70 г/см³. В физических полях толщи среди вмещающих каменноугольных образований не выделяются. В гравитационном поле они находятся в пределах

наиболее интенсивных отрицательных аномалий, свидетельствующих об общей большой мощности карбонатно-углеводородных образований.

Мощность толщ оценивается в 300–500 м.

Известняки верхней части разреза среднекаменноугольных отложений охарактеризованы фауной: *Pseudoendothyra preobrajenskyi* (Dutk.), *Eostaffella postmosquensis* Kir., *Pseudostaffella antiqua* (Dutk.), *P. krasnopolskyi* (Dutk.) var. *kuselensis* (Grosd. et Leb.), *P. ex gr. sphaeroidea* (Ehrenb.), *P. ex gr. gorskyi* (Dutk.), *Ozawainella cf. cumpani* Sosn., *Profusulinella ex gr. parva* (Lee et Chen), *P. ex gr. prisca* (Depr.), *P. ex gr. librovichi* (Dutk.), *Fusulinella cf. pulchra* Raus. et Bel., *F. ex gr. bocki* Moell., *Palaetextularia fragilis*, *Asteroarchaediscus cf. baschkiricus* (Krest. et Theod.), *A. ex gr. baschkiricus* (Krest. et Theod.), *A. sp. ind.* (определения А. В. Ярковой), которая свидетельствует о верхнемосковском возрасте пород толщи. В других участках в известняковых песчаниках, обломочных известняках, глинистых известняках и мергелях обнаружена фауна фораминифер: *Tolypammina repanda* Pop., *Endothyra baschkirica* (Pot.), *Eostaffella postmosquensis* Kir., *E. ex gr. prisca*, *E. ex gr. pseudostruvei*, *Pseudostaffella antiqua* (Dutk.), *P. praegorskyi* Raus., *Profusulinella prisca* var. *timanica*, *P. ex gr. romboides*, *P. ex gr. paratimanica*, *Schubertella obscura* Lee et Chen, *Archaediscus subcylindricus*, *Neoarchaediscus subbaschkiricus* var. *grandis* (определения А. В. Ярковой и З. Г. Симоновой), а также брахиопод: *Choristites ex gr. bisulcatiformis* Semich., *Neospirifer* (?) sp. и др. (определения В. Д. Шоха), по которым устанавливаются и более древние башкирские формы [54]. На основании этих определений принят среднекаменноугольный возраст нерасчлененных архангельской и кузейской толщ.

Федоровская толща (С₂fd) имеет распространение в Копейско-Брединской подзоне Алапаевско-Адамовской СФЗ, в Заозерной грабен-синклинали, расположенной в зоне Копейского разлома. Максимальная ширина грабен-синклинали составляет 2 км, протяженность – 30 км. Имеются единичные обнажения толщи, но, в основном, она откартирована по редким скважинам и горным выработкам предшественников и единичным скважинам КГК, пройденным при ГДП.

Представлена толща серыми известняками с прослоями полимиктовых песчаников и алевролитов.

В физических полях толща не выделяется. Магнитное поле над ней – отрицательное интенсивностью от –100 до –200 нТл. На гравитационных картах толща расположена в зоне градиента Копейского структурного шва.

Среднекаменноугольный возраст (башкирский век) установлен на основании определения фауны и микрофауны.

Мощность толщи ориентировочно оценивается в 300–500 м.

МЕЗОЗОЙСКАЯ ЭРАТЕМА

МЕЛОВАЯ СИСТЕМА

Меловая система на описываемой территории представлена только нижним отделом.

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Алапаевская толща (К₁ар) приурочена к площадям развития древних карстовых форм: эрозионно-структурным депрессиям позднемеозойского возраста и карстовым воронкам. Образования толщи представлены «беликами» – беловато-серыми и серыми кремнисто-каолининовыми, существенно глинистыми, породами с песком и щебнем окремненных известняков, иногда обломочным материалом служат окатанные кварцевые гальки. Слабая сортировка обломков и отсутствие слоистости свидетельствуют о формировании отложений водными потоками с непостоянным режимом. Породы алапаевской толщи развиты фрагментарно на карстующемся плотике, представленном известняками биргильдинской, архангельской и кузейской толщ карбона. Перекрываются «белики» переотложенной корой выветривания, образованиями синарской и куртамышской свит или маломощными суглинками четвертичного возраста. Органических остатков в отложениях алапаевской толщи не встречено, поэтому ее принадлежность к аптскому ярусу определена в соответствии с серийной легендой. Мощность образований толщи определяется характером плотика и поэтому неоднозначна, максимальные значения достигают 20 м.

Синарская свита (К₁sn). Отложения свиты развиты в Бессоновской депрессии позднемеолового возраста, где протягиваются полосой вдоль ее западного борта южнее р. Камышлы-

Аят. В составе пород синарской свиты наибольшим развитием пользуются пестроцветные (красные, вишневые, фиолетовые, желтые, белые, серые) каолиновые глины. Встречаются прослои лигнитов, гнезда среднезернистых кварцевых песков, линзы алевроитов, иногда – включения обуглившихся растительных остатков. К верхним горизонтам пестроцветных глин приурочены линзообразные и пластообразные залежи рыхлых и каменистых бокситов. Рыхлые бокситы обычно кирпично-красного цвета с четко выраженной бобовой структурой. Каменистые бокситы встречаются в виде маломощных (до 0,5 м) прослоев и лишь в единичных случаях достигают 8 метров [38]. Иногда среди глинистых фаций наблюдаются прослои и линзы бобово-конгломератовых железных руд халиловского типа [54]. В основании разреза бокситоносной залежи обычны желтовато-бурые охристые, иногда алевроитистые глины со слабовыраженной бобовой структурой, с обломками и щебнем окремненных известняков.

Образования синарской свиты несогласно залегают на осадках алапаевской толщи нижнего мела или на известняках среднего карбона, а перекрываются с размывом глинами куртамышской, наурузумской, светлинской свит и четвертичными образованиями.

Возраст отложений синарской свиты (аптский–альбский) устанавливается по стратиграфическому положению в разрезе и в соответствии с серийной легендой. Следует отметить, что по данным Л. В. Медведева [38] в 1976 году в скважине, пробуренной Магнитогорской ГРП севернее пос. Гульминский участок (современное название – Светлые озера), в темно-серых лигнитовых глинах, залегающих в виде прослоев среди бокситов, Г. П. Сложеничиной был определен спорово-пыльцевой комплекс сантон–кампанского возраста. Это положение не позволяет принять однозначное решение относительно возраста пород характеризуемой свиты, хотя сам разрез бокситоносных отложений литологически не отличается от всех известных на Урале отложений синарской свиты.

Мощность образований достигает 75 м.

МЕЗОЗОЙСКИЕ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ

Распространены повсеместно и представлены образованиями площадного и линейного типов. Площадная кора выветривания наблюдается на всех более древних породах, за исключением районов интенсивного проявления неотектонических процессов, приречного мелкосопочника и в долинах рек. Средняя мощность ее равна 15–30 м, на интенсивно эродированных площадях современных поднятий – 5–7 м. Кора выветривания 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. Особенностью Брединской площади является развитие мощной никеленосной коры выветривания по тектоническим контактам ультрабазитов и каменноугольных известняков (Гулинское месторождение никеля). Таким образом, четко прослеживается прямая связь мощности с особенностями тектонического строения палеозойского фундамента. Мощность кор трещинно-линейного типа достигает 100–120 м. В обоих случаях, в самом общем виде, в корах выветривания выделяется три зоны (снизу вверх): дезинтеграции, выщелачивания и охр.

По минералогическому составу в районе выделяется несколько профилей выветривания: нонtronитовый, силицифицированный, охристо-глинистый и гидрослюдистый. Первые два приурочены к ультраосновным породам, остальные встречаются на породах кислого, среднего, основного состава и метаморфических образованиях.

По вещественному составу выделяются следующие коры выветривания:

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

Кора выветривания по породам гранитоидного состава имеет значительное развитие и представлена, в основном, площадным типом. Она развита на части площадей гранитных массивов и почти целиком перекрывает все участки развития гранитоидных пород и гнейсов. Строение коры выветривания по кислым породам представляется в следующем виде (снизу вверх):

- дресвяные образования зоны дезинтеграции 1–15 м
- дресвяно-гидрослюдистые образования 10–20 м

– гидрослюдисто-каолиновые образования	10–15 м
– каолиновые глины	15–20 м
– охристо-каолиновые глины	до 4 м

Полные профили коры выветривания по гранитоидам встречаются редко. Отмечаются они в виде карманов и линейных зон приуроченных к разломам. На массивах преобладают коры нижней части разреза – от зоны дезинтеграции до гидрослюдисто-каолиновой зоны. Наибольшую мощность имеют коры на гранодиоритовых массивах, где в глинистых корах наряду с каолинитом отмечается монтмориллонит. Менее всего коры развиты по гранитоидам неплюевского, кременкульского и шалкарского комплексов, вплоть до почти полного их отсутствия. Характерным для коры выветривания кислых пород является присутствие циркона, монацита, ксенотима, граната и ильменита. Спектральными анализами установлены незначительно повышенные по сравнению с коренными породами содержания ванадия, меди, циркония, стронция, реже – бериллия, ниобия и редкоземельных элементов. В общем случае содержание всех микроэлементов за исключением свинца, кобальта и никеля возрастает снизу вверх по разрезу.

Кора выветривания по основным и средним интрузивным породам, эффузивам и их туфам развита почти повсеместно на площадях развития этих пород. Типичный разрез этого типа коры выглядит следующим образом (снизу вверх):

– зона дезинтеграции	8 м
– гидрослюдисто-монтмориллонитовая и каолинит-монтмориллонитовая зона	до 13 м
– охристо-каолиновая зона, сложенная красными, малиново-красными глинами	первые метры

Кора выветривания по туфам среднего состава обычно сиреневого цвета. Для кор выветривания по метабаазальтам характерны новообразования карбонатов в виде тонких прожилков. Спектральными анализами установлено увеличение по сравнению с коренными породами содержания следующих элементов: никеля, меди, свинца, цинка, ванадия.

Кора выветривания по серпентинитам развита на всех ультрабазитовых массивах района и представлена площадным и линейным типами. Характеризуется наличием следующих зон (снизу вверх):

– зона дезинтегрированных карбонатизированных серпентинитов	до 20–50 м
– наиболее развитая зона выщелоченных серпентинитов	15–20 м
– зона нонtronитовых глин	1–5 м, редко 8 м
– зона охристо-кремнистых пород	3–5 м

На большей части гипербазитовых массивов верхние зоны разреза коры выветривания размыты. Полные профили коры выветривания отмечаются на небольших участках. С ними связаны проявления силикатного никеля и кобальта. Линейные нонtronитовые коры выветривания отмечаются в зоне тектонического контакта Гулинского массива с каменноугольными известняками. Здесь выявлено Гулинское месторождение никеля. Силицифицированный профиль коры выветривания по гипербазитам, в том числе и по нонtronитовым корам, отмечается не повсеместно (участками) и выражается в окремнении пород и кор, развитием прожилков халцедона и опала. Мощность зон окремнения не превышает первых метров.

Кора выветривания по сланцам представлена (снизу вверх):

– дезинтегрированные породы	2–15 м
– светлоокрашенные каолиновые, каолинит-гидрослюдистые глины	12–20 м
– серые, желтые, розовато-коричневые обохренные глины	2–3 м

Наибольшую мощность до 60 м имеют коры по сланцам и песчаникам брединской свиты, наименьшую – по кремнисто-сланцевым породам булатовской толщи и чулаксайской свиты. Здесь среди устойчивых кремнистых пород, по которым развита лишь зона дезинтеграции, отмечаются полнопрофильные коры выветривания по слюдыстым сланцам. С корами выветривания над золотоносными метасоматитами по сланцам отмечается накопления золота, вплоть до промышленных. Они же являются источником для образования золотоносных россыпей.

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. В северной части Бре-

динско-Синешиханской грабен-синклинали отмечаются небольшие участки развития коры выветривания маршалитового типа.

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

КАЙНОЗОЙСКАЯ ЭРАТЕМА ПАЛЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА

ПАЛЕОЦЕН

Суринская толща (P_{1sn}) впервые выявлена работами Бессоновского ГПО [38]. Скважиной № 22 (№ 4 на геологических картах), пробуренной в пределах эрозионно-структурной депрессии, на глубине 71 м вскрыты серые и темно-серые каолиновые глины с прослоями мелкозернистых кварцевых песков и лигнитов. Залегают образования суринской толщи на карстующихся известняках среднего карбона или на «беликах» алапаевской толщи, перекрываются песками куртамышской свиты. Возраст датирован по спорово-пыльцевым комплексам, выделенным из растительных остатков (скважина №22 – № 4 на геологических картах) палинологами Г. П. Сложеничиной [38] и Л. А. Пьянковой [54]. По их заключению отложения, содержащие данные спорово-пыльцевые комплексы, имеют раннепалеоценовый возраст. Мощность отложений суринской толщи 10 м.

ЭОЦЕН

Саксаульская свита (P_2^{sk}). Отложения свиты наиболее широко развиты на востоке площади, где тяготеют к прибрежной части максимальной палеогеновой трансгрессии, в районе поселков Лебяжье и Княженское, где залегают на водоразделах с высотными отметками 320–330 м. На западе листа образования саксаульской свиты известны в южной части Казанской эрозионно-структурной депрессии, к югу от пос. Рымникский. Абсолютные отметки залегания пород саксаульской свиты составляют 340–360 м. Среди осадков свиты по мнению И. З. Шуб [58] выделяется два типа фаций: континентальные и прибрежно-морские.

Континентальная фация саксаульской свиты развита в Казанской депрессии. Породы представлены сливными кварцевыми песчаниками, плотными, звонкими с многочисленными отверстиями («дырчатые» песчаники) – следами корневых систем растений. Песчаники залегают в виде глыб на размытой и выровненной поверхности глинистой коры выветривания или среди делювиальных отложений миоцена и плейстоцена.

Прибрежно-морская фация саксаульской свиты представлена кварцевыми песками, обычно мелкозернистыми, хорошо сортированными, плотными с прослоями серовато-зеленых глин. Иногда в песках встречаются невыдержанные прослои и линзы кварцитовидных песчаников. Пески представлены серыми, светло-серыми и желтыми разностями с незначительным содержанием глинистого материала. Совершенная окатанность отдельных зерен, по мнению И. З. Шуб [58], объясняется работой морских прибрежных вод, а не эоловой деятельностью, как считают некоторые исследователи.

Возраст отложений саксаульской свиты датируется на основании сопоставления с подобными, фаунистически охарактеризованными породами на сопредельной территории и в соответствии с серийной легендой. Мощность саксаульской свиты достигает 10 м.

ОЛИГОЦЕН

Куртамышская свита (P_3kr). Отложения куртамышской свиты приурочены к площадям развития карстующихся пород: эрозионно-структурным депрессиям позднемезозойского возраста и миоценовым долинам. На дневную поверхность выходят в единичных случаях, в западной части листа. В общем случае образования свиты залегают на глубинах от 3 до 155 м. В отложениях куртамышской свиты преобладающая роль принадлежит серым и темно-серым гидрослюдисто-каолиновым глинам. Иногда в глинах встречаются прослои лигнитов и кон-

креции марказита. В подчиненном положении находятся светлые кварцевые пески, содержащие линзы лигнитов. В отдельных случаях образования свиты представлены только песчаными горизонтами с прослоями лигнитов и обломками дерева, что наблюдается в скв. 9 [33].

Возраст отложениям дан на основании определений Г. П. Сложеничиной спорово-пыльцевых комплексов среднего олигоцена. Данные комплексы извлечены из лигнитовых глин, отобранных с глубин от 48 до 154 м в скв. № 2 (№ 2 на геологических картах).

Мощность образований куртамышской свиты по данным Л. В. Медведева [38] достигает 105 м.

НЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА

МИОЦЕН

Наурзумская свита ($N_1^{1-2}nr$) на площади листа развита незначительно, преимущественно в долине реки Берсуат, где фиксирует древнюю миоценовую долину и в Бессоновской структурно-эрозионной депрессии. В обоих случаях образования свиты фрагментарно выходят на дневную поверхность, где представлены существенно каолиновыми глинами голубовато-серого и желтовато-белого цвета с прослоями кварцевых песков и галечников озерного и озерно-аллювиального генезиса. Сортированность материала озерно-аллювиальных образований плохая. Озерные отложения напротив представлены выдержанными по мощности и составу огнеупорными каолиновыми глинами.

Залегают наурзумские образования на песках и глинах куртамышской свиты, на мезозойской коре выветривания или непосредственно на карстующихся породах палеозойского возраста. Перекрываются отложениями светлинской свиты миоцена, жиландинской и кустанайской свиты плиоцена или четвертичными образованиями.

Отложения свиты датируются по положению в разрезе и в соответствии с серийной легендой.

Мощность отложений достигает 20 м.

Чаграйская свита ($N_1^{1-2}cg$). Отложения свиты известны на всей территории листа. В основном, это выходы на дневную поверхность, приуроченные к возвышенным участкам. Представлены песчаниками, гравелитами и конгломератами на железистом цементе, залегающими в виде развалов и глыб величиной от 0,5 до 3 м в поперечнике. Состав обломочного материала преимущественно кварцевый, окатанность зерен различная, исключая хорошо окатанные гальки. Цемент, составляющий до 40 % породы, железисто-кремнистый или железистый и состоит из бурых гидроокислов железа. Основной литологической разновидностью чаграйской свиты являются песчаники, имеющие беспорядочную структуру и состоящие из угловатых, полуокатанных, реже – окатанных зерен кварца удлинённой формы. Агрегаты кварца иногда трещиноваты. Железистые конгломераты представляют собой породу, состоящую из галек кварца размером 0,5–6 см в поперечнике изометричной или вытянутой формы и песчано-гравийного материала, связанных железистым цементом: соприкосновения или базальным.

Судя по характеру осадков, форме их залегания и локализации, чаграйская свита представлена аллювиальными образованиями.

Залегают породы свиты на поверхности мезозойской коры выветривания и на палеозойских породах, перекрываются (редко) образованиями неогена (светлинская и жиландинская свиты), а преимущественно встречаются на дневной поверхности. Чаграйская и наурзумская свиты, вероятнее всего, являются одновозрастными фаціальными разновидностями. Их взаимоотношения недостаточно изучены.

Мощность образований чаграйской свиты не превышают 3 м.

Светлинская свита (N_1^3sv) широко распространена на площади листа. Образования свиты представлены зеленовато-серыми, светло-серыми, желтовато-серыми глинами озерной фации. Для глинистых горизонтов характерны прослои глин с вертикальным расположением полос красного и серого цветов. Глины отличаются восковидным блеском, комковатой структурой, гипсоносностью, присутствием скорлуповатых железо-марганцевых бобовин. Состав глин преимущественно гидрослюдисто-каолинит-монтмориллонитовый. В основании образований нередко прослои глинистых песков и более грубого обломочного материала.

Породы свиты несогласно залегают на мезозойской коре выветривания, на образованиях мела и палеогена (в эрозионно-структурных депрессиях и в древних речных долинах), а также на породах палеозойского фундамента и отложениях наурзумской свиты.

Известны многочисленные выходы светлинской свиты на дневную поверхность. Но в общем случае отложения свиты перекрываются с постепенным переходом глинами жиландинского

возраста. Возраст свиты датируется согласно серийной легенде. Мощность отложений достигает 20 м.

ПЛИОЦЕН

Жиландинская свита (N_2^1zl). Отложения жиландинской свиты не имеют четкой приуроченности к эрозионно-структурной депрессии и широко распространены по всей территории листа. В литологии пород жиландинской и светлинской свит отмечается значительное сходство в силу условий образования (аридный климат и озерный генезис). Породы жиландинской свиты, так же как и светлинской, хорошо диагностируются. Они имеют монотонную окраску красновато-бурых и кирпично-красных тонов и восковидный блеск.

В основании разреза нередко присутствует мелкопесчаный обломочный материал. В составе глин несколько повышенное содержание каолинита по сравнению со светлинской свитой, а в остальном не отличается от состава последней. Обломочный материал преимущественно кварцевый.

Возраст жиландинской свиты дан в соответствии с серийной легендой. Залегают образования свиты, как уже отмечалось, на светлинских глинах, а также на отложениях чаграйской и наурзумской свит, на коре выветривания или породах палеозойского возраста, перекрываются вышележащими образованиями плиоцена и квартера.

Мощность отложений бывает значительной, до 25 м.

Кустанайская свита (N_2^2ks) пользуется ограниченным распространением, ее отложения приурочены в основном к долине реки Берсуат, и незначительные участки отмечаются в верховьях реки Мукрю-Аят, в северо-восточной части площади. Аллювиальные образования кустанайской свиты представлены супесями, суглинками, бурыми песчанистыми глинами с линзами песков, гравия и известковистыми стяжениями. На дневной поверхности кустанайская свита отмечается высыпками красновато-бурой известковистой глины и железистым бобовником, иногда присутствием гравия полимиктового состава. Залегают отложения свиты, как правило, на коре выветривания, на породах жиландинской и светлинской свит. В последнем случае наблюдается несогласное залегание и наличие базального слоя, образованного полимиктовыми галечниками.

Палеонтологическая охарактеризованность слабая. Севернее площади, в районе поселка Варна, в подобных отложениях были определены остракоды, типичные для верхнего плиоцена [54].

Мощность отложений кустанайской свиты от первых метров до 15 м.

Песчано-суглинистая толща (N_2^3ps). Отложения данного подразделения встречаются фрагментарно в долине реки Берсуат и ее притоков и покрывают незначительные площади. Песчано-суглинистая толща представлена коричневатобурыми и красноватобурыми суглинками, иногда облессованными с поверхности. Обычным для толщи являются прослой полимиктовых песков и известковистые стяжения. Изредка встречаются гипс и железистые бобовины.

Залегают образования толщи на породах плиоцена и на коре выветривания мезозойского возраста, а перекрываются четвертичными суглинками элювиального и делювиального генезиса. Возраст дан по положению в стратиграфическом разрезе, в соответствии с серийной легендой Южного Урала.

Мощность песчано-суглинистой толщи составляет 3 м.

ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА

ПЛЕЙСТОЦЕН

НЕОПЛЕЙСТОЦЕН

Нижнее звено

Делювиальные отложения (dl) выполняют эрозионные ложбины на междуречьях, выделены в центральной части листа В. А. Лидером [17] и в северо-западной части Э. В. Шалагиновым [54]. Сложены песчаными глинами коричневого, красновато-коричневого цвета, с мелким щебнем подстилающих пород и с включениями железисто-марганцовистых бобовин. Перекрываются глинами и лессовидными суглинками верхнего неоплейстоцена. В соответствии с серийной легендой Южного Урала они отнесены к нижнему неоплейстоцену. Мощность до 5–10 м.

Среднее–верхнее звенья нерасчлененные

Элювиальные и делювиальные образования (e,dll–III) широко развиты в восточной и северо-восточной частях листа на междуречных пространствах и их склонах. Налегают на нижележащие более древние породы. Сложены глинами, суглинками, щебнем и дресвой. Мощность образований до 3 м.

Делювиальные образования (dll–III) покрывают верхнюю часть склона долины реки Берсуат и склоны верховий Коряжного дола и Скубы, с размывом налегая на более древние породы. Сложены они суглинками и супесями с включением щебня и дресвы местных пород, редкой полукатанной галькой и гравием полимиктового состава с карбонатными стяжениями и гнездами гипса. Мощность достигает 5 м. По положению в разрезе и в соответствии с серийной легендой Южного Урала они датированы средним–верхним неоплейстоценом.

Элювиальные образования (ell–III) развиты по всей площади листа в верхних частях холмов, увалов, водоразделов, иногда на эрозионных врезах склонов речных долин. Вниз по склону постепенно замещаются элювиально-делювиальными образованиями. Представлены щебнем, дресвой подстилающих пород с примесью суглинков и глин. Мощность их до 3 м.

Верхнее звено

Стрелецкий–ханмейский горизонты нерасчлененные. *Делювиальные и аллювиальные образования (d,a,IIIst–hn)* слагают верхнеплейстоценовую поверхность выравнивания, коррелятную второй надпойменной террасе, а также террасовалы в долинах рек Камышлы-Аят и Синташта. На удалении от современных долин, особенно на пологих и низких междолинных водоразделах, преобладает делювий, причем, иногда недалекого переноса. При приближении к долинам увеличивается роль потоковых образований – грубого делювия, пролювия и аллювия в русловых и пойменных фациях оврагов и балок с временными водотоками. Сложены алевритами, песками, суглинками, глинами, гравийниками, галечниками. Мощность образований до 3 м.

Стрелецкий–ханмейский горизонты объединенные. *Аллювиальные образования (α^2 IIIst+hn)* слагают вторую надпойменную террасу рек Камышлы-Аят и Синташта, представленную отдельными небольшими по площади фрагментами. Аллювий сложен песчанистыми глинами, суглинками, песками и гравийниками, обычно с возрастающей долей глин вниз по разрезу. Многие разрезы высокой террасы перекрыты делювием, часто с характерной перекрестной слоистостью. Мощность аллювия варьирует от 2,5 до 5 м.

Невьянский и поляноуральский горизонты объединенные. *Аллювиальные образования (α^1 IIIst+pu)* слагают первую террасу всех крупных водотоков района. Аллювий представлен переслаиванием песчаных глин, суглинков, с горизонтами песков и гравийников. В глинистых разностях присутствуют ракушки остракод. Отдельные пачки часто обохрены или карбонатизированы. Аллювий первой террасы часто вложен в аллювий второй, выполняя еще более древние структурные депрессии.

Типичный разрез первой террасы наблюдается в северной стенке песчаного карьера (т. н. № 4062 – № 2 на геологической карте четвертичных образований) в 3 км от пос. Рымникский вниз по течению р. Синташта:

1. Суглинки буровато-серого цвета с многочисленными включениями дресвы щебня и плохо окатанных кварцевых галек0,15 м
2. Суглинистая почва черного цвета с полукатанными обломками кварца и дресвой того же состава..... 0,2 м
3. Глинистые пески с дресвяно-щебнистыми включениями кварцевого состава (до 40 %) и линзами размером 3×20 см; 5×70 см песчанистой глины темно-коричневого цвета. Породы слоя образуют слоистость близгоризонтального направления. Слоистость образуется протяженными линзами песчанистых глин. Кроме того, наблюдаются пятна глинисто-дресвяного состава – результат выветривания обломков гранитов (в настоящее время – это толща каолиновых глин светло-серого цвета, с обломками кварца)0,65 м
4. Линза погребенной почвы с многочисленными обломками кварца полукатанного размером от гравия до гальки (1,5 см). Размер линзы 0,25×0,2 м. Затем она выклинивается 0,25 м и в виде пятен тянется на запад и восток.....0,25 м
5. Пески ржаво-коричневого цвета со щебнем и дресвой кварцевого и гранитного состава.....0,15 м
6. Почва песчаная черного цвета с гравийными зернами и дресвой кварца.....0,2 м

Из аллювия реки Камышлы-Аят (т. н. № 4044 и 4062 – № 1 и 2 соответственно на геологической карте четвертичных образований) определены спорово-пыльцевые комплексы, которые не противоречат возрастной характеристике этих образований. Залегает аллювий на цоколе пород

фундамента, коре выветривания или на палеоген–неогеновых образованиях. Мощность осадков до 10 м.

Североуральский надгоризонт. *Делювиальные образования* (dIIIsv) покрывают склоны мелких притоков рек, логов и оврагов. Представлены светло-бурыми и бурными карбонатизированными суглинками со щебнем и дресвой местных пород. В верхней части суглинки и супеси иногда облессованы, с рыхлыми карбонатными стяжениями. На основании фациального сочленения делювия с аллювиальными отложениями первой надпойменной террасы возраст делювия принят верхненеоплейстоценовым. Мощность образований до 5 м.

ПЛЕЙСТОЦЕН, НЕОПЛЕЙСТОЦЕН, СРЕДНЕЕ ЗВЕНО–ГОЛОЦЕН

Десерпционные образования (drII–H) развиты в восточной части листа на склонах нижних поверхностей выравнивания и долинных склонах. Они образуют своеобразную струйчатую поверхность, генетически и пространственно связанную с плоскими водораздельными поверхностями и эрозионными врезами разного масштаба.

В этих образованиях отмечаются признаки склонового крипа – вплоть до срыва в подошве комплекса, и поэтому по генезису отнесены к десерпционным. По сравнению с более молодым верхнеплейстоцен–голоценовым десерпцием, рассматриваемые образования практически нигде не встречены в хороших естественных обнажениях. Представлены суглинками, супесями со щебнем и дресвой. Мощность образований до 2 м.

ПЛЕЙСТОЦЕН, НЕОПЛЕЙСТОЦЕН, ВЕРХНЕЕ ЗВЕНО–ГОЛОЦЕН

Десерпционные образования (drIII–H) развиты на склонах террас транзитных рек и, в большей степени, на склонах локальных водосборных бассейнов молодой эрозионной сети. Представлены разнообразными суглинками и кластитами (супесями, дресвой, щебнем) со следами склонового течения, мощностью до нескольких метров. Десерпционные образования коротких, относительно крутых склонов пойм и низких надпойменных террас представлены супесями и суглинками, с развалами курумникового типа и скальными останцами коренных пород. Возраст дан по геоморфологическому положению в рельефе. Мощность образований до 1,5 м.

ПЛЕЙСТОЦЕН, НЕОПЛЕЙСТОЦЕН, ВЕРХНЕЕ ЗВЕНО, НЕВЬЯНСКИЙ ГОРИЗОНТ–ГОЛОЦЕН, ГОРБУНОВСКИЙ ГОРИЗОНТ НЕРАСЧЛЕНЕННЫЕ

Делювиальные и аллювиальные образования (d,aIIInv–Hgr) выделяются на севере и крайнем юго-западе листа. Они выполняют молодые эрозионные ложбины, коррелятные первой террасе и пойме, а также их склоны. Эрозионные ложбины, выполненные данными образованиями, представляют собой сухие овраги и долины со вскрытыми водоносными горизонтами. Эти долины возникают неоднократно на одних и тех же местах, заполняя и размывая ложбины. Представлены песками, глинами, галечниками, гравийниками, суглинками их переслаиванием. Мощность образований до 4 м.

Аллювиальные образования (aIIInv+Hgr) объединяют аллювий первой надпойменной и всех пойменных террас, которые часто в масштабе карты нельзя показать изолированно. Кроме того, возрастные характеристики низких террас остаются во многих случаях неопределенными, так как четкие критерии, позволяющие различать голоценовые и верхненеоплейстоценовые элементы в непрерывной лестнице террас, зачастую попросту отсутствуют. Образования представлены глинами, песками, галечниками. Мощность их достигает 6 м.

ГОЛОЦЕН

Горбуновский горизонт. *Озерные образования* (IHgr) выделены преимущественно в северной половине площади листа на водораздельных пространствах, в понижениях рельефа, в виде редких и мелких озерных ванн. Современные мелкие зарастающие озера являются, вероятно, реликтами бывших крупных озерных бассейнов. Представлены песками, суглинками, илами. Мощность достигает 3–4 м.

Делювиальные и аллювиальные образования (d,aHgr) слагают русла современных мелких пересыхающих притоков, ложки и овраги временных водотоков. Представлены глинами и суглинками со щебнем. Мощность их достигает 2 м.

Аллювиальные образования (aHgr) повсеместно распространены по долинам основных рек и их притоков. Аллювий высокой поймы вложен в аллювий первой надпойменной террасы или прислонен к делювиальным, элювиальным и делювиальным образованиям. Представлен песками, супесями, глинами серого и темно-серого цвета. В нижней части присутствуют гравийники и галечники. Мощность образований достигает 8–10 м. С аллювием связаны месторождения строительных песков в долине р. Синташта, ниже пос. Бреды.

Верхняя часть. *Техногенные образования (tHgr²)* относятся отвалы и карьеры на отработках минерального сырья. Выделяются на севере и западе площади. Мощность до 3 м.

ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА НЕРАСЧЛЕНЕННАЯ

Элювиальные и делювиальные образования (e,d) широко распространены по всей территории листа. Они образуют покров плиоцен–четвертичной поверхности выравнивания, и представлены глинами, супесями, суглинками, и неокатанными кластитами, мощностью до 5 м. С ними связаны россыпи золота.

Элювиальные образования (e) развиты в западной, наиболее возвышенной части листа, в верхних частях холмов, увалов, водоразделов, иногда на эрозионных врезках склонов речных долин. Представлены щебнем, глинами и суглинками с выветрелым щебнем и дресвой подстилающих пород. Нижняя границы постепенная, особенно в том случае, когда элювиальные породы залегают на коре выветривания мезозойского возраста. Мощность до 3 м.



ИНТРУЗИВНЫЙ МАГМАТИЗМ

Интрузивные породы на Брединской площади занимают довольно значительные площади и слагают многочисленные, различные по форме, величине и составу массивы. Среди интрузивных комплексов выделяются:

- ордовикские: усеновский ($\Sigma'O?u$) дунит-гарцбургитовый, дружининский ($\Sigma'O?dr$) и чебаркульско-казбаевский габбро-дунит-гарцбургитовые ($\Sigma'O?ck$);
- позднеордовикский крыклинский метагаббро-метадиорит-метаплагиогранитовый ($gr\gamma'O_3k_3$);
- раннедевонские: каменнодольский ультрамафитовый ($\Sigma'D_1kd$) и подольский дунит-гарцбургитовый ($\Sigma'D_1p$);
- ранне-среднедевонский айдырлинские субвулканические образования ($\zeta\pi D_{1-2}ad$);
- позднедевонские: джабыгасайский габбро-диорит-плагиогранитовый ($v-v\delta, v\beta D_3d_1; v-v\delta D_3d_{1-2}; q\delta-p\gamma D_3d_2; p; r\gamma D_3d_3$) и урусиксенский монцитит-граносиенит-лейкогранитовый ($q\delta-q\mu; v, v-\mu v D_3u_1; \gamma\delta-\gamma\xi D_3u_2$);
- раннекаменноугольные: кумакский диорит-плагиогранитовый ($p\gamma; p\gamma; p\gamma\pi C_1k_2$), таяндинские субвулканические образования ($\beta; \delta\pi C_1tn$), неплюевский габбро-гранодиорит-гранитовый ($\gamma\delta C_1n_2; \gamma C_1n_3$), биргильдинские субвулканические образования ($\delta\pi C_1br$), кайрактинские субвулканические образования ($\tau\alpha\beta; \lambda, \tau\lambda; v\beta, vC_1kr$) и кокпектысайский габбро-диорит-плагиогранитовый ($v, v-v\delta C_1kk_1; \gamma\delta, q\delta-\gamma\delta; \delta C_1kk_2; p\gamma C_1kk_3$);
- раннепермские: кременкульский гранит-лейкогранитовый ($\gamma, p; \gamma, l\gamma P_1kr$) и шалкарский гранитовый ($\gamma, \gamma\pi; \gamma, l\gamma P_1s_2$).

ОРДОВИКСКИЕ ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Чебаркульско-казбаевский комплекс габбро-дунит-гарцбургитовый ($\Sigma'O?ck$) имеет развитие в Челябинско-Суундукской подзоне Алапаевско-Адамовской СФЗ. Представлен комплекс апоперидотитовыми, реже аподунитовыми серпентинитами, линейные тела которых тяготеют к зонам разломов. Наиболее крупные из них выделяются в Гулинском полихронном и полиформационном массиве, основная часть которого сложена габброидами джабыгасайского комплекса. В западном и восточном эндоконтакте его выделены два линейных тела комплекса субмеридионального простирания, протяженностью до 12 км при ширине до 2 км, более мелкие тела выделяются в центральной его части.

Обнаженность тел плохая, но они хорошо изучены при поисковых и разведочных работах на силикатный никель [7, 19]. Сложены они аподунитовыми и апогарцбургитовыми серпентинитами. По составу серпентиниты трех типов: антигоритовые, реже хризотил-антигоритовые и лизардитовые. Серпентиниты грубо или тонко рассланцованы, часто фисташково-зеленые, состоят из беспорядочно расположенных чешуек антигорита и сопровождающих его волокон хризотила, призм тремолита, чешуек талька, пелитоморфных участков карбоната, весьма редкой рассеянной вкрапленностью магнетита и хромита. Частично, особенно в краевых частях массивов, серпентиниты переходят в тальково-карбонатные, тремолитовые и тальково-хлоритовые сланцы. Химический состав пород массива приведен в таблице 2.

Плотность пород массива зависит от степени серпентинизации и варьирует от 2,40–2,56 до 2,74 г/см³, средняя – 2,67 г/см³. Магнитная восприимчивость меняется от единиц (оталькованные породы) до 10 000·10⁻⁵ ед. СИ.

Средний химический состав plutонических пород

Индекс подразделения	№ масс. *	Породы	Кол-во ан.	Результаты химических анализов											
				SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	п.п.п.	№ ист. по списку лит-ры
Σ'O?ck	2	Аподунитовый серпентинит	2	36,70	0,08	0,64	7,68	0,81	0,05	36,96	0,16	-	-	15,33	28
	2	Апоперидотитовый серпентинит	3	40,83	0,01	0,70	5,11	1,69	0,10	38,37	0,13	0,09	0,07	12,19	28
Σ'O?u	3	Апогарцбургитовый серпентинит	3	41,07	0,04	1,22	5,04	1,49	0,09	38,20	0,21	-	-	11,85	28
vD ₃ d ₁	2	Габбро	1	48,84	1,02	13,06	1,8	10,13	0,27	8,96	11,19	2,4	0,5	0,7	28
δD ₃ d ₁	2	Диорит	1	60,1	0,97	16,7	2,28	3,66	0,12	3,18	4,01	4,0	2,79	2,18	28
vD ₃ d ₁	4	Габбро	1	51,32	0,98	15,40	7,34***		н.д.	2,92	16,80	3,67	0,53	0,82	33
vδD ₃ d ₁	4	Габбродиорит	1	52,22	1,11	17,87	8,53		н.д.	5,10	8,40	3,55	0,85	2,01	33
qδD ₃ d ₂	11	Кварцевый диорит	2	63,04	0,47	18,06	0,88	3,68	0,12	2,04	5,25	3,55	1,55	н.д.	28
pyD ₃ d ₃	11	Плагιοгранит	1	74,46	0,84	14,17	1,06***		н.д.	0,30	2,52	4,26	1,24	0,80	33
pyD ₃ d ₃	б/н	Плагιοгранит	1	76,08	0,56	14,00	0,19**		н.д.	0,10	0,42	7,55	0,24	0,54	33
vδD ₃ u ₁	21	Габбродиорит	2	53,58	1,01	14,69	3,96	4,90	0,01	7,65	6,85	2,86	1,70	н.д.	56
μD ₃ u ₁	21	Монзонит	1	56,60		16,78	3,83	3,19	0,01	3,29	5,06	3,37	4,61	н.д.	56
δD ₃ u ₁	21	Диорит	1	56,24	0,94	15,67	4,22	2,52	0,01	4,84	6,20	3,22	2,96	н.д.	56
qδD ₃ u ₁	21	Кварцевый диорит	2	62,61	0,51	15,58	3,78	2,00	0,05	3,37	3,89	3,57	2,93	н.д.	56
γξD ₃ u ₂	21	Граносиенит	1	69,03	0,24	12,80	1,49	1,85	0,01	2,86	2,43	3,37	4,54	н.д.	56
δC ₁ n ₂	1	Диорит	1	56,37	1,34	15,25	3,12	5,62	0,15	3,89	5,73	3,98	2,33	1,72	28
γδC ₁ n ₂	1	Гранодиорит	1	66,64	0,54	15,44	1,67	1,25	0,07	2,69	2,44	3,55	3,77	1,54	28
pδC ₁ n ₂	1	Плагιοгранит	1	68,86	0,29	16,73	1,34	1,59	0,06	1,03	2,37	4,01	1,54	1,18	28
qδC ₁ n ₂	6	Кварцевый диорит	1	63,54	0,77	13,86	3,09	4,02	0,05	2,04	3,83	4,54	2,50	0,92	28
γδC ₁ n ₂	6	Гранодиорит	2	65,49	0,66	14,66	2,09	1,07	0,08	2,51	3,77	4,14	2,04	1,39	28
γC ₁ n ₃	6	Гранит	2	71,85	0,22	14,89	1,11	0,75	0,02	0,62	1,68	4,88	2,80	1,81	28
qδC ₁ kk ₂	16	Кварцевый диорит	1	62,20	0,49	16,80	6,03**		н.д.	2,52	6,30	2,51	1,05	1,78	33
pyC ₁ kk ₃	10	Плагιοгранит	1	71,94	0,16	15,56	2,09**		н.д.	0,30	2,62	4,26	2,09	0,70	33
γP ₁ kr	17	Гранит	1	70,76	0,14	16,09	0,85	1,11	0,03	0,64	1,96	3,93	3,61	0,27	28
lyP ₁ kr	17	Лейкогранит	3	72,93	0,13	13,99	0,20	1,82	0,17	0,21	0,76	2,98	5,72	0,33	28
pP ₁ kr	17	Пегматит	1	72,78	0,02	14,33	0,05	1,54	0,24	0,01	0,35	2,71	6,92	0,41	28
γP ₁ kr	8	Гранит	1	70,25	0,16	15,63	0,55	1,06	0,02	0,56	2,29	4,54	4,40	0,42	28
lyP ₁ s ₂	б/н	Лейкогранит	4	75,52	0,11	12,75	0,62	0,7	0,02	0,19	0,53	4,06	4,46	0,60	28

* Номер массива на тектонической схеме (б/н – интрузии без номера).

** Fe₂O₃ общее.

В магнитном поле тела серпентинитов выделяются положительными аномалиями интенсивностью до 2 000 нТл. В гравитационном поле они находятся в зоне градиента положительной аномалии над габброидами массива джабыгасайского комплекса. По данным магниторазведки восточное тело имеет крутое падение близкое к вертикальному, западное тело имеет западное падение под углом 50° и с глубиной сменяющееся на близвертикальное.

По мнению автора, серпентинитовые тела комплекса в Гулинском массиве являются ксенолитами в габброидном массиве джабыгасайского комплекса. На контактах с габброидами в серпентинитах отмечается оталькование. Поздними тектоническими подвижками интрузивные контакты были частично подсорваны, а часть тел серпентинитов претерпели пластические (экструзивные) перемещения. Контакты гипербазитовых тел массива с маячной свитой и каменноугольными отложениями – тектонические.

С гипербазитами комплекса связаны проявления хромита, а с корой выветривания по ним – гипергенного никеля.

Ордовикский возраст комплекса принят исходя из самых общих геологических представлений о вхождении его в ордовикскую офиолитовую ассоциацию.

Автор считает, что гипербазиты чебаркульско-казбаевского комплекса и оливиновые базальты, отмечающиеся прослоями в отложениях маячной свиты, являются продуктами дифференциации одной и той же магмы. На основании этого предположения возраст татищевского комплекса может быть уточнен как среднеордовикский.

Успенский комплекс дунит-гарцбургитовый ($\Sigma'O?u$), по мнению автора, является аналогом чебаркульско-казбаевского комплекса. Комплекс распространен в Копейско-Брединской подзоне Алапаевско-Адамовской СФЗ. Представлен он Колчинским, Коряжным и Гогинским массивами, а также многочисленными мелкими телами, приуроченными к разрывным нарушениям, преимущественно в отложениях брединской свиты.

Комплекс представлен апоперидотитовыми (апогарцбургитовыми), реже аподунитовыми серпентинитами, по физическим свойствам и составу аналогичными таковым чебаркульско-казбаевского комплекса. Имеющиеся химические анализы апогарцбургитовых серпентинитов Гогинского массива приведены в таблице 2.

В гравитационном поле на детальных картах массивы комплекса выделяются отрицательными аномалиями Δg . В магнитном поле телам серпентинитов соответствуют контрастные положительные аномалии. На детальных картах контуры массивов уверенно проводятся по изолинии 1 000 нТл.

Магнитная аномалия в южной части Брединско-Синешиханской грабен-синклинали указывает на то, что Колчинский и Коряжный массивы являются частью крупного (10×10 км) тела, возможно тектонического покрова, залегающего на отложениях маячной свиты и перекрытого отложениями брединской свиты.

Породы комплекса прорываются телами габбродолеритов позднедевонского джабыгасайского комплекса.

Геологических данных недостаточно для надежного определения возраста комплекса. Ордовикский возраст комплекса условно принят из самых общих представлений об их вхождении в единую офиолитовую ассоциацию с ордовикскими кремнисто-базальтовыми комплексами.

По аналогии с чебаркульско-казбаевским комплексом возраст успеновского комплекса, скорее всего, является среднеордовикским.

Дружинский комплекс габбро-дунит-гарцбургитовый ($\Sigma'O?dr$) имеет развитие в Ильинско-Марииновской подзоне Красногвардейско-Светлинской СФЗ.

Комплекс представлен безымянным массивом, расположенным у северной рамки листа, к востоку от пос. Княженский, большая часть которого находится за пределами площади. На описываемую площадь выходят два его заливообразных участка общей площадью около 6 км².

Площади массива соответствует положительная магнитная аномалия, но из-за развития процессов оталькования, границы массива выделяются нечетко. В поле гравитации, из-за малой вертикальной мощности, массив не выделяется.

В составе массива отмечаются апогарцбургитовые и аподунитовые серпентиниты и талькхлоритовые породы. Серпентиниты принадлежат преимущественно к антигоритовым или хризотил-антигоритовым разновидностям, с листоватой и решетчато-листоватой структурами. Кроме антигорита, хризотила и бастита, довольно часто в них наблюдается карбонат, хлорит, тальк, уваровит, а также магнетит и хромит.

Возраст дружинского комплекса по аналогии с вышеприведенными однотипными комплексами условно принят ордовикским.

ПОЗДНЕОРДОВИКСКИЕ ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Крыклинский комплекс метагаббро-метадиорит-метаплагиогранитовый распространен в Ильиновско-Марииновской подзоне Красногвардейско-Светлинской СФЗ. Комплекс трехфазный, но на описываемой площади выделяются только породы *третьей фазы* ($gr\gamma'O_3k_3$), представленные Селинташским массивом и более мелкими телами гнейсоплагиогранитов, превращенными в бластомилониты. Породы состоят из раздробленных зерен олигоклаза, кварца, микроклина, таблитчатого биотита, сцементированных облекающей массой этих же минералов, что иногда создает впечатление очковой текстуры. В крупных «очках» иногда наблюдаются первичные гнейсоплагиограниты.

Границы Селинташского массива приведены с большой долей условности, так как вмещающие их светлые плагиогнейсы имеют практически тот же минеральный состав и тоже превращены в бластомилониты.

В магнитном и гравитационном полях площади массива соответствуют отрицательные аномалии, но среди вмещающих его пород кусаканской толщи массив не выделяется.

Надежных радиологических определений возраста комплекса нет. Возраст комплекса определяется по геологическим данным. Породы комплекса прорывают раннерифейские отложения кусаканской толщи, а сами прорываются гранитоидами раннекаменноугольного кокпектысайского комплекса, ксенолиты милонитизированных гнейсоплагиогранитов отмечаются в южной части Княженского массива позднедевонского джабыгасайского комплекса.

На сопредельной с юга площади гранитоиды комплекса прорывают отложения маячной свиты и энбекшинской толщи ($O_{2-3}en$), а сами подвержены ультраметаморфизму с образованием тел мигматитов и плагиогранитов раннесилурийского копинского комплекса.

На основании приведенных данных возраст комплекса, с долей условности, принимается позднеордовикским, что соответствует актуализированной версии серийной легенды.

РАННЕДЕВОНСКИЕ ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Каменнодольский комплекс ультрамафитовый ($\Sigma'D_1kd$) развит в Копейско-Брединской подзоне Алапаевско-Адамовской СФЗ. Представлен комплекс Каменнодольским массивом, являющимся петротипом комплекса и серий жилообразных и линзообразных тел вытянутых в меридиональном направлении вдоль разрывных нарушений.

Представлен комплекс нерасчлененными апоперидотитовыми, реже аподунитовыми серпентинитами, жильный комплекс – пироксенитами. Состав пород комплекса, характер их изменения (серпентинизации) и их физические свойства близки к гипербазитам усеновского комплекса. Поэтому отнесение мелких тел серпентинизированных гипербазитов к каменнодольскому комплексу проведено с большой долей условности. К каменнодольскому комплексу отнесены тела гипербазитов, распространенные в Наследнинской грабен-синклинали, Каменнодольском блоке и в юго-восточной части Павловской горст-антиклинали (в Восточно-Павловском блоке).

Обнаженность пород средняя. Имеются коренные выходы в долине р. Скуба, многочисленные высыпки и более редкие обнажения на водоразделах. Каменнодольский массив и наиболее крупные тела комплекса хорошо изучены горными выработками и скважинами при поисковых работах на никель [7, 18, 24].

Каменнодольский массив расположен в восточной части Наследнинской грабен-синклинали. Протяженность массива в субмеридиональном направлении 30 км, при ширине до 5 км. На планах локальных аномалий Δg площади массива соответствует отрицательное гравитационное поле интенсивностью от -2 до -15 мГал, но, среди метаморфических пород Каменнодольского блока на западе и каменноугольных отложений брединской свиты в поле гравитации массив не выделяется. На планах ΔT площади массива и более мелким телам комплекса соответствуют контрастные положительные магнитные аномалии интенсивностью до 2 500 нТл, а границы массивов достаточно уверенно выделяются по изолинии 1 000 нТл. По данным магниторазведки массив имеет крутое западное падение, а его вертикальная мощность составляет более 1 200 м.

С раннепротерозойской гнейсовой толщей контакт массива тектонический (Каменнодольский разлом), контакты с брединской свитой – экструзивные. Наличие в массиве ксенолитов (тектонических отторженцев) пород брединской свиты говорит о том, что современное положение массива является результатом экструзивного внедрения в послевизейское время.

Сложен Каменнодольский массив апоперидотитовыми серпентинитами с пластинчатой, листоватой или решетчато-листоватой структурами и составом из количественно преобладающе-

го антигорита, подчиненных ему хризотила и бастита и сопутствующих им мелких вкрапленников магнетита, хромита, уваровита. В некоторых разностях наблюдается хлорит, карбонат, тремолит, тальк. Ограниченное распространение имеют аподунитовые хризотилитовые серпентиниты, образующие штокообразные тела, жилы и шпирсы вдоль западного контакта массива. Структура их сетчатая. Имеются реликты зерен оливина, заключенные внутри петель, образованных перекрывающимися шнурами из хризотила. Обычна густая вкрапленность хромита и пылевидного магнетита. Неизменные породы в массиве представлены жильными пироксенидами, сложными моноклинным пироксеном (60–98 %), серпентином 2–38 % и рудным минералом до 1 %.

Раннедевонский возраст комплекса принят из общих геологических представлений о формировании его в раннедевонскую стадию рифтогенеза.

Подольский комплекс дунит-гарцбургитовый ($\Sigma D, p$) распространен в Ильиновско-Марииновской подзоне Красногвардейско-Светлинской зоны. Представлен комплекс нерасчлененными апогарцбургитовыми, реже аполерцолитовыми и аподунитовыми серпентинитами. Жилообразные и линзообразные тела гипербазитов комплекса выделены среди каменноугольных отложений в Сарыобинской грабен-синклинали. Обнаженность пород слабая. Тела комплекса хорошо выделяются на планах ΔT контрастными положительными аномалиями. На геологической карте показаны генерализованные контуры скоплений жило- и линзообразных тел комплекса.

Раннедевонский возраст комплекса принят из общих геологических представлений о формировании его в раннедевонскую стадию рифтогенеза.

РАННЕ-СРЕДНЕДЕВОНСКИЕ ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Айдырлинские субвулканические образования ($\zeta D_{1-2} ad$) пространственно и генетически связаны с вулканидами одноименного комплекса, развитого в Копейско-Брединской подзоне Алапаевско-Адамовской СФЗ, в юго-восточной части Павловской горст-антиклинали – Восточно-Павловском блоке. Представлены они небольшими (до $3 \times 0,6$ км) телами плагиофировых дацитов тяготеющими к разрывным нарушениям. В физических полях тела не выделяются, на поверхности они практически не обнажены (имеются редкие высыпки) и изучены по скважинам [56].

Внешне дациты представляют собой серые, темно-серые, иногда с буроватым оттенком породы с отчетливо выраженной порфировой структурой и массивной часто миндалекаменной структурой. Основная масса – микрофельзитовая. Вкрапленники представлены плагиоклазом, в меньшей степени кварцем и темноцветными минералами и составляют до 35–40 % объема породы. Плагиоклаз (№ 35–40) серицитизирован, его размер – до 3 мм. Темноцветные минералы (по всей видимости биотит) полностью хлоритизированы. Из аксессуарных минералов присутствует апатит.

Тела комплекса прорывают отложения раннесилурийской булатовской толщи.

Возраст айдырлинских субвулканических образований по аналогии со стратифицируемой частью комплекса принят ранне-среднедевонским.

ПОЗДНЕДЕВОНСКИЕ ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Джабыгасайский комплекс габбро-диорит-плагиогранитовый имеет широкое распространение в Копейско-Брединской подзоне Алапаевско-Адамовской СФЗ и в Ильиновско-Марииновской подзоне Красногвардейско-Светлинской СФЗ.

Комплекс трехфазный. *Первая фаза* представлена габбро, габбродиоритами, габбродолеритами ($v-v\delta, v\beta D_3 d_1$); *первая и вторая фазы нерасчлененные* – габбро, габбродиоритами, диоритами ($v-v\delta D_3 d_{1-2}$); *вторая фаза* – диоритами, кварцевыми диоритами, тоналитами ($q\delta-r\gamma\delta D_3 d_2$); *третья фаза* – плагиогранитами, жильная фация третьей фазы – пегматитами ($p; r\gamma D_3 d_3$).

В Копейско-Брединской подзоне джабыгасайский комплекс представлен Гулинским массивом и серией мелких тел габбродолеритов, распространенных в северной части Павловской горст-антиклинали (Северо-Павловском поднятии).

Гулинский массив расположен у северной рамки листа. В структурном плане он расположен в зоне Варшавского глубинного разлома, являющегося границей Челябинско-Суундукской и Копейско-Брединской подзон Алапаевско-Адамовской СФЗ. Массив вытянут в меридиональном направлении и на описываемой территории имеет размеры 20×5 км. Породы джабыгасайского комплекса слагают основную часть массива. В западной и восточной его частях выделя-

ются довольно крупные тела серпентинитизированных гипербазитов чебаркульско-казбаевского комплекса, являющиеся, по мнению авторов, ксенолитами (провесами кровли) массива.

Обнаженность массива слабая. От широты пос. Березовка на север наблюдаются редкие плоские коренные выходы и довольно многочисленные высыпки элювия. Кроме этого габброиды массива вскрывались скважинами при поисковых работах на силикатный никель.

В строении массива принимают породы первой фазы – габбро, апогаббровые амфиболиты, габбродиориты. Среди габбродиоритов отмечаются дифференциаты диоритового состава, имеющие незначительное распространение. Характер взаимоотношений разновидностей пород изучен недостаточно. Скорее всего они связаны постепенными взаимопереходами. На геологических картах они показаны нерасчлененными. Макроскопически габбро представляет собой среднезернистую породу темного зеленовато-серого цвета, массивную, иногда расланцованную. В шлифах определяется следующий состав: темноцветные минералы – 40–80 %, плагиоклазы – 20–60 %, обычно около 40 %. Акцессорные минералы – апатит, сфен, рудные. Характерная особенность породы – интенсивная амфиболизация, эпидотизация. Плагиоклаз, обычно, андезин № 40–42, сосюритизирован. Пироксен ромбический бесцветный или слегка зеленоватый, всегда в сростках с амфиболом и замещается им (до 10–15 % от количества темноцветных минералов). Амфиболы двух генераций: обыкновенная роговая обманка грязно-зеленая, буроватая и более поздний актинолит. Повсеместно в габбро наблюдаются эпидот и хлорит. Последовательность в реакционном ряду цветных минералов: пироксен → обыкновенная роговая обманка → актинолит → эпидот-хлорит. По соотношению плагиоклазов и темноцветных минералов выделяются лейкократовые и меланократовые габбро. В юго-восточной и северной части массива, обычно вблизи контактов с серпентинитами, отмечаются апогаббровые амфиболиты, характеризующиеся повышенным содержанием темноцветных минералов и гранобластовой структурой. В направлении с севера на юг габбро постепенно переходят в габбродиориты. В отдельных участках породы определяются как диориты и характеризуются соответствующим минеральным составом. Единичные данные химического состава пород массива приведены в таблице 2.

Габброиды массива имеют плотность от 2,80 до 2,95 г/см³, среднюю – 2,82 г/см³. Среди них выделяются магнитные разности с восприимчивостью $1\ 000\text{--}6\ 000 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ, слабомагнитные – $100\text{--}300 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ и почти немагнитные.

Массиву соответствует положительное поле силы тяжести интенсивностью до 6–6,5 мГал. Магнитное поле над массивом в основном положительное интенсивностью 100–300 нТл, сменяющееся в западной части на отрицательное. По геофизическим данным массив имеет западное погружение и вертикальную мощность 2,2–2,6 км.

Западный контакт массива с отложениями маячной свиты и восточный контакт с каменноугольными отложениями – тектонические. В южной части массива его сателлиты прорывают отложения маячной свиты. Массив прорывает серпентиниты татищевского комплекса. На контактах отмечается пироксенизация габброидов и оталькование серпентинитов. Прорывается массив телами и дайками плагиогранитов кумаковского комплекса.

В Северо-Павловском поднятии джабыгасайский комплекс представлен серией массивов по форме приближающихся к штокам. В плане они имеют неровные, изометричные очертания. Размеры их небольшие: длина от 0,5 до 3,5 км, ширина от 0,3 до 1 км. Вмещающими породами для пород комплекса являются образования маячной свиты, с которой зафиксированы интрузивные контакты, и гипербазиты успеновского комплекса. В составе массивов отмечаются долериты, габбродолериты, реже в их центральных частях встречаются участки с нормальной габбровой структурой. По внешнему виду это мелко-тонкозернистые породы темно-серого цвета, состоящие из кристаллов пироксена и лейст плагиоклаза, погруженных в хлорит-полевошпатовый базис. Структура основной массы диабазовая, реже порфирировая. Плагиоклаз почти полностью сосюритизирован, а пироксен – хлоритизирован.

В магнитном поле массивы не выделяются, на картах локальных аномалий Δg площади Павловского поднятия соответствует положительная аномалия интенсивностью до 10–12 мГал. По мнению автора эта аномалия соответствует крупному, нескрытому эрозией, массиву габбро, а вышеописанные массивы являются его апофизами.

В Ильиново-Марииновской подзоне Красногвардейско-Светлинской СФЗ джабыгасайский комплекс представлен Мариинским и Княженским массивами и более мелкими телами и дайками.

Мариинский массив расположен в северной части одноименного горста. На площади ГДП он имеет размеры 22×10 км, а северо-восточная часть его уходит на территорию Казахстана. Обнаженность пород слабая. Плоские коренные выходы отмечаются в северной части долины р. Синташта. Изучен массив редкой сетью (4×2 км) скважин КГК, пройденных при ГДП.

В магнитном поле массив не выделяется, площади его соответствует спокойное отрицательное магнитное поле интенсивностью от 0 до -200 нТл. На карте локальных аномалий Δg площади массива отвечают положительные аномалии интенсивностью от 4 до 11 мГал. Интенсивность аномалии не отвечает составу пород массива, и, возможно, связана с подстилающими массив эффузивами основного состава или интрузией габбро.

Сложен массив, в основном, породами второй фазы: биотитовыми и роговообманково-биотитовыми кварцевыми диоритами, в центральной части массива фациально замещающимися тоналитами. Визуально это серые, средне-крупнозернистые, часто гнейсовидные, иногда порфириовидные породы, состоящие из кварца (5–15 %), плагиоклаза (до 70 %), биотита (8–12 %) и роговой обманки (0–12 %) (либо одного биотита). Под микроскопом плагиоклаз, по составу отвечающий олигоклазу или андезину, наблюдается в виде призмочек и табличек размером до 0,5–3 мм. Количество роговой обманки уменьшается с удалением от контакта интрузии, а затем она совсем исчезает. Биотит хлоритизирован и эпидотизирован. Из аксессуарных минералов встречаются апатит, ортит; из вторичных – хлорит, цоизит, эпидот. Незначительно, в виде мелких тел, отмечаются плагиограниты третьей фазы. Жильная фация представлена плагиоклазовыми пегматитами, выявленными в юго-западном экзоконтакте массива с породами кусаканской толщи. Массив прорывает породы рифейской кусаканской толщи и, по мнению автора, имеет интрузивные контакты с отложениями жетыкольской, журманкольской и еман-желинской толщ.

Княженский массив расположен в северо-восточном углу площади. Размеры массива 8×14 км. Северная граница массива практически совпадает с границей Российской Федерации. Обнаженность массива слабая. Коренные выходы пород отмечаются в северной части массива, в логах впадающих в р. Камышлы-Аят. Здесь же они обнажаются в небольших каменоломнях, а сильно выветренные породы отмечаются в отвалах технических канав. Небольшие выходы пород отмечаются в карьерах у пос. Лебяжий. Массив оконтурен редкой сетью скважин КГК, пройденных при ГДП. Сложен массив нерасчлененными мелкозернистыми габбро и габбродиоритами первой фазы, составляющими основную часть массива и мелко-среднезернистыми диоритами второй фазы. Химический состав пород массива приведен в таблице 2.

Массив прорывает отложения кусаканской толщи и содержит ее ксенолиты (провесы кровли). В южной части массива отмечаются ксенолиты плагиогранитов крыклинского комплекса. Прорывается массив телами габбро и габбродиоритов кокпектысайского комплекса.

Кроме вышеописанных массивов в Ильиновско-Марииновской подзоне отмечаются более мелкие тела габбро в Княжеско-Исенбулатовском блоке и плагиогранитов в Мариинском горсте.

Надежных определений радиологического возраста пород комплекса нет. Нами определялся возраст диоритов Княженского массива рубидий-стронциевым изохронным методом по валу, слюде и плагиоклазу. Результат – $277,7 \pm 1,5$ млн лет показывает явно омоложенный возраст. Возраст комплекса определяется по геологическим данным. Гранитоиды комплекса, по мнению автора, прорывают ранне-среднедевонские отложения жетыкольской, кундыбаевской и кокпектинской толщ и, возможно, среднедевонские отложения известняково-терригенной, фаунистически охарактеризованной, толщи. Контакты массивов с ними дискордантные, но нигде не вскрыты и не изучены. Породы комплекса прорываются интрузиями раннекаменноугольного кокпектысайского комплекса. Южнее Брединской площади установлено, что гранитоиды комплекса прорывают и метаморфизуют ранне-среднедевонские вулканиты кокпектинской толщи, а сами прорываются позднедевонскими интрузиями урускисенского комплекса. Галька пород комплекса встречается в фаменских отложениях алтуйской толщи [16]. На основании вышеприведенных данных возраст джабыгасайского комплекса принимается позднедевонским.

Урускисенский комплекс монцонит-граносиенит-лейкогранитовый распространен в Копейско-Брединской подзоне Алапаевско-Адамовской СФЗ. Представлен комплекс Павловским массивом, имеющим на описываемой площади размеры 14×7 км, занимающим большую часть одноименной депрессии, расположенной в южной части Павловской горст-антиклинали.

Обнаженность массива крайне слабая. Лишь на крайнем юге его наблюдаются элювиально-делювиальные высыпки дресвы или полевошпатового песка. Изучен массив редкой сетью скважин и шурфов [56].

На картах ΔT площадь массива характеризуется мозаичным полем, при этом положительные аномалии интенсивностью 200–500 нТл характеризуют площади распространения габброидов, положительные поля интенсивностью 0–200 нТл – кварцевых диоритов, отрицательные поля интенсивностью от -200 до 0 нТл – гранодиоритов-граносиенитов. На картах локальных аномалий Δg площади массива соответствует отрицательное поле интенсивностью от 1–4 до

10 мГал, более высокое, чем над отложениями силура на востоке и карбона на западе и контрастно низкое по отношению к структуре Северо-Павловского поднятия на севере.

Массив прорывает и метаморфизует породы еманжелинской толщи.

Внутренняя структура массива представляется в виде сложного тела с постепенным изменением состава от периферии к центру. В строении массива принимают участие габбро, кварцевые габбродиориты, кварцевые диориты и гранодиориты. Породы основного и среднего состава тяготеют к краевым частям массива, кислого состава к его центру. По мнению Д. М. Шендеровича все вышеперечисленные различия связаны между собой тесными взаимопереходами. В позднемагматическую (или постмагматическую) стадию породы массива были подвергнуты щелочному метасоматозу, выразившемуся в биотитизации темноцветных минералов, альбитизации плагиоклазов и неравномерному развитию калишпата. Этот процесс привел к формированию широкого ряда умереннощелочных пород по составу отвечающих монцогаббро, монцодиоритов, монцонитов, кварцевых монцонитов и граносиенитов. Характер взаимопереходов, из-за отсутствия обнажений, изучен недостаточно. Нами габбро, кварцевые габбродиориты, кварцевые диориты массива и их умереннощелочные аналоги условно отнесены к *первой фазе* комплекса ($q\delta-q\mu; v, v-\mu v D_3 u_1$), а гранодиориты и граносиениты – к *второй фазе* ($\gamma\delta-\gamma\xi D_3 u_2$). При этом предполагается, что габбро являются гибридными породами. Химический состав некоторых разновидностей пород комплекса приведен в таблице 2.

Комплекс имеет золоторудную геохимическую специализацию.

Возраст комплекса определен по геологическим данным. Комплекс прорывает средне-позднедевонские отложения еманжелинской толщи, а на сопредельной с юга площади гранитоиды джабыгасайского комплекса. Галька умереннощелочных гранитоидов комплекса отмечается в фаменских конгломератах алтуйской толщи [16]. На основании приведенных геологических данных возраст урусикенского комплекса принимается позднедевонским.

РАННЕКАМЕННОУГОЛЬНЫЕ ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Кумакский комплекс диорит-плагиогранитовый развит в Копейско-Брединской подзоне Алапаевско-Адамовской СФЗ. Представлен комплекс Синешиханским массивом, а также мелкими телами и дайками в Гулинском массиве и южной части Наследнинской грабен-синклинали.

Комплекс двухфазный. *Первая фаза* – диориты, *вторая* – плагиограниты. На описываемой площади выделяются только плагиограниты *второй фазы* и мелко-среднезернистые плагиограниты жильной фации ($r\gamma; r\gamma; r\gamma\pi C_1 k_2$).

Наиболее изученным является Синешиханский массив. Массив расположен в юго-западном углу площади. В структурном отношении он приурочен к Синешиханскому разлому и является типичным представителем трещинных интрузий. Площадь массива примерно 6 км². Массив обнажен крайне слабо. Выделение его производилось, в основном, по элювиальным развалам и отвалам старых шурфов, пройденных здесь ранее с целью добычи золота.

Массив сложен среднезернистыми гранитами розовато-серого цвета. Эти граниты вступают в активные взаимоотношения с средне-верхнедевонскими отложениями еманжелинской толщи и флористически охарактеризованными нижнекаменноугольными отложениями брединской свиты. В зоне экзоконтакта вмещающие породы ороговикованы и интенсивно окварцованы. Кварцевые жилы глубоко проникают в толщу вмещающих пород. С востока интрузия ограничивается Синешиханским разломом. Макроскопически плагиограниты – это среднезернистые полнокристаллические породы, состоящие из светло-серого плагиоклаза, розового калишпата и полупрозрачного кварца. Текстура пород равномернозернистая. Средний размер зерен 2,0–2,5 мм. Под микроскопом в плагиогранитах наблюдается гранитная структура. Средний минеральный состав следующий: плагиоклаз – 45–50 %, калиевый полевой шпат – 10–15 %, кварц – 15–25 %, биотит – 5–10 %. Плагиоклаз встречается в виде крупных (до 2 мм) идиоморфных лейт с тонкими полисинтетическими двойниками; по составу – олигоклаз-андезин № 25–30. Часто плагиоклаз окружен каемкой водяно-прозрачного альбита. Большая часть зерен полностью замещена серицитом и мелкими чешуйками мусковита. Калиевый полевой шпат образует крупные кристаллы (до 2 мм), корродированные плагиоклазами, часто пелитизирован с хорошо образованными веретенообразными двойниками, содержит включения мелких чешуек мусковита. Кварц присутствует в виде крупных зерен до 2,5 мм с облачным угасанием. Биотит встречается редко, в виде реликтов (до 1 мм), замещенных мусковитом. Вторичные минералы: серицит, мусковит, альбит. Комплекс аксессуарных минералов крайне беден. Встречаются единичные кристаллы апатита и рудные включения.

Кварцевые жилы, связанные с комплексом – золотоносные (Синешиханское золоторудное поле).

Возраст кумакского комплекса основан на геологических данных. Гранитоиды прорывают отложения брединской свиты и не встречаются в более молодых отложениях. На основании приведенных данных возраст комплекса принимается раннекаменноугольным (не древнее раннего визе).

Таяндинские субвулканические образования ($\beta; \delta C_1, n$) являются комагматами одноименного комплекса, стратифицируемая часть разреза которого на описываемой площади отсутствует. Только в верхней части разреза брединской свиты имеются прослойки песчаников, содержащие обломочки эффузивных пород и хлорит-эпидотовый (туфогенный?) цемент, предположительно связанные с деятельностью вулканов таяндинского комплекса.

Таяндинские субвулканические образования имеют ограниченное распространение в Копейско-Брединской подзоне Алапаевско-Адамовской СФЗ. Представлены они дайками и пластовыми телами базальтов, долеритов и диорит-порфиринов, прорывающими отложения брединской свиты. Изучены они по редким коренным выходам, скважинам и горным выработкам.

Предшествующие исследователи часто относили пластовые тела комплекса к эффузивным образованиям брединской свиты. Э. В. Шалагинов [54] аргументировано доказал их субвулканическую природу.

Химический состав диорит-порфирита приведен в таблице 1. Отмечается низкая титанистость пород, повышенная щелочность и ее калиево-натриевый тип.

Возраст таяндинских субвулканических образований обосновывается геологическими данными. Они прорывают отложения верхней части разреза брединской свиты, охарактеризованные фауной раннего визе, но не встречаются в более поздних образованиях. На основании этих данных возраст таяндинских субвулканических образований принимается раннекаменноугольным (ранневизейским).

Неплюевский комплекс габбро-гранодиорит-гранитовый развит в Челябинско-Суундукской подзоне Алапаевско-Адамовской СФЗ. На описываемой площади комплекс представлен восточной окраиной крупного Суундукского (Бутакского) массива и восточными половинами Башкироводольского и Рымникского массивов.

Обнаженность массивов слабая, имеются редкие коренные выходы. В северной части Башкироводольского массива имеется карьер по добыче гранита. На картах Δg Суундукскому массиву соответствует глубокая локальная отрицательная аномалия (за пределами площади), Башкироводольский и Рымникский массивы в поле гравитации практически не выделяются. В магнитном поле массивы не выделяются, для них характерно спокойное отрицательное магнитное поле интенсивностью $-100-300$ нТл.

Неплюевский комплекс четырехфазный [48], но на описываемой площади выделяются только породы *второй* ($\gamma \delta C_1, n_2$) и *третьей фазы* ($\gamma C_1, n_3$). Габброиды *первой фазы* и лейкограниты *четвертой фазы* на площади не отмечаются.

Породы *второй фазы* слагают восточную краевую часть Суундукского массива и распространены в Башкироводольском и Рымникском массивах, преимущественно в западных их частях. Рымникский и Башкироводольский массивы слабо эродированы. В их пределах отмечается много гибридных пород, образованных как при ассимиляции гранодиоритами второй фазы вмещающих пород рымникской свиты, так и образования гибридных пород при внедрении гранитов третьей фазы. Поэтому на геологической карте граница между фазами проведена условно, по преобладанию гранитов третьей фазы.

Породы второй фазы представлены гранодиоритами и малокалиевыми тоналитами возможно связанными между собой взаимопереходами. На контактах с породами рымникской свиты отмечаются гибридные породы – плагиограниты, диориты и кварцевые диориты.

Гранодиориты серые, среднезернистые, нередко порфириновидные породы гипидиоморфной, местами катакластической структуры. Они состоят из плагиоклаза, кварца, калиевого полевого шпата, единичных зерен биотита. По внешнему виду они сходны с плагиогранитами. Плагиоклаз представлен альбитом (№ 10). Он почти полностью сосюритизирован и эпидотизирован, в неизменных разностях видны двойники. Калиевый полевой шпат составляет до 10–15 % объема породы, обычно пелитизирован. Биотит (до 15 %) встречается в виде чешуек и пластин, часто хлоритизирован и эпидотизирован.

Тоналиты имеют массивную, пятнисто-такситовую текстуру, а при микроскопическом изучении – гипидиоморфнозернистую, участками гранобластовую, бластокатаклизитовую структуру. Их состав: плагиоклаз, калиевый полевой шпат, кварц, амфибол и биотит. Плагиоклаз представлен олигоклазом-андезином (№ 25–30), нередко сдвойникован. Часто наблюдаются микропегматитовые срастания. Широко развиты вторичные изменения (эпидотизация, серицитизация).

ция, биотитизация, окварцевание и перекристаллизация). Калиевый полевой шпат (10–20 %) встречается в виде крупных порфириобластов с включениями плагиоклаза. Он представлен нерешетчатый микроклином с незначительным количеством микропертитов. Редко калиевый полевой шпат замещается шахматным альбитом. Кварц образует изометричные зерна с волнистым угасанием. Широко развит вторичный (зубчатый) кварц. Амфибол представлен удлиненнопризматическими зернами обыкновенной роговой обманки, неполностью замещенной актинолитом. Биотит встречается как в виде мелкочешуйчатого агрегата, обособленного в линзовидные, струйчатые скопления, так и самостоятельно, в виде более крупных табличек, часто вросших в плагиоклаз. Тоналиты локально подвержены пропилитизации и березитизации.

Плагиограниты залегают в краевой части Суундукского массива вблизи контактов с рымникской свитой. Это серые средне-крупнозернистые, массивные, иногда гнейсовидные породы. Для них характерна гипидиоморфнозернистая, реже пегматоидная структура и массивная, такситовая или струйчато-полосчатая текстура. Такситовость обусловлена неравномерным «кучным» распределением биотита. Их состав: плагиоклаз, кварц, калиевый полевой шпат, биотит и вторичные минералы. Плагиоклаз (55–60 %) образует таблички до 3×5 мм, часто серицитизирован и альбитизирован, зонален (центр замещается соссюритом, а периферия – альбитом) и сдвойникован. По составу он отвечает альбиту-олигоклазу (№ 10–14). Кварц (25–30 %) присутствует в виде ксеноморфных зерен размером до 0,1×2 мм, имеющих волнистое угасание. Калиевый полевой шпат составляет всего 2–3 % объема всей породы. Он нерешетчатый, нацело пелитизирован. Биотита не более 10 %. Он распределен неоднородно, кучно, либо между зернами, либо в виде включений в крупных зернах плагиоклаза, часто хлоритизирован. Из аксессуарных минералов присутствует апатит, циркон.

Диориты и кварцевые диориты являются гибридными породами и отмечаются в восточной части Суундукского массива и небольшими участками в Башкироводольском и Рымникском массивах. Это серые, зеленовато-серые среднезернистые породы массивной, реже порфирированной текстуры, состоящие из плагиоклаза, кварца, биотита, амфибола и калиевого полевого шпата. Плагиоклаз составляет до 65 % объема породы и представлен андезином (№ 37). Нередко он соссюритизирован и альбитизирован. Кварц составляет до 10 % объема породы, крупные зерна его часто перекристаллизованы (имеют зубчатую структуру). Амфибол представлен обыкновенной роговой обманкой зеленого цвета (15–20 %) в виде призм до 1,5 мм, часто она хлоритизирована. Биотит встречается редко и тоже замещается хлоритом. Из аксессуарных минералов в виде мелких призмочек встречается апатит.

Граниты *третьей фазы* слагают большую часть Суундукского массива и восточные части Башкироводольского и Рымникского массивов. На описываемой территории состав гранитов меняется от существенно плагиоклазовых до нормальных (двуполевошпатовых). Это серые среднезернистые породы с аллотриоморфнозернистой и гипидиоморфнозернистой структурами. Они состоят из плагиоклаза, калиевого полевого шпата, кварца и биотита. Плагиоклаз представлен альбит-олигоклазом (№ 10–12), его заметно больше, чем калиевый полевой шпат. Плагиоклаз серицитизирован и эпидотизирован. Калиевый полевой шпат представлен решетчатым микроклином. На контакте полевых шпатов изредка фиксируются мирмециты. Биотит слабо мусковитизирован и плеохроирует в характерных красноватых тонах, часто хлоритизирован. Из аксессуарных минералов присутствует магнетит, ильменит, сфен, рутил, монацит, апатит, циркон, ортит, гранат. В гранитах локально проявлена грейзенизация. Из жильных пород большим развитием пользуются мелкозернистые диориты, граниты, гранит-порфиры, лейкограниты, аплиты. Химический состав пород комплекса приведен в таблице 2.

С гранитоидами комплекса связаны проявления золота, золото-сульфидно-кварцевой и золото-шеелит-кварцевой формаций [28] и проявления оловянной минерализации.

Гранитоиды неплюевского комплекса прорывают раннеордовикские отложения рымникской свиты, а на сопредельной с запада площади с размывом перекрываются поздневизейскими отложениями солнечной толщи [48] и прорываются гранитами раннепермского джабыкско-санарского комплекса. Радиологический возраст (рубидий-стронциевый метод) гранитов третьей и четвертой фаз Неплюевского массива (петротипа комплекса) составляет 340–346 млн лет [48]. На основании приведенных данных возраст неплюевского комплекса принимается раннекаменноугольным (турнейско–ранневизейским).

Биргильдинские субвулканические образования ($\delta\text{лС}_1\text{br}$) являются комагматами одноименного комплекса базальт-андезитового. Представлены они дайками диорит-порфиритов, имеющих незначительное распространение в северной части Брединско-Синешиханской грабен-синклинали и в восточной части Наследнинской грабен-синклинали. Обнаженность пород – фрагментарная. Протяженное до 13 км тело диорит-порфиритов в северной части Бредин-

ско-Синешиханской грабен-синклинали, возможно, состоит из цепочки более мелких тел, тяготеющих к меридиональному разлому. В физических полях они не выделяются.

Дайки диорит-порфиритов прорывают осадочные отложения брединской свиты, тугундинской и биргильдинской толщ.

Возраст биргильдинских образований по аналогии со стратифицированными комагматами одноименной толщи принят раннекаменноугольным (поздневизейско-серпуховским).

Кайрактинские субвулканические образования ($\tau\alpha\beta; \lambda, \tau\lambda; \nu\beta, \nu C_1, kr$) пространственно и генетически связаны с вулканитами одноименного комплекса, развитого в Ильиново-Марииновской подзоне Красногвардейско-Светлинской СФЗ. Субвулканические образования комплекса широко развиты в северной половине Княженско-Исенбулатовского блока, в районе пос. Комсомольский в восточной части Лебяжско-Атамановского блока и в южной части Сарыобинской грабен-синклинали. Коренные выходы пород отмечаются по р. Синташта и ее левосторонним притокам, на водоразделах отмечается их высыпки. Кроме этого они изучены редкой сетью скважин КГК, пройденных при ГДП, и вскрываются мелкими каменоломнями и техническими траншеями.

Кайрактинские субвулканические образования представлены габбродолеритами, трахиандезибазальтами, риолитами и трахириолитами.

Наиболее распространенными являются габбродолериты. Они представлены крупными (до 30×9 км) пластообразными телами (массивами), расположенными в пределах центральных частей Княженско-Исенбулатовского и Лебяжско-Атамановского блоков. Это темно-зеленовато-серые массивные полнокристаллические порфиридные породы. Порфиновые выделения представлены амфиболитизированным пироксеном и плагиоклазом. Основная масса имеет офитовую или пойкилоофитовую структуру и состоит из основного зонального плагиоклаза, переходящего в наружных частях зерен в лабрадор и ксеноморфных зерен пироксена, часто замещенного амфиболом и хлоритом. Акцессорные минералы представлены в различной степени лейкоксенизированными ильменитом и, реже, рутилом. Участками количество ильменита достигает первых процентов. Участками, в центральных частях массивов, структура пород меняется на мелко-среднезернистую и габбродолериты фациально замещаются габбро.

Магнитное поле над габбродолеритами мозаичное знакопеременное интенсивностью от -200 до 700 нТл. В поле гравитации площадям массивов соответствуют отрицательные аномалии интенсивностью от -4 до ± 2 мГал, характеризующие глубинное строение блоков и свидетельствующие о малой вертикальной мощности массивов.

Габбродолериты прорывают отложения жетыкольской толщи, чулаксайской свиты и эффузивные комагматы комплекса. Прорываются они более кислыми комагматами и дайками гранитоидов кайрактинского и шалкарского комплексов. Над одним из не вскрытых эрозией тел гранодиоритов кайрактинского комплекса отмечается скарирование габбродолеритов и вкрапленная магнетитовая минерализация.

Трахиандезибазальты представлены крупным (15×4 км) вытянутым в меридиональном направлении массивом, расположенном севернее долины р. Синташта. В южной части массив прорывает вышеописанные долериты, в северной – эффузивные комагматы комплекса и отложения чулаксайской свиты. Характер глубинного строения массива остается неопределенным. Трахиандезибазальты имеют порфиристую структуру и микролитовую до мелкозернистую основную массу. Вкрапленники представлены альбитом, количество которого достигает $20-25\%$.

Риолиты и трахириолиты представлены дайками, прорывающими эффузивные комагматы и субвулканические габбродолериты комплекса. Это порфиристые с микролитовой и мелкозернистой основной массой породы, вкрапленники которой представлены альбитом и округлыми зернами кварца.

Химический состав описанных пород приведен в таблице 1.

Возраст кайрактинских субвулканических образований по аналогии с эффузивными комагматами одноименного комплекса принимается раннекаменноугольным (поздневизейско-серпуховским).

Кокпектысайский комплекс габбро-диорит-плагиогранитовый имеет незначительное развитие в Копейско-Брединской подзоне Алапаевско-Адамовской СФЗ и значительное – в Ильиново-Марииновской подзоне Красногвардейско-Светлинской СФЗ.

Комплекс трехфазный. *Первая фаза* представлена габбро и габбродиоритами ($\nu, \nu - \nu\delta C_1, kk_1$), *вторая* – диоритами, кварцевыми диоритами, гранодиоритами ($\gamma\delta, q\delta - \gamma\delta; \delta C_1, kk_2$), *третья* – плагиогранитами ($\rho\gamma C_1, kk_3$).

В Копейско-Брединской подзоне комплекс представлен небольшими, до 2 км по простиранию и $0,3-0,5$ км по ширине, массивами габбродиоритов и кварцевых диоритов, имеющими распространение в южной части Наследнинской грабен-синклинали, в основном, в пределах

Поперечинской вулcano-тектонической депрессии. Массив, сложенный габбродиоритами первой фазы, выделяется в 2 км южнее Поперечинской депрессии. Массив прорывает отложения брединской свиты, превращенные в зоне контакта в кварц-хлоритовые и кварц-серицитовые сланцы. Контактный ореол изменений шириной 50 м насыщен кварцевыми жилами. Выделяются мелко-среднезернистые габбродиориты и их пегматоидные разновидности. Породы состоят из плагиоклаза (андезина № 38–40) – 45–50 %, обыкновенной роговой обманки – 28–30 %, пироксена (авгита) – 8–10 %, оливина – 1–2 % и кварца – 1–2 %. Последний присутствует только в пегматоидных разностях в виде остроугольных включений, выполняющих интерстиции между идиоморфными плагиоклазами и темноцветными минералами. В восточной части Поперечинской депрессии выделяются тела кварцевых диоритов второй фазы. Последние состоят из плагиоклаза (андезита № 38) – 50–60 %, обыкновенной роговой обманки – 15–20 %, биотита – 8–10 %, кварца – 10–12 %, калишпата (нерешетчатый микроклин) – 1–2 %. Массивы прорывают отложения биргильдинской толщи. Под воздействием массивов вулканыты толщи ороговиковааны, а известняки мраморизованы и превращены в эпидот-гранатовые, пироксен-гранатовые и сульфидно-магнетитовые скарны, с линзами магнетитовых руд.

В Ильиновско-Марииновской подзоне кокпектысайский комплекс представлен Андреевским, Северо-Андреевским, Кусаканским, Берсуатским, Комаровским и более мелкими массивами. Выделенные массивы на данной стадии изучения представляются монофазными, за исключением разве, что Андреевского и Северо-Андреевского массивов, которые можно увязать в единый массив с разными фазами внедрения.

Комаровский массив расположен в северной части Лебяжско-Атамановского блока, в основном, на территории Казахстана. На описываемой площади выделяются только апофизы массива, прорывающие северную часть Княженского массива джабыгасайского комплекса. Сложен массив габбро и габбродиоритами первой фазы, связанными между собой фаціальным взаимопереходами. Кроме апофиз Комаровского массива, в пределах Княженского массива отмечаются многочисленные дайки габбро, габбродиоритов, микрогаббро первой фазы кокпектысайского комплекса. Наибольшие тела габбро выявлены также в пределах Княженско-Исенбулатовского блока.

Кусаканский массив расположен у южной рамки листа в восточной части Атамановской вулcano-тектонической депрессии. На Брединской площади представлен своим северным окончанием. Массив практически не обнажен, имеются только редкие высыпки сильно измененных пород в северо-западной части массива. При ГДП-200 массив вскрыт четырьмя скважинами КГК. Площади массива соответствует отрицательное поле Δg интенсивностью до -6 мГал, но границы его четко не выделяются. Магнитное поле над массивом спокойное, отрицательное интенсивностью $-100-200$ нТл. Сложен массив крупнозернистыми биотит-роговообманковыми гранитоидами состоящими из плагиоклаза, кварца, роговой обманки и биотита. Точный петрографический состав крупнозернистых пород массива по керно-шламовому материалу скважин КГК дать невозможно, более всего он соответствует гранодиоритам.

Берсуатский массив расположен в юго-восточной части Мариинского горста и представлен на описываемой площади своим северным окончанием. Обнажения массива имеются в долине р. Берсуат. Севернее он вскрывается профилем скважин КГК, пройденных при ГДП площади. На планах Δg массиву соответствует положительное, но пониженное по отношению к вмещающим породам поле. Магнитное поле над массивом спокойное отрицательное интенсивностью $-200-300$ нТл. В магнитном поле хорошо выделяется западная граница массива, а северо-восточная граница не выделяется. Массив сложен средне-крупнозернистыми кварцевыми диоритами, участками фаціальными переходящими в тоналиты. Кварцевые диориты массива состоят из роговой обманки (30–40 %), образующей скопления (сростки) кристаллов величиной до 5–10 мм, плагиоклаза 50–60 % и кварца 10–15 %. По роговой обманке развивается биотит. При увеличении количества кварца породы отвечают составу тоналитов, в которых темноцветные минералы представлены биотитом и роговой обманкой. Химический состав кварцевых диоритов массива приведен в таблице 2. Берсуатский массив прорывает и ороговиковаывает отложения кундыбаевской и кокпектинской толщ, а также гранитоиды Мариинского массива (кокпектысайский комплекс), характер контактов с последним не доизучен.

Андреевский массив расположен в центральной части Лебяжско-Атамановского блока. Массив вытянут в северо-восточном направлении на 20 км при ширине до 5 км. Обнаженность его слабая. В южной части массива имеются коренные выходы и высыпки элювия. При ГДП площади массив вскрыт редкой сетью скважин КГК. Площади массива соответствует спокойное отрицательное магнитное поле интенсивностью $-50-250$ нТл. По контакту массива отмечается цепочка слабопроявленных положительных аномалий, возможно, связанных с изменениями вмещающих пород. На карте остаточных аномалий Δg южной части массива соответствует от-

рицательная локальная аномалия интенсивностью до -7 мГал, северная часть массива находится в градиентной зоне с изменением градиента в северо-восточном направлении от 0 до $+8$ мГал. Сложен массив среднезернистыми гранодиоритами. Макроскопически это зеленовато-серые среднезернистые, массивные породы, участками со слабовыраженной полосчатостью, вызванной ориентировкой минералов. Под микроскопом гранодиориты имеют гипидиоморфно-зернистую структуру и состоят из серицитизированного плагиоклаза – 60–65 %, кварца – 23–28 %, роговой обманки – 6–10 %, биотита, развивающегося по роговой обманке – 3–4 % и единичных зерен магнетита. Массив прорывает отложения жетыкольской, кокпектинской и еманжелинской толщ. В южной части массива вмещающие вулканиты жетыкольской, кокпектинской толщ интенсивно эпидотизированы.

Контакт Андреевского массива с Северо-Андреевским не изучен.

Северо-Андреевский массив расположен в северо-восточной части Лебяжско-Атамановского блока и, в структурном плане, является продолжением Андреевского массива. Массив вытянут в северо-восточном направлении на 24 км при ширине до 4 км. Обнаженность массива плохая, имеются единичные обнажения в долине р. Синташта, здесь же граниты массива вскрываются небольшими каменоломнями. В северной части массива имеются высыпки кор выветривания. Массив изучался редкой сетью скважин КГК, пройденных при ГДП. В поле силы тяжести массив находится в градиентных зонах. Магнитное поле над ним отрицательное интенсивностью -50 – 200 нТл, осложненное в северной части положительными аномалиями, связанными, предположительно, с ксенолитами ороговикованных пород жетыкольской толщ. Западный и восточный контакты массива – предположительно тектонические, южный контакт с Андреевским массивом не изучен, скорее всего, плагиограниты Северо-Андреевского массива прорывают гранодиориты Андреевского массива, на севере массив прорывает и ороговиковывает отложения жетыкольской толщ. Сложен массив слабоогнейсованными среднезернистыми плагиогранитами третьей фазы кокпектысайского комплекса. Под микроскопом они имеют гипидиоморфнозернистую структуру и слабоогнейсовидную текстуру, выраженную в ориентировке зерен кварца и биотита. Плагиограниты состоят из зонального плагиоклаза (№ 28–30) – 50–55 %, кварца – 28–32 %, биотита, частично замещенного хлоритом и мусковитом – 10–13 %, калинатрового полевого шпата – 5–8 %. Химический состав плагиогранитов массива приведен в таблице 2.

Кроме Северо-Андреевского массива, небольшие тела, сложенные плагиогранитами третьей фазы кокпектысайского комплекса, были выделены в северных частях Княженско-Исенбулатовского и Лебяжско-Атамановского блоков.

При ГДП-200 из гранодиоритов Андреевского массива были отобраны пробы на определение радиологического возраста пород. В Центре изотопных исследований «Всероссийского научно-исследовательского геологического института им. А. П. Карпинского» из проб были выделены цирконы и проведен микрозондовый анализ по ним уран-свинцовым методом. В пробе из гранодиоритов Андреевского массива по 10 определениям в 10 зернах циркона радиологический возраст составил от $333,5 \pm 2,6$ до $345,6 \pm 3,3$ млн лет, конкордия по 8 зернам составила 342 ± 2 млн лет. При варианте наложенных событий конкордия по 4 зернам составила 345 ± 3 млн лет, по 4 другим зернам – 336 ± 3 млн лет. В пробе из плагиогранитов Северо-Андреевского массива по 11 микрозондовым определениям в 10 зернах цирконов, радиологический возраст составил от $336,5 \pm 2,7$ до $350 \pm 2,7$ млн лет. Конкордия по 11 определениям дает возраст $342,4 \pm 1,6$ млн лет. По геохронологической шкале определения радиологического возраста соответствуют визейскому веку. Однако геологические данные говорят о более молодом возрасте кокпектысайского комплекса. На описываемой площади в Копейско-Брединской подзоне кварцевые диориты комплекса прорывают поздневизейско–серпуховские отложения биргильдинской толщ, а на сопредельной с юга площади поздневизейско–серпуховские отложения кайрактинской толщ. Возможно в различных зонах и блоках возраст комплекса варьирует от визе до серпухова. На основании приведенных данных возраст кокпектысайского комплекса принимается раннекаменноугольным (визейско–серпуховским).

РАННЕПЕРМСКИЕ ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Кременкульский комплекс гранит-лейкогранитовый ($\gamma, \rho; \gamma, l; \gamma P, kr$) развит в Копейско-Брединской подзоне Алапаевско-Адамовской СФЗ. Представлен комплексом Наследнинским и Конезаводским массивами и многочисленными дайками, расположенными, в основном, в пределах Каменнодольского блока.

Сложены массивы гранитами ($\text{SiO}_2 - 68-73 \%$) и лейкогранитами ($\text{SiO}_2 >73 \%$). Последние могут быть как с калинатовым, так и с калиевым типом щелочности. Граниты обладают среднезернистым массивным, реже порфировидным сложением и состоят из зонального плагиоклаза (№ 17–24), калиевого полевого шпата (ортоклаз и нерешетчатый микроклин), кварца, биотита. Акцессорные минералы представлены апатитом, цирконом, ильменитом, магнетитом, гранатом. Лейкограниты, обычно светло-серого, розовато-серого цвета породы со средне-крупнозернистыми структурами, состоят из калиевого полевого шпата, плагиоклаза, кварца, биотита и мусковита. Они отличаются богатым набором акцессорных минералов: гранат, ильменит, магнетит, монацит, флюорит, галенит, сфалерит, молибденит, арсенопирит и др. Жильная фация представлена мелкозернистыми гранитами, лейкогранитами, гранит-порфирами и пегматитами.

Наиболее изучен Наследнинский массив, который хорошо обнажен в долине р. Берсуат, а южнее имеются коренные выходы и обнажения в каменоломнях. Массив вытянут в меридиональном направлении на 24 км при ширине до 3,5 км. На картах остаточных аномалий Δg площади массива соответствует отрицательная аномалия интенсивностью от -12 до -23 мГал. Магнитное поле над массивом спокойное отрицательное интенсивностью от 0 до -200 нТл, осложненное линейными положительными аномалиями над ксенолитами (или экструзиями) серпентинизированных гипербазитов каменнодольского комплекса. Массив прорывает метаморфиты гнейсовой толщи и рымникской свиты. На контактах отмечается ороговикование пород и мигматизация – многочисленные инъекции гранитоидного материала во вмещающие породы. В эндоконтактах отмечается окварцевание и грейзенизация гранитов. Как в пределах массива, так и его экзоконтактовых частях отмечаются жилы пегматитов. Массив сложен гранитами и лейкогранитами связанными между собой постепенными переходами.

Граниты Конезаводского массива, а также более мелких тел и даек часто сильно тектонизированы – катаклазированы и огнейсованы.

Химический состав гранитов Наследнинского и Конезаводского массивов приведены в таблице 2.

Кременкульский комплекс имеет редкометалльную геохимическую специализацию. С пегматитовыми жилами связаны проявления полевошпатового сырья.

Радиологический возраст гранитов Наследнинского массива, определенный калий-аргоновым методом составляет от 245 ± 9 до 280 ± 9 млн лет [43]. На площади работ гранитоиды комплекса прорывают отложения брединской свиты, а за пределами площади визейско-серпуховские отложения. В серийной легенде на основании радиологических определений, возраста комплекс расположен на уровне уфимского яруса, что по современной стратиграфической шкале соответствует ранней перми. На основании приведенных данных возраст кременкульского комплекса принимается раннепермским.

Шалкарский комплекс гранитовый имеет развитие в Ильиновско-Марииновской подзоне Красногвардейско-Светлинской СФЗ. Граниты комплекса представлены мелкими телами и дайками, прорывающими как стратифицируемые отложения подзоны, так и интрузивные комплексы.

Комплекс двухфазный. Гранодиориты *первой фазы* на Брединской площади не выявлены. Комплекс представлен гранитами и лейкогранитами *второй фазы* ($\gamma, \gamma\pi; \gamma, \text{л}\text{P}_1, \text{ш}_2$).

Граниты комплекса имеют светло-серый, розовато-серый цвет, для них характерна массивная, слегка гнейсовидная текстура и среднезернистая гипидиоморфная структура. Их состав: кварц (25–30 %), калиевый полевой шпат – решетчатый и нерешетчатый микроклин (до 35 %), зональный плагиоклаз – альбит-олигоклаз и олигоклаз (до 35 %), биотит и мусковит (до 5 %). Нередко в шлифах наблюдаются микропертитовые сростки. Акцессорные минералы представлены гранатом, апатитом, ортитом.

Лейкограниты хорошо обнажены в каменоломнях в 2 км юго-восточнее пос. Княженского. Это молочно-белые, бело-розовые, средне-крупнозернистые породы, частью пегматоидные. Они обладают массивным сложением и состоят из крупных зерен кварца, плагиоклаза (альбит), калиевого полевого шпата (микроклин); из фемических минералов присутствует мусковит. Акцессорные минералы представлены гранатом, апатитом, ортитом. Вторичные изменения проявлены в виде грейзенизации.

Из жильных пород наблюдаются мелкозернистые граниты, гранит-порфиры, гранофиры, аплиты и пегматиты.

Химический состав гранитов и лейкогранитов комплекса приведен в таблице 2.

Граниты комплекса прорывают поздневизейско-серпуховские отложения кайрактинской толщи и более древние образования.

Раннепермский возраст комплекса принят на основании геологических данных и согласно серийной легенде.

ТЕКТОНИКА

Территория листа N-41-XXXI с клапаном листа N-41-XXXII расположена в пределах трех региональных структур. Это Восточно-Уральское поднятие (северо-западная часть площади), Восточно-Уральский прогиб (западная половина площади) и Зауральское поднятие (восточная половина площади). Границы между этими структурами проходят по Варшавскому и Копейскому структурным швам. Неоднократные разнонаправленные тектонические напряжения привели к наложению разновозрастных и разноориентированных дислокаций, формирующих современный структурно-тектонический план площади.

СТРУКТУРНЫЕ ЭТАЖИ И ЯРУСЫ

В геологическом разрезе площади выделяются структурно-вещественные комплексы четырех этажей: нижнепротерозойского, верхнепротерозойского, каледонско–герцинского и мезозойско–кайнозойского.

НИЖНЕПРОТЕРОЗОЙСКИЙ ЭТАЖ (PR₁)

Нижнепротерозойский этаж представлен нижнепротерозойским ярусом, образования которого на современном эрозионном срезе развиты в западной части Зауральского поднятия, в Каменнодольском горст-антиклинальном блоке. Отложения яруса представлены мигматит-амфиболит-гнейсовой формацией (гнейсовая толща). Породы формации претерпели несколько этапов складчатых и разрывных деформаций и метаморфизма и относятся к полиметаморфизованным образованиям кристаллического фундамента района.

ВЕРХНЕПРОТЕРОЗОЙСКИЙ ЭТАЖ (PR₂)

Верхнепротерозойский структурный этаж на описываемой площади представлен нижнерифейским и среднерифейским структурными ярусами.

Нижнерифейский структурный ярус сложен в различной степени мигматизированными кристаллическими сланцами кусаканской толщи (мигматит-сланцево-гнейсовая формация). Эти отложения, так же как и раннерифейские, относятся к полиметаморфическим образованиям кристаллического фундамента.

Образования яруса на современном эрозионном срезе развиты в центральной части Челябинско-Суундукского и в центральной части Троицко-Карашатауского антиклинориев.

Среднерифейский структурный ярус слагают образования алевролитно-глинисто-кремнистой формации (чулаксайская свита). Породы, слагающие ярус, метаморфизованы в биотит-хлоритовой субфации зеленосланцевой фации метаморфизма и относятся к платформенному чехлу кристаллического фундамента. На современном эрозионном срезе образования яруса развиты в центральной части Челябинско-Суундукского антиклинория (северо-западный угол площади) и в тектонических блоках западной части Троицко-Карашатауского антиклинория (в северной части Княженско-Исенбулатовского блока).

КАЛЕДОНСКО–ГЕРЦИНСКИЙ ЭТАЖ (Є₃–Т)

Большое разнообразие отложений, магматических образований и структурных форм каледонско–герцинского этажа сформировалось в течение полного геодинамического цикла, от континентального рифтогенеза и океанического спрединга до коллизионной стадии. Среди них

выделяются структурно-вещественные комплексы трех ярусов: верхнекембрийско–нижнедевонского, нижнедевонско–нижнекаменноугольного, среднекаменноугольно–триасового.

Верхнекембрийско–нижнедевонский ярус. Породы, слагающие этот ярус, образуют ряд формаций, сформировавшийся в период становления внутриконтинентального, а затем океанического бассейна, и закончившегося в конце силура–начале девона частной инверсией, формированием зон субдукции и островодужных ассоциаций. Этот ряд состоит из ордовикских формаций – терригенной полимиктовой метаморфизованной (рымникская свита), терригенной олигомиктовой (маячная свита), толеитовых базальтов (саргазинская толща), дунит-гарцбургитовой (успенковский и дружининский комплексы) и силурийской – углисто-глинисто-кремнистой (булатовская толща), отвечающих стадии раздвигания и создания океанического бассейна с системой континентальных блоков. Завершают указанный ряд габбро-диорит-плагиогранитовая метаморфизованная формация фронтальных зон субдукций островных дуг (крыклинский комплекс).

Образования терригенной полимиктовой метаморфизованной и терригенной олигомиктовой формаций распространены по периферии Суундукской горст-антиклинали и в Полтавско-Брединском синклинории, в северной части Павловской горст-антиклинали. Образования силурийской углисто-глинисто-кремнистой формации фрагментарно развиты в Полтавско-Брединском синклинории, в Павловской горст-антиклинали. Тела серпентинизированных гипербазитов дунит-гарцбургитовой формации, претерпевшие постмагматические экстрезивные перемещения, выделяются повсеместно, но наибольшее развитие имеют в Полтавско-Брединском синклинории и в зонах, ограничивающих его Варшавского и Копейского тектонических швов. Интрузии крыклинского комплекса развиты в пределах Троицко-Карашатауского антиклинория. Для них характерно широкое развитие бластомилонитов.

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

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

Нижнедевонско–нижнекаменноугольный подъярус. Структурно-вещественные комплексы подъяруса развиты в Полтавско-Брединском синклинории и Троицко-Карашатауском антиклинории.

В Полтавско-Брединском синклинории структурно-вещественные комплексы подъяруса представлены ранне-среднедевонской базальт-андезит-дацитовый формации (айдырлинская толща), имеющей распространение в Восточно-Павловском блоке и средне-позднедевонской терригенной формацией (еманжелинская толща) распространенной в Павловской депрессии Павловской горст-антиклинали. Магматические комплексы подъяруса представлены раннедевонской дунит-гарцбургитовой (каменнодольский комплекс) и позднедевонскими габбро-диорит-плагиогранитовой (джабыгасайский комплекс) и монцодиорит-граносиенит-лейкогранитовой (урускискенский комплекс) формациями. Каменнодольский комплекс представлен одноименным массивом и мелкими интрузиями, тяготеющими к зонам Копейского и Каменнодольского разломов. Джабыгасайский комплекс представлен Гулинским габброидным массивом, расположенным в зоне Варшавского разлома и крупным, не вскрытым эрозией, массивом габбро, расположенным в пределах Северо-Павловского поднятия. Урускискенский комплекс представлен Павловским массивом, прорывающим отложения одноименной депрессии.

В Троицко-Карашатауском антиклинории структурно-вещественные комплексы подъяруса развиты более широко и выполняют наложенные на протерозойский фундамент тектонические структуры. В строении подъяруса принимают участие раннедевонские риолит-базальтовая (жетыкольская толща), кремнисто-терригенная (кундыбаевская толща) формации, ранне-среднедевонская базальт-андезит-дацитовый формация (кокпектинская толща) и среднедевонская терригенно-карбонатная формация (еманжелинская толща). Интрузивные образования подъяруса представлены габбро-диорит-плагиогранитовой формацией (джабыгасайский комплекс) – Княженский и Мариинский массивы.

Нижнекаменноугольный подъярус. Структурно-вещественные комплексы подъяруса широко развиты в Полтавско-Брединском синклинории, в меньшей степени в Троицко-Карашатауском антиклинории, в пределах Челябинско-Суундукского антиклинория развиты только интрузивные образования подъяруса.

В Челябинско-Суундукском антиклинории подъярус представлен габбро-гранодиорит-гранитовой формацией (неплюевский комплекс). Крупный Суундукский массив выполняет центральную часть антиклинория, в основном, за пределами площади.

В Полтавско-Брединском синклинории комплексы подъяруса, представленные прибрежно-морской терригенно-угленосной (брединская свита), карбонатно-терригенной (тугундинская толща) и известняковой (биргильдинская толща) формациями, выполняющими Брединско-Синешиханскую и Наследнинскую грабен-синклинали. В южной части Наследнинской грабен-синклинали, в Поперечинской вулкано-тектонической депрессии, имеют развитие отложения базальтовой формации (биргильдинская толща) и мелкие интрузии габбро-диорит-плагиогранитовой формации (кокпектысайский комплекс). В юго-западном углу площади, в Брединско-Синешиханской грабен-синклинали, выделяется Синешиханский массив кумакского комплекса (габбро-диорит-плагиогранитовая формация).

В Троицко-Карашатауском антиклинории структурно-вещественные комплексы представлены карбонатно-терригенной (боровая толща), известняковой (еткульская толща) и вулканогенно-осадочной базальт-трахиандезит-трахириолитовой (кайрактинская толща) формациями, распространенными в северной части Княженско-Исенбулатовского блока и в Сарыобинской грабен-синклинали. Интрузивные образования подъяруса представлены габбро-диорит-плагиогранитовой формацией (кокпектысайский комплекс) – Комаровский, Северо-Андреевский, Андреевский, Кусаканский и Берсуатский массивы.

Ассоциация вышеперечисленных формаций сформировалась в пределах вулканоплутонического пояса, в результате глыбово-колебательных движений, развития локальных зон рифтогенеза, формирование в них узких локальных грабенов, часть которых имела вулканотектонический характер и сопровождалась процессами вулканизма, завершившегося интрузивным магматизмом.

Среднекаменноугольно–триасовый ярус. Образования яруса сформировались в коллизонную стадию и представлены среднекаменноугольными карбонатно-терригенной формацией (архангельская и кузейская толщи нерасчлененные), развитой в северной части Брединско-Синешиханской грабен-синклинали, и известняковой формацией (федоровская толща), развитой в Заозерной грабен-синклинали, расположенной в зоне Копейского разлома. Интрузивные образования яруса представлены гранитовой формацией. В Восточно-Уральском прогибе это кременкульский комплекс, массивы которого – Наследнинский, Конезаводский, и более мелкие тела и дайки развиты в пределах Каменнодольского блока и северной части Наследнинской грабен-синклинали. В Марииновском антиклинории гранитная формация представлена шалкарским комплексом, мелкие тела и дайки гранитов которого прорывают как стратифицируемые отложения, так и более древние интрузивные комплексы.

МЕЗОЗОЙСКО–КАЙНОЗОЙСКИЙ ЭТАЖ (MZ–KZ)

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 2 до 30–50 м. Залегают они, в основном, горизонтально, нивелируя неровности поверхности погребенного фундамента.

В пределах развития нижнекаменноугольных образований, особенно в приконтактовых частях карбонатных толщ, довольно часто встречаются эрозионно-тектонические депрессии с большой мощностью (до 120 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.

ОСНОВНЫЕ ТЕКТОНИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ

Основными тектоническими региональными структурами площади являются Восточно-Уральское поднятие, Восточно-Уральский прогиб и Зауральское поднятие.

ВОСТОЧНО-УРАЛЬСКОЕ ПОДНЯТИЕ

Восточно-Уральское поднятие занимает северо-западный угол площади. Восточной границей его является Варшавский структурный шов, имеющий крутое западное падение. На описываемой площади поднятие представлено субрегиональной структурой Челябинско-Суундукским антиклинорием.

На широте описываемой площади **Челябинско-Суундукский антиклинорий** довольно узкий – около 30 км. В его пределах выделяется только одна структурная форма первого порядка – *Суундукская горст-антиклиналь*, представленная на описываемой площади своим восточным крылом.

Центральную часть антиклинория (Суундукская горст-антиклиналь) слагают раннерифейские отложения кусаканской толщи, среднерифейские отложения чулаксайской свиты и, отчасти, раннеордовикские отложения рымникской свиты. Центральная часть горст-антиклинали прорвана крупным полихронным и полиформационным Суундукским массивом, представленным на площади своей восточной краевой частью, сложенной гранитоидами неплюевского комплекса. Вдоль контакта с гранитоидами Суундукского массива песчаники рымникской свиты и кусаканской толщи ороговикованы, интенсивно нарушены, разбиты системами трещин различного направления, что значительно усложняет общую структуру антиклинали. Породы чулаксайской свиты, залегающие в узком тектоническом блоке, образуют узкую линейную антиклинальную складку, осложняющую восточное крыло Суундукской горст-антиклинали [54]. Размах крыльев складки достигает 1 800 м. Складка имеет симметричное строение с падением западного крыла на запад под углом 45–75°, а восточного крыла на восток под углом 65–75°. Крылья складки осложнены микроскладчатостью, вплоть до плейчатости.

Восточное обрамление горст-антиклинали слагают песчано-сланцевые отложения рымникской и маячной свит. Отложения свит смяты в мелкие складки меридионального и северо-восточного простирания, различных форм и размеров (вплоть до плейчатости) с крутыми – 50–90° падениями крыльев и прорываются Башкироводольским и Рымникским массивами неплюевского комплекса.

В восточной части горст-антиклинали между ветвями Варшавского разлома, являющегося восточной границей горст-антиклинали, выделяется Маячный тектонический блок. В восточной части блока расположен Гулинский массив, сложенный серпентинизированными гипербазитами чебаркульско-казбаевского комплекса и прорывающимися их габброидами джабыгасайского комплекса.

Западная часть блока сложена песчаниками и сланцами маячной свиты по серии взбросов, надвинутых на Гулинский массив. Слоистость в тектонических пластинах, расположенных между взбросами, имеет западное падение под углами 55–70° [54].

На карте остаточных аномалий силы тяжести площади Суундукской горст-антиклинали соответствует отрицательное аномальное поле, понижающееся с востока на запад от –8 до –18 мГал над восточным крылом, сложенным ордовикскими отложениями и от –18 до –23 мГал над центральной его частью. Магнитное поле антиклинория – спокойное отрицательное интенсивностью от –100 до –300 нТл, местами осложненное линейными положительными аномалиями над телами серпентинитов чебаркульско-казбаевского комплекса.

Остаточное поле Δg над Маячным блоком отрицательное, но по отношению к остальной части Суундукской горст-антиклинали и Полтавско-Брединскому синклинорию повышенное на 4–6 мГал. На карте, в редукции Буге, площади блока соответствует положительная аномалия интенсивностью до 6 мГал. Магнитное поле блока весьма сложное. Серпентинитам Гулинского массива соответствуют контрастные положительные аномалии интенсивностью до 1 500–2 000 нТл, габброидам – положительное поле в восточной и отрицательное в западной частях массива. Поле над отложениями маячной свиты отрицательное в северной части блока и положительное в южной. Положительное поле объясняется падающим на запад телом серпентинитов.

ВОСТОЧНО-УРАЛЬСКИЙ ПРОГИБ

Восточно-Уральский прогиб расположен в западной части площади и представлен Полтавско-Брединским синклинорием.

Полтавско-Брединский синклинорий расположен в западной части площади. Западной границей его является Варшавский, восточной – Копейский разломы. Ширина синклинория в пределах площади достигает 32 км. Облик синклинория определяют каменноугольные отложе-

ния, выполняющие Брединско-Синешиханскую и Наследнинскую грабен-синклинали. В южной части синклинория выделяется Павловская горст-антиклиналь.

Брединско-Синешиханская грабен-синклинали расположена в северной и западной частях синклинория. Западной границей ее является Варшавский разлом, восточной – Синешиханский, Коряжный, Каменнодольский и Копейский разломы. В строении Брединско-Синешиханской грабен-синклинали традиционно выделяются Брединская (северная часть) и Синешиханская грабен-синклинали, являющиеся структурами второго порядка.

Брединская грабен-синклинали расположена в северной части синклинория. Протяженность ее составляет до 55 км при ширине до 20 км. Северная часть грабен-синклинали расположена за пределами площади. В северной части границами ее являются Варшавский и Копейский разломы. Юго-восточная граница с Наследнинской грабен-синклиналью условно проводится по Коряжному разлому. Южная граница с Павловской горст-антиклиналью и Брединско-Синешиханской грабен-синклиналью также тектонические. Северная часть грабен-синклинали имеет меридиональное простирание, южная – северо-восточное.

В строении Брединской грабен-синклинали принимают участие: раннекаменноугольные терригенные отложения брединской свиты, карбонатно-терригенные отложения тугундинской толщи, карбонатные отложения биргильдинской толщи, среднекаменноугольные карбонатно-терригенные отложения архангельской и кузейской толщ нерасчлененных. В северной части грабен-синклинали описываемые отложения слагают линейные складки меридионального простирания с размахом крыльев от 2 до 4 км. Здесь с запада на восток выделяются структуры третьего порядка: Бессоновская синклинали, западное крыло которой срезано восточной ветвью Варшавского разлома, Зайцевско-Святодуховская антиклиналь, Новогеоргиевская синклинали и Рамеевская антиклиналь. Ядра антиклинальных складок сложены песчано-сланцевыми отложениями брединской свиты, смятыми в мелкие изоклинальные складки, иногда опрокинутые и разорванные крутыми надвигами [28], синклинали сложены карбонатными отложениями тугундинской и биргильдинской толщ и имеют наклон крыльев под углом 40–60°. В центральных частях складок с размывом, с угловым и азимутальным несогласием, располагаются терригенно-карбонатные отложения среднего карбона. Складчатые структуры осложнены субмеридиональными и субширотными разрывными нарушениями. В центральной части грабен-синклинали вышеперечисленные структуры меняют свое простирание с меридионального на северо-восточное. Многочисленные разрывные нарушения северо-западного и субширотного простирания создают сложное блоковое строение центральной части грабен-синклинали с системой в различной степени опущенных и приподнятых блоков. Северо-западнее пос. Бреды на раннекаменноугольных отложениях несогласно залегают среднекаменноугольные песчано-сланцевые отложения, слагающие брахисинклинали размером 4×5 км с падением крыльев к центру под углами 40–60° [2]. Южная часть грабен-синклинали сложена песчано-сланцевыми отложениями брединской свиты, структурный план которых из-за плохой обнаженности и многочисленных разрывных нарушений недоизучен. Каменноугольные отложения грабен-синклинали прорываются субвулканическими телами таяндинского и биргильдинского комплекса и протрудированы массивами и мелкими телами гипербазитов успеновского комплекса, расположенными, в основном, в южной части грабен-синклинали.

Остаточное поле силы тяжести над площадью Брединской грабен-синклинали отрицательное. Интенсивность его меняется от –10 до 12 мГал в северной, от –12 до –20 мГал в центральной и от –13 до –6 мГал в южной частях грабен-синклинали. Характер поля говорит о максимальной мощности каменноугольных отложений в центральной части грабен-синклинали и об уменьшении их мощности в южном направлении до полного выклинивания. Магнитное поле грабен-синклинали спокойное отрицательное, нарушенное положительными аномалиями над телами серпентинитов. Положительная аномалия в южной части грабен-синклинали объясняется, вероятно, нахождением под отложениями брединской свиты массива серпентинизированных гипербазитов успеновского комплекса.

С отложениями брединской свиты связано Брединское месторождение каменного угля. В Зайцевско-Святодуховской и Рамеевской антиклиналях отложения брединской свиты метасоматически изменены и вмещают известные золоторудные поля. В северной части грабен-синклинали в карбонатных отложениях, вдоль разрывных нарушений, в мезозойское время формируются бокситоносные депрессии, а на контакте Гулинского гипербазитового массива с карбонатными отложениями никеленосные линейные коры выветривания.

Синешиханская грабен-синклинали расположена в западной части Полтавско-Брединского синклинория. Западной границей ее является Варшавский разлом, восточной – Синешиханский разлом. Граница с Брединско-Синешиханской грабен-синклиналью условно проводится по местному разлому северо-восточного простирания. Протяженность грабен-синклинали на опи-

сываемой площади составляет 56 км. Южная часть ее имеет меридиональное простирание (западная половина ее находится за пределами площади), северная часть имеет северо-восточное простирание, ширина ее достигает 4 км. Восточная часть грабен-синклинали сложена песчано-сланцевыми отложениями брединской свиты. Западная часть ее представляет собой тектонически погруженный блок синклинали строения, ядерная часть которого сложена известняками биргильдинской толщи, а периферия – терригенно-карбонатными отложениями тугундинской толщи. Отложения брединской свиты прорываются экструзиями гипербазитов усеновского комплекса, субвулканическими телами таяндинского комплекса, Синешиханским массивом кумаковского комплекса.

На карте остаточных аномалий силы тяжести площади Брединско-Синешиханской грабен-синклинали соответствует отрицательное поле интенсивностью $-12-14$ мГал, на картах ΔT – спокойное отрицательное магнитное поле интенсивностью от -100 до -300 нТл, осложненное линейными положительными аномалиями над телами серпентинизированных гипербазитов усеновского комплекса.

С отложениями брединской свиты и прорывающими их гранитами кумаковского комплекса связаны золоторудные месторождения и проявления золото-кварцевого типа (Колчинское и Синешиханское и др.).

Наследнинская грабен-синклиналь расположена в юго-восточной части Полтавско-Брединского синклинория. Восточная граница ее с Каменнодольским блоком проходит по Каменнодольскому разлому, западная – по Попереченскому разлому, северная – по Коряжному разлому, южный контакт с Восточно-Павловским блоком Павловской горст-антиклинали также тектонический. Грабен-синклиналь прослеживается в меридиональном направлении на 50 км при ширине до 12 км.

Сложена грабен-синклиналь терригенными отложениями брединской свиты. В западной части грабен-синклинали установлено несогласное залегание, с базальными конгломератами в основании, пород брединской свиты на отложениях маячной свиты. В южной части грабен-синклинали располагается наложенная Поперечинская вулкано-тектоническая депрессия, ограниченная тектоническими нарушениями, имеющая размеры 10×4 км. Выполнена депрессия известняками и вулканогенными отложениями биргильдинской толщи. Породы имеют крутое западное падение под углом 70° . Прорваны они мелкими массивами гранитоидов кокпектысайского комплекса, с которыми связывается скарнирование вмещающих пород и Поперечинское проявление магнетита. В восточной части грабен-синклинали расположен крупный (30×3 км) Каменнодольский гипербазитовый массив, приуроченный к одноименному разлому. Наличие в нем ксенолитов (тектонических отторженцев) пород брединской свиты свидетельствует о последних тектонических перемещениях его в послеранневизейское время. Более мелкие тела серпентинизированных гипербазитов комплекса отмечаются по всей площади грабен-синклинали. Кроме того, отложения брединской свиты прорываются Конезаводским массивом раннепермских гранитов кременкульского комплекса, дайками плагиогранит-порфиров раннекаменноугольного кумаковского комплекса, субвулканическими телами биргильдинского комплекса.

С корой выветривания по гипербазитам каменнодольского комплекса связаны гипергенные проявления никеля. В породах брединской свиты выявлены золотоносные кварцевые жилы.

Сложность геологического строения Наследнинской грабен-синклинали, в том числе и глубинного, определяет и сложность физических полей над ней. Магнитное поле грабен-синклинали – контрастное мозаичное, над породами брединской свиты и биргильдинской толщи отрицательное интенсивностью до $-200-500$ нТл, над серпентинитами каменнодольского комплекса и магнетитовыми скарнами Поперечинского проявления – положительное интенсивностью до 2 000 и более нТл. На карте остаточных аномалий Δg площади грабен-синклинали соответствует, в целом, отрицательное поле с уменьшением интенсивности с востока на запад от -15 до $-4(-2)$ мГал. Поперечинской депрессии соответствует поле от -4 мГал на юге до 4 мГал на севере. В западной части депрессии фиксируется положительная аномалия интенсивностью от 0 до 4 мГал, связанная с глубинным строением грабен-синклинали, предположительно с погруженным фрагментом Айдырлинской депрессии, выполненным вулканитами айдырлинской толщи.

Павловская горст-антиклинали выделяется в южной части Полтавско-Брединского синклинория и разделяет Брединско-Синешиханскую и Наследнинскую грабен-синклинали. Протяженность его в пределах площади составляет 48 км при ширине до 15 км. В пределах горст-антиклинали выделяются три морфоструктурных блока более высокого порядка – Северо-Павловское поднятие, Павловская депрессия и Восточно-Павловский блок.

Северо-Павловское поднятие расположено между Брединско-Синешиханской и Наследнинской грабен-синклиналями, тектонические границы с которыми проходят по Синешиханскому и Попереченскому разломам соответственно. Северная граница с Брединско-Синешиханской грабен-синклиналью осложнена Колчинским и Коряжным массивами и мелкими телами серпентинизированных гипербазитов усеновского комплекса. Южный контакт с Павловской депрессией – тектонический. Размеры блока 24×10 км. В его строении принимают участие отложения маячной и рымникской свит. Судя по расположению отложений рымникской свиты в центральной части поднятия, последнее имеет антиклинальное куполовидное строение, осложненное более мелкими складками. В пределах поднятия отмечаются отложения брединской свиты, выполняющие небольшие мульды. Отложения рымникской и маячной свит прорваны небольшими, но многочисленными массивами габбродолеритов позднедевонского джабыгасайского комплекса.

Магнитное поле поднятия спокойное отрицательное интенсивностью от 0 до –300 нТл, в северной части осложненное контрастными положительными аномалиями интенсивностью до 2 000 нТл над телами серпентинитов усеновского комплекса. На карте остаточных аномалий площади блока соответствует положительная аномалия интенсивностью от 0 до 3,5 мГал. Для отложений ордовика Брединской площади характерны отрицательные остаточные аномалии. Поэтому положительная аномалия блока связывается автором с крупным нескрытым эрозией массивом габбро джабыгасайского комплекса. Многочисленные тела габбродолеритов на поверхности, возможно, являются его апофизами. По мнению автора, внедрение этого массива и привело к образованию Павловского поднятия.

Павловская депрессия расположена на южном продолжении Северо-Павловского поднятия. Размеры ее 12×8 км, южная часть депрессии уходит за пределы площади. Она является фрагментом более крупной Айдырлинской депрессии, расположенной на стыке четырех листов, от которой на современном срезе сохранились только фрагменты, выполненные девонскими вулканогенными отложениями. Павловская депрессия является просадочной вулканической структурой, выполненной осадочными отложениями средне-позднедевонской еманжелинской толщи. Осадочные отложения распространены по периферии депрессии. Центральную часть ее занимает Павловский массив гранитоидов урускискенского комплекса, под воздействием которого породы еманжелинской толщи ороговикованы и смяты в антиклинальные складки субпараллельные контактам массива с падением крыльев над углами 45–80°. Кроме этого, отмечаются небольшие массивы гранитов кумацкого комплекса. С гранитоидами урускискенского и кумацкого комплексов связаны золотоносные кварцевые жилы.

Магнитное поле Павловской депрессии знакопеременное слабозапятное интенсивностью от –400 до 600 нТл. Положительные аномалии соответствуют габброидам и кварцевым диоритам Павловского массива, отрицательное поле – гранитоидам Павловского массива и породам еманжелинской толщи. На карте остаточных аномалий Δg площади депрессии соответствует отрицательное поле, меняющее интенсивность от 0 мГал на севере до –12 мГал на юге.

Восточно-Павловский блок расположен к востоку от Павловской депрессии, граница с которой проходит по Попереченскому разлому, граница с Наследнинской грабен-синклиналью также тектоническая. На описываемой территории блок имеет треугольную форму с размерами 11×7 км, южная часть его находится за пределами площади. Восточно-Павловский блок сложен кремнисто-сланцевыми отложениями булатовской толщи и вулканогенными отложениями айдырлинской толщи и является фрагментом Айдырлинской вулкано-тектонической депрессии. Границы между толщами – тектонические. Отложения булатовской толщи смяты в целый ряд мелких складок с быстро меняющимся простиранием и с крутыми (до 70–80°) углами падения крыльев. Часто такие структуры напоминают складки волочения, осложненные дополнительными разрывами [56]. Деформации айдырлинской толщи не изучены. Отложения толщ прорываются телами серпентинизированных гипербазитов раннедевонского каменнодольского комплекса и мелкими телами гранитов кременкульского комплекса.

Магнитное поле блока – спокойное отрицательное интенсивностью от –100 до –300 нТл, осложненное контрастными положительными аномалиями над телами серпентинизированных пород гипербазитами каменнодольского комплекса. На карте остаточных аномалий Δg площади блока соответствует отрицательное поле, меняющее интенсивность от –2 мГал в северной части до –12 мГал в южной части, говорящее о малой мощности вулканитов айдырлинской толщи.

ЗАУРАЛЬСКОЕ ПОДНЯТИЕ

Зауральское поднятие расположено в восточной части площади и представлено **Троицко-Карашатауским антиклинорием**. Западной границей антиклинория являются Каменнодольский и Копейский разломы. Восточная часть антиклинория расположена за пределами площади. На описываемой площади антиклинорий имеет ширину 54 км и сложное блоковое строение. В западной его части выделяются Каменнодольский горст-антиклинальный блок, Заозерная и Сарыобинская грабен-синклинали, являющиеся пограничными приразломными структурами первого порядка. Основная часть антиклинория разбита меридиональными Новокатенинским и Андреевским разломами на три, в различной степени опущенных, блока (морфоструктуры первого порядка). С запада на восток это Княженско-Исенбулатовский блок, Лебяжско-Атамановский блок и Мариинский горст.

Каменнодольский горст-антиклинальный блок расположен в восточной части Полтавско-Брединского синклинория, в зоне Копейского разлома, являющегося его восточной границей. Западной границей блока является Каменнодольский разлом. На описываемой площади блок имеет клиновидную форму, субмеридиональное простирание, протяженность 60 км при ширине до 5–6 км. Сложен он нижнепротерозойской гнейсовой толщей, смятой в антиклинальную складку с крутым ($65\text{--}80^\circ$) залеганием крыльев, осложненную разрывными нарушениями [2, 28]. В южной части блока отмечаются отложения рымникской свиты, имеющие с гнейсовой толщей тектонические контакты. Породы свиты смяты в мелкие складки субмеридионального простирания, осложненные пloyчатостью. На породы рымникской свиты, предположительно, несогласно налегают раннекаменноугольные отложения тугундинской и биргильдинской толщ, слагающие небольшой участок в юго-восточном углу блока. В южной части блока расположен крупный Наследнинский массив гранитов кремёнкульского комплекса, а более мелкие многочисленные тела и дайки гранитов и пегматитов комплекса распространены по всей площади блока. Часто они огнейсованы и рассланцованы. Кроме них в блоке отмечаются многочисленные экструзии серпентинизированных гипербазитов каменнодольского комплекса. С комплексом связаны проявления гипергенного никеля.

Магнитное поле блока – знакопеременное линейно-мозаичное, отрицательное над вмещающими породами интенсивностью от 0 до -300 нТл и контрастное положительное над протрузиями серпентинитов каменнодольского комплекса. На карте остаточных аномалий Δg площади блока соответствует отрицательное поле интенсивностью от -10 мГал в восточной до -17 мГал в западной его частях.

Заозерная грабен-синклиналь приурочена к Копейскому разлому, являющемуся ее западной границей, восточной границей является Заозерный разлом. Грабен-синклиналь имеет линзовидную форму, протяженность в субмеридиональном направлении 26 км при ширине в центральной части до 2 км. Выполнена она карбонатными отложениями среднекаменноугольной федоровской толщи.

На карте остаточных аномалий Δg площади грабен-синклинали соответствует отрицательное поле интенсивностью от -9 до -11 мГал. Магнитное поле – спокойное отрицательное интенсивностью от -50 до -200 нТл.

Сарыобинская грабен-синклиналь расположена в юго-западном углу антиклинория и представлена своим северным окончанием. Границами ее являются Копейский разлом на западе и Восточно-Сарыобинский на востоке. Протяженность грабен-синклинали в северо-северо-восточном направлении в пределах площади составляет 33 км при ширине до 2 км. В южном продолжении грабен-синклинали, за пределами площади, простирание ее резко меняется на северо-западное, и она уходит от зоны Копейского разлома. Сложена грабен-синклиналь раннекаменноугольными карбонатно-терригенными отложениями еткульской толщи и вулканогенными отложениями кайрактинской толщи. Интрузивные образования представлены телами серпентинизированных гипербазитов раннедевонского каменнодольского комплекса и габбро раннекаменноугольного кокпектысайского комплекса. Отложения еткульской толщи смяты в мелкие складки с наклоном слоев $45\text{--}65^\circ$ [2].

Магнитное поле грабен-синклинали, в основном, спокойное отрицательное интенсивностью от -100 до -200 нТл, осложненное положительными аномалиями над телами серпентинизированных гипербазитов. На карте остаточных аномалий Δg площадь грабен-синклинали находится в градиентной зоне Копейского разлома. Интенсивность поля с востока на запад уменьшается от -4 до -10 мГал.

Княженско-Исенбулатовский тектонический блок расположен в западной части Троицко-Карашатауского антиклинория, восточнее вышеописанных структур. Западной границей его являются Восточно-Сарыобинский и Заозерный разломы, восточной – Новокатенинский раз-

лом. Блок вытянут в субмеридиональном, отклоненном к востоку, направлении и уходит за пределы площади в северном и южном направлении. Ширина его достигает 10 км. В строении блока выделяются два морфоструктурных тектонических блока второго порядка, имеющие разное геологическое строение: северный – Княженский и южный – Исенбулатовский.

Княженский блок расположен в северо-западной части антиклинория. Восточной ее границей является Новокатенинский разлом, западной – Заозерный и Копейский разломы. Размеры блока – 38×9 км. Южная граница, предположительно, также тектоническая, но осложнена субвулканическим габбро-долеритовым массивом. Блок имеет сложное ступенчатое строение. Он разбит разломами меридионального и северо-восточного простирания на серию более мелких, в различной мере опущенных и приподнятых блоков. Антиформные блоки сложены углеродисто-кремнистыми сланцами среднерифейской чулаксайской свиты и метаморфизованными вулканитами жетыкольской толщи. Синформные блоки сложены раннекаменноугольными вулканитами кайрактинской толщи (южная часть блока) и терригенно-карбонатными отложениями боровой и еткульской толщ (северо-западная часть блока). Южную часть блока составляют крупные пластообразные субвулканические массивы габбродолеритов и трахиандезитов кайрактинского комплекса. Для метавулканитов жетыкольской толщи характерна крутая расщеповка с падением под углом 70–90°. Характер дислокаций раннерифейских и раннекаменноугольных отложений не изучен. Интрузивные образования блока представлены небольшим телом серпентинизированных гипербазитов дружинского комплекса (северо-восточный угол блока) и большими телами и дайками гранитоидов кокпектысайского и кременкульского комплексов.

Магнитное поле блока знакопеременное слабоконтрастное интенсивностью от –200 до 400 нТл. Отрицательные поля характерны для площадей развития чулаксайской свиты, еткульской и боровой толщ. Знакопеременное поле – для жетыкольской и кайрактинской толщ. На карте остаточных аномалий Δg площади блока соответствует отрицательное поле с изменением интенсивности с востока на запад от 0 до –10 мГал. Характер поля свидетельствует о небольшой мощности вулканогенных отложений кайрактинской толщи и о том, что в восточной части блока отложения кайрактинской толщи, предположительно, подстилаются метавулканитами жетыкольской толщи, а в западной части – отложениями чулаксайской свиты.

Исенбулатовский блок расположен к югу от Княженского блока. Восточной границей его является Новокатенинский, а западной – Восточно-Сарыобинский разломы. Размеры блока 25×5–9 км. Строение блока простое. Сложен он метавулканитами жетыкольской толщи. По данным замеров углов расщеповки в скважинах КГК, породы толщи смяты в мелкие складки, вплоть до плейчатости. В небольшом тектоническом блоке отмечаются известняки известняково-терригенной толщи. Два небольших участка сложены несогласно залегающими отложениями еткульской и кайрактинской толщ. Интрузивные образования представлены небольшими телами габбро раннекаменноугольного кокпектысайского и гранитов раннепермского шалкарского комплексов.

Магнитное поле блока мозаичное знакопеременное интенсивностью от –200 до 300 нТл. Положительные аномалии расположены над магнетитсодержащими туфосланцами жетыкольской толщи. На карте остаточных аномалий Δg большую часть блока занимает положительная аномалия интенсивностью от 0 до 5 мГал. В западном и южном направлении интенсивность поля уменьшается от 0 до –4–10 мГал. Характер поля говорит о большой мощности жетыкольской толщи в северо-восточном углу блока и о ее уменьшении в западном и южном направлениях.

Лебяжско-Атамановский блок расположен к востоку от Княженско-Исенбулатовского блока, граница с которым проходит по Новокатенинскому разлому. Восточной границей блока является Андреевский разлом. Ширина блока составляет 12–17 км, в северном и южном направлении он уходит за пределы площади. Площадь Лебяжско-Атамановского блока разбита разломами субмеридионального и северо-восточного простирания на систему более мелких синформных и антиформных блоков, выполненных разновозрастными отложениями. Северная и южная (юго-восточная) части блока имеют разное геологическое строение. В северной части блока преобладают метаморфизованные отложения раннерифейской кусаканской толщи, участками перекрытые вулканитами раннедевонской жетыкольской толщи. По данным бурения скважин КГК и единичным высыпкам, для пород кусаканской толщи и гранитоидов Селинташского массива характерны мощные зоны бластомилонитов, практически полностью изменившие их первичный структурно-текстурный план. Породам жетыкольской толщи, по данным бурения, характерна сильная расщеповка и смятие вплоть до плейчатости. Стратифицируемые породы в северной части блока протрудированы телами серпентинизированных гипербазитов ордовикского дружинского комплекса, метаплагиогранитами позднеордовикского крыклинского комплекса (Селинташский массив), габброидами позднедевонского джабыгасайского комплекса (Княженский массив), габброидами и плагиогранитами раннекаменноугольно-

го кокпектысайского комплекса (Комаровский и более мелкие массивы). В Княженском массиве выделяются мелкие тела и дайки гранитов раннепермского шалкарского комплекса. Южная и восточная части блока сложены метаморфизованными, рассланцованными и плейчатосмятыми вулканитами жетыкольской толщи. В юго-восточной части блока, в синформном тектоническом блоке (22×3 км), расположенном в зоне Новокатенинского разлома, выделяются песчано-сланцевые отложения раннедевонской кундыбаевской толщи. Породы толщи смяты в складки северо-восточного простирания, часто опрокинутые к востоку, с преобладанием падения пород на запад под углом 40–55°. Западнее, на небольшой площади, выделяются ранне-среднедевонские вулканиты кокпектинской толщи, несогласно залегающие на отложениях жетыкольской толщи. Юго-восточная часть блока осложнена небольшой (20×7 км) грабен-синклиналью, выполненной известняками и песчаниками среднедевонской известняково-терригенной толщи, несогласно залегающих на отложениях жетыкольской толщи. Вышеописанные породы южной и восточной частей блока прорываются гранитоидами раннекаменноугольного кокпектысайского комплекса (Кусаканский, Андреевский и Северо-Андреевский массивы) и крупным (8×4 км) пластовым телом габбродолеритов раннекаменноугольного кайрактинского комплекса.

На картах остаточных аномалий Δg площади Лебяжско-Атамановского блока соответствует знакопеременное поле интенсивностью от –8 до 12 мГал. Положительные аномалии соответствуют площадям развития отложений метавулканитов жетыкольской толщи, габброидам Княженского массива и габбродолеритам кайрактинского комплекса, отрицательные – отложениям кусаканской и кундыбаевской толщ, гранитоидам Селинташского, Кусаканского, Андреевского и Северо-Андреевского (центральная часть) массивов. Характер поля свидетельствует о слиянии на глубине Кусаканского и Андреевского массивов и о возможном распространении вулканогенных отложений жетыкольской толщи под северной частью Андреевского массива и под Северо-Андреевским массивом.

Магнитное поле блока характеризует сложность его геологического строения. Преобладает отрицательное поле интенсивностью от 0 до –250 нТл, распространенное над породами кусаканской и кундыбаевской толщ и над гранитоидами кокпектысайского комплекса и габбродолеритами кайрактинского комплекса. Положительное поле соответствует площадям гипербазитов дружининского комплекса (200–1 000 нТл), габброидов джабыгасайского и кокпектысайского комплексов (от –100 до 400 нТл) – Княженский и Комаровский массивы. Знакопеременное мозаичное поле интенсивностью от –300 до 500 нТл соответствует площадям распространения пород жетыкольской и кокпектинской толщ. Аналогичное знакопеременное поле над известняками и известняково-терригенной толщи, в сочетании с положительной аномалией Δg , свидетельствует о малой их мощности и залегании их на породах жетыкольской толщи.

Мариинский горст расположен восточнее Лебяжско-Атамановского блока, граница с которым проходит по Андреевскому разлому. На российской части территории расположена восточная часть горста. Центральная часть горста, выходящая на описываемую площадь небольшим участком восточнее на Мариинский массив, сложена метаморфитами кусаканской толщи. Восточная часть горста сложена метавулканитами жетыкольской толщи, на двух небольших участках выделяются песчано-сланцевые отложения кундыбаевской толщи. В тектоническом блоке северо-западнее пос. Степной залегают базальты кокпектинской толщи. В меридиональной грабен-синклинали юго-западной части горста залегают отложения известняково-терригенной толщи. Породы жетыкольской толщи, распространенные в горсте, падают на юго-восток под углом 60–75° и часто плейчато смяты. Песчаники и сланцы кундыбаевской толщи образуют относительно широкие меридиональные складки с наклоном крыльев 40–55° [2]. В базальтах кокпектинской толщи отмечается грубая рассланцовка. Известняково-терригенная толща, по данным колонковой скважины № 41 (№ 7 на карте), имеет волнистую слоистость с падением под углом 20–45°. Северную часть описываемой территории горста прорывает крупный Мариинский массив гранитоидов джабыгасайского комплекса, северо-восточная часть которого находится за пределами площади, юго-восточную часть – Берсуатский массив кокпектысайского комплекса, представленный своей северной частью.

На карте остаточных аномалий Δg площади горста соответствует положительное поле интенсивностью от 2 до 14 мГал. Наиболее интенсивные значения поля соответствуют площадям распространения вулканитов жетыкольской и кокпектинской толщ, наименьшие – отложениям кусаканской и гранитоидным массивам. Характер изменения поля свидетельствует о распространении вулканитов жетыкольской толщи под известняково-терригенной толщей, и о возможном распространении их под Мариинским и Кусаканским массивами. Магнитное поле блока над породами кусаканской, известняково-терригенной и кундыбаевской толщ – спокойное отрицательное интенсивностью от –300 до –50 нТл, над отложениями кокпектинской и жеты-

кольской толщ – знакопеременное мозаичное интенсивностью от –300 до 500 нТл, участками до 1 000 нТл.

ПЛИКАТИВНЫЕ ДЕФОРМАЦИИ

Складчатые нарушения в пределах Брединской площади имеют широкое развитие и наложены на глубокометаморфизованные образования ниже- и среднепротерозойских и относительно слабометаморфизованные отложения каледонско–герцинского структурных этажей.

Породы нижнепротерозойского структурного яруса претерпели несколько этапов складчатых деформаций. Поздние деформации частично или полностью затушевывают более ранние. Раннепротерозойские породы Каменнодольского блока смяты в антиклинальную складку с крутым ($65\text{--}80^\circ$) залеганием крыльев. Складка осложнена разрывными нарушениями и зонами бластомилонитов.

Раннерифейские отложения центральной части Суундукской горст-антиклинали и антиформных блоков северной части Лебяжско-Атамановского блока и Мариинского горста представляют собой фрагменты крупных гнейсовых куполов, ограниченных разломами, насыщенными по периферии и в различной степени замещенными интрузивными образованиями преимущественно гранитоидного состава. Гнейсовые купола осложнены пологими складками удлиненной, иногда близкой к изометричной формы, чаще вытянутыми в северо-восточном направлении.

Среднерифейские отложения, выполняющие тектонические блоки, в восточном крыле Суундукской горст-антиклинали смяты в антиклинальную складку с размахом крыльев 1 800 м с падением западного крыла под углом $45\text{--}75^\circ$, восточного – $65\text{--}75^\circ$. Крылья складки осложнены микроскладчатостью общего сжатия, вплоть до плейчатости.

Ордовикские отложения рымникской и маячной свит в восточном обрамлении Суундукской горст-антиклинали слагают крупную брахиформную структуру, западная часть которой представляет собой крыло антиклинали, переходящее к востоку в крыло синклинали, срезанное Варшавским разломом. Строение ее осложнено более мелкими складками различных форм и размеров (вплоть до плейчатости), имеющими меридиональное и северо-восточное простирание и крутое ($50\text{--}90^\circ$) падение крыльев. В северной части Павловской горст-антиклинали (Северо-Павловском поднятии) они образуют куполовидную складку плутонического нагнетания, связанную с внедрением крупного массива габбро.

Силурийские кремнистые породы в Восточно-Павловском блоке Павловской горст-антиклинали смяты в целый ряд складок, напоминающими складки волочения, с быстро меняющимся простиранием и крутыми (до $70\text{--}80^\circ$) углами падения крыльев.

Конседиментационные складки ранне-среднедевонских вулканических структур, из-за отсутствия обнаженности и сильной раздробленности, практически не изучены. В раннедевонских отложениях жетыкольской толщ отмечается крутая расланцовка и плейчатость. Вулканиды айдырлинской и кокпектинской толщ грубо расланцованы. Осадочные отложения кундыбаевской толщ смяты в складки северо-восточного простирания, частью опрокинутые к востоку, с преобладанием падения пород на запад под углом $40\text{--}55^\circ$.

Следующим типом складчатых деформаций являются складки, связанные с внедрением интрузивных массивов. Наиболее крупной структурой является куполовидная складка Северо-Павловского поднятия. В Павловской депрессии (южная часть Павловской горст-антиклинали) песчаники еманжелинской толщ под воздействием Павловского массива смяты в антиклинальные складки с падением крыльев под углом $45\text{--}80^\circ$, простирание которых субпараллельно контактам массива. Для многих (но не для всех) массивов в приконтактной части характерно развитие мелкой складчатости, плейчатости и гофрировки. Так в западном экзоконтакте Берсуатского массива вмещающие породы кусаканской толщ гофрированы, с размерами микроскладок гофрировки 3–5 см. Причем гофрированы не только гнейсы толщ, но и послеевые мигматиты, связанные с внедрением массива.

Последний, самый поздний тип складчатых деформаций представлен складками общего сжатия (смятия). Он охватывает почти всю площадь и все структурные подразделения геологического разреза, за исключением позднедевонско–раннепермских интрузивных комплексов. Интенсивность складчатости варьирует от очень слабой в протерозойских образованиях и мощных толщах девонских вулканитов и очень сильной в сланцевых толщах ордовикского, раннедевонского и каменноугольного возраста. Представлен он линейными складками с крутыми падениями крыльев, иногда изоклинальными, с острыми замками и сильно развитым кливажом слоевого типа. Размеры их колеблются от первых метров до нескольких сотен метров.

Наиболее широко они развиты в грабенах и грабен-синклиниях, где обычно сопряжены с системами параллельных разломов.

Более подробно описание складчатых деформаций в отдельных структурах и блоках приведено при описании строения региональных структур.

РАЗРЫВНЫЕ НАРУШЕНИЯ

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 Варшавский и Копейский 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 дунит-гарцбургитовой ассоциации, интрузии разного возраста и состава (от габбро до гранитов). Большинство из них образовалось в начале ордовика, в стадию рифтогенеза, дробления и деструкции Восточно-Уральского блока континентальной коры. Первоначально они имели характер сбросов, ограничивающих рифтогенные впадины, в которых формировались офиолитовые ассоциации. Позже они являлись границами развития островодужного вулканизма и поясами развития сейсмо-фокальных зон.

Варшавский разлом разделяет Челябинско-Суундукский антиклинорий и Полтавско-Брединский синклинорий. По геолого-геофизическим данным, вблизи поверхности он имеет крутое западное падение [54]. В северной части площади разлом разделяется на две ветви, охватывающие, приуроченные к зоне разлома, Гулинский гипербазитовый и Гулинский габбро-диоритовый массивы. Западная ветвь разлома осложнена малоамплитудными взбросами. Первоначально разлом являлся сбросом с амплитудой перемещения не менее 2 км. В коллизионную стадию он претерпел частичную инверсию и приобрел характер взброса.

Копейский разлом является основным швом Челябинского глубинного разлома. В систему последнего входят также оперяющие Каменнодольский, Заозерный и Западно-Сарыобинский разломы. Разлом отделяет Полтавско-Брединский синклинорий от Троицко-Карашатауского антиклинория. Материалы глубинного сейсмического зондирования по Троицкому профилю и профилю Уралсейс-95 показывают крутое западное падение Челябинского разлома с выполаживанием его с глубиной и слиянием с поверхностью Мохо. Поверхность Мохо в пределах Зауральского мегаблока имеет субгоризонтальное положение. В зоне разлома она погружается под углами 20–30° до глубины 45–55 км.

Региональные и крупные местные разломы, не обладающие чертами структурных швов, характеризуются более простой кинематикой и являются тектоническими элементами крупных структурно-формационных блоков. Часть из них являются границами горст-антиклиналей (Каменнодольский, Новокатенинский), другие являются границами крупных грабен-синклиналей (Синешиханский, Попереченский, Каменнодольский, Заозерный, Восточно-Сарыобинский). Амплитуды перемещений по ним составляют от сотен метров до 1,0–1,5 км.

Местные разломы являются элементами внутреннего строения структурных зон, подзон и структурно-формационных блоков и, обычно, не выходят далеко за их пределы. Одни из них относятся к синвулканическим нарушениям и ограничивают вулкано-тектонические структуры, другие ограничивают наложенные структуры (небольшие грабен-синклинали), третьи являются элементами внутреннего строения тектонических блоков и ограничивают в их пределах более мелкие синформные и антиформные блоки. Широко развиты, особенно в Полтавско-Брединском синклинории, разломы коллизионной стадии. Это взбросы и взбросо-сдвиги субмеридионального и северо-восточного простирания, взбросо- и сбросо-сдвиги широтного и северо-западного простирания. Перемещения по местным разломам составляли от первых десятков и сотен метров до 1,5 километров (разломы вулкано-тектонических структур).

ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

В истории геологического развития района выделяются четыре крупных этапа: раннепротерозойский, рифейский, ордовикско–пермский и мезозойско–кайнозойский.

РАННЕПРОТЕРОЗОЙСКИЙ ЭТАП

Сведения о доордовикских тектонических событиях, сформировавших континентальную кору района, имеют фрагментарный характер. Предполагается, что в раннем протерозое накапливались глинистые отложения, сопровождавшиеся проявлениями базальтового вулканизма. До начала рифея раннепротерозойские породы подверглись региональному метаморфизму амфиболитовой фации высоких давлений и превращены в гнейсы и амфиболиты (гнейсовая толща).

РИФЕЙСКИЙ ЭТАП

В рифее на континенте возникли обширные прогибы типа авлакогенов восточной окраины Русской платформы, в которых, в относительно спокойной обстановке, в условиях платформенного режима происходило накопление терригенных отложений: песчаников, алевролитов и глинистых сланцев, впоследствии в результате метаморфизма превращенных в гнейсы, кристаллические сланцы и кварциты (кусаканская толща). Особенностью среднерифейской седиментации было накопление большого количества углеродистого материала (чулаксайская свита). В конце рифея зона осадконакопления испытала общий подъем, охвативший всю зону Южного Урала, и превратилась в область пенеплена.

ОРДОВИКСКО–ПЕРМСКИЙ 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.

СТАДИЯ РИФТОГЕНЕЗА И ОБРАЗОВАНИЯ ОКЕАНИЧЕСКОГО БАСЕЙНА (O–S₁)

В раннем ордовике, в результате подъема мантийного диапира, происходят разрыв и раздвижение блоков древней континентальной коры. Формируется сложная рифтовая зона, в систему которой входили Чулаксайский, Варшавский, Копейский, Каменнодольский и Новокатенинский разломы. Под воздействием растягивающих движений происходит разрыв верхней части земной коры, при этом нижняя часть испытывает пластические деформации. Образовавшиеся рифтовые впадины (внутриконтинентальный рифт) начали заполняться осадочными и вулканогенно-осадочными отложениями (рымникская свита). Источником кварцевого и полевошпатового материала служили участки суши, сложенные протерозойскими образованиями с хорошо развитой корой выветривания, источником вулканогенного материала – вулканы центрального типа, приуроченные к зонам разломов.

В конце раннего–начале среднего ордовика по мере раздвижения континентального рифта началось образование океанической структуры, состоящей из нескольких рифтовых зон, разделенных блоками с остатками континентальной коры – микроконтинентами. Характер взаимоотношения субокеанических бассейнов и разделяющих их микроконтинентальных блоков остается дискуссионным. Предполагается, что большая часть описываемой площади являлась во-

сточной окраиной Восточно-Уральского микроконтинента. В образовавшейся океанической структуре, в пределах всего Южного Урала, формируется офиолитовая ассоциация. На описываемой территории в ее состав входили: дунит-гарцбургитовая формация (ордовикские чебаркульско-казбаевский, успенковский и дружининский комплексы), базальты с горизонтами кремнистых образований (саргазинская толща, а также энбекшинская и тюлеспайская толщи, расположенные на сопредельной с юга площади), глубоководные осадки – углито-глинисто-кремнистые, глинисто-кремнистые среднеордовикской новооренбургской толщи (развитой западнее, в долине р. Суундук) и раннесилурийской булатовской толщи.

В то же время в шельфовой зоне склона микроконтинента зрелыми турбидитами с высоким содержанием обломков кварца и полевого шпата, формируются флишевые толщи (маячная свита). Наличие в отложениях маячной свиты прослоев магматических брекчий и гиалокластитов пикробазальтов и оливиновых базальтов может свидетельствовать о том, что рифтовая впадина находилась в непосредственной близости от материкового склона. Излияние базальтов в ней на отдельных этапах было некомпенсированным и затрагивало материковый склон микроконтинента.

СТАДИЯ ФОРМИРОВАНИЯ СИСТЕМЫ РАННЕЙ ОСТРОВНОЙ ДУГИ (O_3-S_2)

Предположительно, с середины ордовика и до конца силура, южнее описываемой площади, закладывается островодужная система и начинается закрытие палеоокеанического бассейна. На появление островодужных геодинамических условий и зон субдукции указывают пояса тел метаморфизованных пород известково-щелочной габбро-гранитоидной серии (крыклинский комплекс). Эти пояса приурочены к периферии микроконтинентальных блоков. В пределах Брединской площади они развиты фрагментарно и представлены Селинташским массивом. Силурийские островодужные ассоциации проявлены северо-восточнее описываемой площади, в Ильиновско-Марииновской подзоне (катенинская толща – $S_{1-2}kt$).

СТАДИЯ ВТОРИЧНОГО СПРЕДИНГА И ОБРАЗОВАНИЯ СИСТЕМЫ МОДИФИЦИРОВАННОЙ ОСТРОВНОЙ ДУГИ (D_{1-3})

В раннем девоне, в образовавшемся окраинном морском бассейне, закладываются новые зоны спрединга. В пределах описываемой территории одна из них проходила между Варшавским и Каменнодольским разломами (южная часть Копейско-Брединской подзоны Алапаевско-Адамовской СФЗ), вторая – восточнее Восточно-Сарыобинского разлома. С первой из них связано формирование грабенообразной Айдырлинской депрессии, расположенной, в основном, юго-западнее описываемой площади. В пределах Брединской площади имеются только фрагменты этой структуры – Восточно-Павловский блок и Павловская депрессия Павловской горст-антиклинали. На ранних стадиях образования депрессии в ней происходило излияние лав базальтового состава, на завершающем этапе сменяющееся извержениями лав и пироклаستيку среднего и кислого состава и внедрениями их субвулканических тел (айдырлинская толща). В конце среднего девона вулканическая деятельность в депрессии затухает в фамене она продолжается за пределами площади в виде слабых эксплозивных извержений пород умеренно-кислого, кислого и субщелочного состава, сопровождавшихся накоплением в понижениях палеовулканического рельефа пирокласто-осадочных и осадочных отложений березняковской толщи, а на описываемой площади, в пределах Павловской депрессии (кальдере проседания), терригенных отложений еманжелинской толщи. Интрузивные образования зоны представлены раннедевонской дунит-гарцбургитовой формацией (каменнодольский комплекс).

Вторая зона спрединга охватывала юго-восточную часть Ильиновско-Марииновской подзоны Красногвардейско-Светлинской СФЗ. Первоначально в ней на больших площадях происходило излияние лав базальтов, образовавших нижнюю часть разреза раннедевонской жетыкольской толщи. Позднее они сменяются извержениями пироклаستيку основного, среднего и кислого составов, сформировавших верхнюю часть разреза жетыкольской толщи раннедевонской риолит-базальтовой формации. В период некоторого затухания вулканизма происходит накопление осадочных пород кундыбаевской толщи (кремнисто-терригенной формации).

В раннем–среднем девоне в восточной и центральной частях рифтогенного трога происходит подновление и активизация разломов, сопровождавшееся незначительными излияниями лав базальтов и извержениями пироклаستيку (кокпектинская толща).

В конце эйфеля вулканическая деятельность в депрессии затухает и начинается накопление терригенно-карбонатных отложений известняково-терригенной толщи.

СТАДИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ОКРАИННО-КОНТИНЕНТАЛЬНОГО ВУЛКАНО-ПЛУТОНИЧЕСКОГО ПОЯСА (D₃–C₁)

Граница франского века отчетливо проявлена в смене палеотектонической обстановки. В конце франа произошло закрытие задугового бассейна и причленение смятых фрагментов островной дуги к восточной части микроконтинента. На границе аккретированного блока образовался вулкано-плутонический пояс окраинно-континентального типа, отмеченный северовосточнее описываемой площади извержениями существенно калиевых базальтов нижней части разреза ащисуйской толщи (D₃–C₁аš), а на описываемой площади внедрением позднедевонских массивов габбро-диорит-плагиогранитовой формации фронтальных частей пояса (джабыг-асайский комплекс) и монцодиорит-граносиенит-лейкогранитовой формации тыловых частей пояса (урусиксенский комплекс).

Продолжительность позднедевонского вулканизма была невелика. В позднем фамене–раннем турне условия сжатия сменились прогрессирующим растяжением, в результате которого произошло опускание территории и трансгрессия моря на Восточно-Уральский микроконтинент. При этом вулканическая деятельность (северовосточнее площади) начала затухать и сменилась накоплением в осевых частях депрессий (трогов) накоплением относительно глубоководных известняков, а в их приподнятых блоках и шельфовой зоне – карбонатно-терригенных отложений ащисуйской толщи.

В позднем турне–раннем визе условия растяжения вновь сменяются сжатием, в результате которого происходит подъем территории и обмеление морского бассейна. На периферии микроконтинента (Копейско-Брединская подзона) образуются обширные лагуны с паралическим угленакоплением (брединская свита). Вулканическая деятельность этого периода на Брединской площади проявлена слабо и представлена таяндинскими субвулканическими образованиями, а также незначительным количеством туфогенного материала в верхней части разреза брединской свиты. Но именно в этот отрезок времени происходит внедрение крупных массивов габбро-гранодиорит-гранитовой формации (неплюевский комплекс), представленной на описываемой территории восточными окраинами Суундукского, Башкироводольского и Рымникского массивов.

Во второй половине визе–начале серпухова происходит деструкция окраинно-континентального вулкано-плутонического пояса с образованием меридиональных рифтогенных вулканотектонических депрессий (трогов), заполняемых на ранних этапах высокотитанистыми базальтами и на поздней стадии лаво-пирокластическими породами умереннощелочных вулканитов среднего–кислого состава (базальт-трахиандезит-трахириолитовая формация (кайрактинская толща). В приподнятых блоках трогов происходит накопление карбонатно-терригенных отложений еткульской толщи. В это же время на окраине микроконтинента (Копейско-Брединская подзона), в области мелководного шельфа, происходит формирование мощных разрезов карбонатно-терригенной и известняковой формаций (тугундинская и биргильдинская толщи). Процессы интрузивного магматизма привели в позднедевонское время к внедрению интрузий габбро-диорит-плагиогранитовой формации (кумакский и кокпектысайский комплексы).

КОЛЛИЗИОННАЯ СТАДИЯ (C₂–P)

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 сопровождались гранитизацией, интенсивным палингенезом и формированием массивов калинатовых гранитов раннепермской гранитовой формации (кременкульский и шалкарский комплексы). Увеличение мощности формирующейся континентальной коры привело к ее изостатическому поднятию и образованию в регионе складчатой горной системы. В среднем карбоне в локальных межгорных впадинах накапливаются известняковые конгломераты с прослоями известняков и терригенных пород (архангельская и кузейская толщи), а в приразломных грабенах в Копейской зоне разломов – карбонатные отложения известняковой формации (федоровская толща).

МЕЗОЗОЙСКО–КАЙНОЗОЙСКИЙ ЭТАП

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

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

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

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

ГЕОМОРФОЛОГИЯ

Территория листа N-41-XXXI принадлежит одной из основных морфологических провинций Южного Урала, Зауральскому пенеплену. Образование пенеплена обусловлено длительным выравниванием рельефа с интенсивным химическим выветриванием. Современная пенепленизированная поверхность сочетает в себе фрагменты разновозрастных денудационных, аккумулятивных и смешанных поверхностей выравнивания.

При выделении и датировке однородных поверхностей рельефа учитывались данные о пространстве, условиях залегания, мощности и возрасте рыхлых отложений.

ГЕНЕТИЧЕСКИ ОДНОРОДНЫЕ ПОВЕРХНОСТИ РЕЛЬЕФА

ДЕНУДАЦИОННАЯ ГРУППА

КОМПЛЕКСНОЙ ДЕНУДАЦИИ

ПОВЕРХНОСТИ ВЫРАВНИВАНИЯ

Поверхность выравнивания мезозойского возраста (MZ) представлена незначительными фрагментами, фиксированными площадной корой выветривания. Современный рельеф денудационной поверхности мезозойского пенеплена – это довольно плоская, иногда холмистая равнина с выходами палеозойских пород, представленных грабенообразными обнажениями, глыбовыми развалами и пологими возвышенностями, сложенными гранитоидами. По мнению И. З. Шуб [58], древняя денудационная поверхность, выработанная в основном, вероятно, в раннем мезозое, не претерпела существенных изменений до настоящего времени. В позднем мезозое в эрозионных депрессиях происходило образование отложений осадочной формации коры выветривания (алапаевская толща и синарская свита), что позволяет говорить о присутствии аккумулятивных поверхностей этого возраста.

Поверхность выравнивания палеогенового возраста (P) фиксируется отложениями саксаульской свиты в северо-восточной части листа, в районе поселка Лебяжий. Это выровненная поверхность водораздела с абсолютными отметками от 320 до 340 м с блюдцеобразными понижениями в виде мелких впадин овального и округлого очертания длиной от 50 до 200 м, часто занятыми озерами и болотами.

Плиоцен–голоценовая поверхность выравнивания (N₂–Q_n) может рассматриваться как часть пенеплена, но имеет двухъярусное геологическое строение: ее обнажающийся по долинам цоколь слагается породами складчатого основания, а поверхность – континентальными осадочными породами небольшой мощности. К этому типу рельефа принадлежит значительная часть территории листа. Абсолютные высоты водораздельных пространств 320–380 м. Плоские водоразделы сочетаются с мелкосопочными склонами речных долин, часто лишенными делювиального чехла. Сами водоразделы покрыты элювиальными и делювиальными суглинками с большим количеством щебня коренных пород.

Средне-позднеоплейстоценовая поверхность выравнивания (Q_{II-III}) развита преимущественно в восточной части листа. Фиксируется маломощными образованиями элювиального и делювиального генезиса на поверхностях с абсолютными отметками от 280 до 320 м.

Позднеоплейстоценовая поверхность выравнивания (Q_{III}) выделена в виде незначительных фрагментов в бассейне реки Камышлы-Аят, в зоне сноса со склонов и заполнения долин делювиальными осадками. Фиксируется делювиальными и аллювиальными осадками стрелецкого и ханмейского горизонтов неоплейстоцена.

ЭРОЗИОННО-ДЕНУДАЦИОННЫЙ

СКЛОНЫ

Миоцен–голоценовые склоны (N_1-Q_n) образованы плоскостным смывом в продолжительный отрезок времени. Приурочены к наиболее значительным положительным элементам рельефа: склонам возвышенностей с весьма маломощным чехлом покровных образований и частыми выходами на поверхность коренных пород. Развита на всей территории листа, преимущественно в юго-западной части.

Раннеоолейстоценовые делювиальные склоны (Q_1). Формирование склонов началось с момента образования современной речной сети и продолжалось до раннего оолейстоцена. Этот тип рельефа выделяется в верхних частях водораздельных склонов бассейна реки Синташта. Сложены склоны делювиальными коричневыми глинами с марганцовистыми бобовинами.

Среднеоолейстоценовые–голоценовые десерпционные склоны (Q_{II-n}) генетически и пространственно связаны с элювием миоцен–голоценовых склонов. Образуют крупные уступы речных долин. Морфология десерпционных склонов, их геометрическая и литологическая характеристики довольно изменчивы. В пределах верхнего яруса рельефа они, обычно, пологие, неровные. С поверхности представлены маломощным чехлом десерпционных образований с частыми выходами коренных пород.

Позднеоолейстоценовые делювиальные склоны (Q_{III}) развиты в долинах рек Синташта, Камышлы-Аят и Берсуат. Граница между денудационными склонами водоразделов и склонами долин весьма условна, плохо выражена и почти не наблюдается в рельефе. Склоны покрыты делювиальными бурыми суглинками и супесями со щебнем.

АККУМУЛЯТИВНАЯ ГРУППА

Область развития аккумулятивного рельефа приурочена главным образом к бассейнам рек. Пространственно и генетически элементы рельефа этой группы связаны с одновозрастными эрозионными формами склонового рельефа.

Аккумулятивный рельеф представлен террасовыми комплексами постоянных и временных водотоков, аккумулятивный чехол которых выполнен аллювиальными, делювиально-аллювиальными и озерно-аллювиальными образованиями.

АЛЛЮВИАЛЬНЫЙ

Вторая надпойменная терраса позднеоолейстоценового возраста (Q_{III}) известна в долинах рек Синташта и Камышлы-Аят. Терраса в долине Синташты отмечается на участке между поселками Сосновка и Бреды, высота ее не превышает 10 м, ширина изменяется от 200 до 400 м. Вторая надпойменная терраса реки Камышлы-Аят представлена протяженными фрагментами на обоих склонах долины, севернее поселка Княженское. Относительная высота площадок террасы составляет 10–12 м, ширина – до 600 м.

Первая надпойменная терраса позднеоолейстоценового возраста (Q_{III}) представлена на всех крупных реках района (Синташта, Берсуат, Камышлы-Аят). Терраса гипсометрически хорошо выражена. На реке Синташта терраса прослеживается от поселка Сосновка на западе до устья на востоке. Высота площадок террасы 3–5 м, ширина – от 50 м до 1,5 км. На реке Камышлы-Аят терраса с небольшими перерывами прослеживается на всем протяжении реки. Высота террасы 3–4 м, ширина площадки – от 200 до 500 м. В долине реки Берсуат первая надпойменная терраса представлена отдельными фрагментами протяженностью от 2 до 4 км. Высота и ширина площадок террасы не превышает значений, названных для предыдущих рек. Террасы на всех реках аккумулятивные.

Нерасчлененные террасы позднеоолейстоценовые–голоценовые (Q_{III-n}) в силу малых размеров и невозможного расчленения выделены по литологическим признакам. Этот тип рельефа представляет собой объединенный комплекс пойменных и надпойменных террас на отдельных участках долины реки Камышлы-Аят, ее притоков, и в верховьях рек Солончанка и Байтук.

Поймы и днища долин голоценовые (Q_n). Пойменные террасы развиты во всех речных долинах района. На реках Камышлы-Аят, Синташта и Берсуат пойменный комплекс представлен низкой и высокой поймами. Для низкой поймы характерна небольшая ширина площадки от 50 до 100 м, иногда наращиваемая до 300–500 м пляжами и отмелями. Высота уступа 0,5–1,0 м. Пойма местами заболочена. Высокая пойменная терраса расположена в 1,5–2,0 м над урезом

воды. Общая ширина пойменного комплекса (низкой и высокой пойм) от 100 до 500 м, лишь на отдельных участках долины Берсуат – более 1 км.

ОЗЕРНО-АЛЛЮВИАЛЬНЫЙ

Миоцен–плиоценового возраста озерно-аллювиальный рельеф (N_{1-2}) представлен фрагментарно. Выполнен глинами с прослоями песка и галечников светлинской, чаграйской, наурзумской, жиландинской и кустанайской свит. Образования слагают участки равнины с уклоном в сторону речных долин.

ФОРМЫ РЕЛЬЕФА

На территории листа преимущественным развитием пользуется просадочный рельеф. На водораздельных пространствах и пологих склонах речных долин, сложенных рыхлыми образованиями, наблюдаются характерные блюдцеобразные понижения, морфологически выраженные мелкими впадинами овального и округлого очертания длиной от 50 до 250 м, занятыми озерами или болотами, при высыхании которых образуются пологие котловинки, известные под названием «степные блюдца». Такой рельеф развит северо-западнее пос. Атамановский и северо-восточнее пос. Бреды.

Карст развит преимущественно в юго-западной части площади в пределах распространения известняков. Это слабовыраженные в рельефе воронки и сухие долины, выполненные песком и суглинками миоцен–плиоценового возраста. Древний карст, приуроченный к позднемезозойским эрозионно-структурным депрессиям и миоценовым долинам, в рельефе не выражен. Одна из карстовых полостей, выполненная образованиями куртамышской и наурзумской свит, вскрыта в долине реки Берсуат скважинами № 728, 729 и 738 [33].

Техногенный рельеф представлен отвалами и выемками карьеров, покрытиями дорог, незначительные размеры которых не позволяют показать их на геоморфологической схеме.

Значительным распространением в районе пользуется погребенный рельеф, представленный Бессоновской и Казанской эрозионно-структурными депрессиями позднемезозойского возраста и миоценовыми долинами. В современном рельефе депрессии выражены неотчетливо, вследствие того, что прилегающие водораздельные участки сnivelированы под общий денудационный уровень и превышение бровки над центральными частями депрессий не превышает 20 метров. Депрессии на территории листа представлены центральными и южными частями. В районе поселка Боровое Бессоновская и Казанская депрессии существуют отдельно, сливаясь на широте поселка Раменское в один рукав, который на западе уходит за пределы листа. Ширина каждой из депрессий колеблется от 2 до 5 км, после слияния достигает 8 км. Центральная часть Бессоновской депрессии представляет собой слабоволнистую поверхность с многочисленными, часто заболоченными карстовыми озерами (Моховое, Светлое, Безымянное и др.) правильной округлой и эллипсовидной формы. По данным И. З. Шуб [58] днище депрессии имеет сложное строение и реставрировать его уровень удается лишь на локальных отрезках. В депрессии широко развита кора выветривания, площадь распространения которой уменьшается в южной части, а также нижнемеловые отложения синарской свиты и алапаевской толщи. В восточном борту депрессии мезозойские породы перекрыты озерными образованиями светлинской и куртамышской свит. В пределах Бессоновской депрессии отложения синарской свиты, выполняющие карстовые впадины в известняках, являются бокситоносными. В центральной и южной частях Казанской эрозионно-структурной депрессии меловые отложения неизвестны. Здесь широко развиты озерные образования миоцена. Палеогеновые осадки представлены суринской толщей палеоцена и саксаульской свитой эоцена. Мощность отложений в депрессии колеблется в пределах 8–15 м, достигая в карсте 60 м. Мощность коры выветривания, широко представленной в депрессии, в контактовых зонах может увеличиваться до 90 м.

Современная гидрографическая сеть в пределах территории тесно связана с миоценовыми речными долинами. Их наследуют реки Камышлы-Аят, Синташта и Берсуат. Направление потоков миоценового возраста определяется аллювиальными образованиями наурзумской и чаграйской свит. Верховье Камышлыаятской миоценовой долины располагается за пределами листа. До широты современной долины она наследует мезозойские депрессии. С галечниковыми фациями миоценовых осадков связаны россыпи золота (за пределами района). Синташтинская миоценовая долина на всем своем протяжении унаследована рекой Синташта, протяженность ее свыше 89 км [58]. В районе поселка Мариинский она сливается с Берсуатской миоценовой долиной. Ширина долины 3–4 км. В пределах Синташтинской миоценовой долины уста-

новлена золотоносность песчано-галечных отложений наурзумской свиты в районе пос. Мирное [58]. Золотоносных отложений в Берсуатской миоценовой долине не отмечается.

ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ РЕЛЬЕФА

В истории развития рельефа Зауральского пенеплена по мнению И. З. Шуб [58] можно выделить несколько этапов: зарождение (ранний мезозой), достижение зрелости (поздний мезозой), консервация (верхний мел–палеоген), начало расчленения (миоцен) и уничтожение (плиоцен–квартер).

В раннем мезозое происходило интенсивное разрушение прибортовых частей тектонических долин, что являлось источником грубообломочного материала, заполнявшего грабены. Для позднего мезозоя характерна глубокая гипергенная проработка пород складчатого субстрата, активизация денудационных и эрозионных процессов. Важная роль в становлении пенеплена принадлежала теплому и влажному климату.

Позднемезозойский этап образования рельефа характеризуется также заложением новой речной сети, вместилищем которой стали депрессии, выработанные эрозионными процессами. В пределах пониженных участков депрессионных зон распространены «белики» алапаевской толщи, которые образовались путем заполнения карстовых полостей обломочным и глинистым материалом, приносимым временными потоками, а также продуктами размыва мезозойской коры выветривания и механического разрушения известняков.

К концу апта процессы карстообразования прекратились, и началась эпоха отложения пестроцветных глин синарской свиты. Климат в отличие от теплового и сухого во время образования алапаевской толщи, стал влажным. Это подтверждается широким развитием красноцветных пород, наличием прослоев лигнитов и обилием растительных остатков. Среди пород синарской свиты известны бокситы и железные руды.

В нижнем эоцене в результате опускания всего восточного склона Урала и Зауралья произошла самая крупная за мезозойско–кайнозойское время трансгрессия моря, которая достигла максимального развития в верхнем эоцене. Западная граница ее распространения довольно извилистая и протягивается через разъезд Рамеевский и далее на юг. В современном рельефе прибрежная зона эоценового моря отличается обилием суффозионных форм, которые создают мелкобугристый рельеф.

В позднеэоценовое время произошло постепенное отступление моря и его обмеление.

Дальнейшее тектоническое оживление обусловило постепенное изменение базиса эрозии. С этого момента началось формирование речной сети, которая явилась прообразом современной. Долины приобрели субширотное и широтное направления.

В нижнем миоцене произошло дальнейшее сильное воздымание всего Уральского хребта и примыкающей к нему площади. Поднятие привело к новому отступлению морского бассейна и опусканию общего базиса эрозии. Активизация денудационных и эрозионных процессов способствовала частичному разрушению мезозойских поверхностей и усилению эрозионной деятельности рек, приведшей к углублению русел и появлению многочисленных притоков. Разрушение более древних поверхностей сопровождалось заложением и развитием новой полигенетической поверхности. Позднемиоценовые долины представляли собой широкие ложбины, днища которых располагались на несколько метров ниже уровня прилегающих частей водораздельных пространств.

На смену интенсивным процессам пенепленизации, господствовавшим в мезозое и палеогене, пришли процессы, результатом которых было уничтожение древних поверхностей. Условия для этого были созданы семиаридным климатом при относительном тектоническом покое.

Вновь созданная миоценовая поверхность характеризовалась пересеченным рельефом и почти полным отсутствием коры выветривания. Интенсивно развивалась овражная и ложковая сеть, базисом эрозии для которой служили мезозойские депрессии и миоценовые долины. Устанавливается четкая природно-климатическая зональность, которая выражается в изменении состава пород с юга на север. На юге миоценовые глины содержат гипсовые друзы и известковые стяжения и линзы. На севере гипсоносность исчезает, а известковистость сохраняется. Таким образом, рельеф, сформированный в миоцене, довольно близок современному.

В плиоцен–четвертичное время Восточный склон Урала был охвачен ступенчато-сводовым поднятием, что при сильно выровненном рельефе и наличии уклона к востоку способствовало дальнейшей выработке заложенной в раннем миоцене гидрографической сети, направленной на восток.

Общая врезанность современной речной сети довольно слабая. Долины отличаются пологими и низкими склонами. Поймы широкие с многочисленными старицами и меандрами, сильно развита боковая эрозия.

На этапе новейшей тектоники Зауральский пенеплен характеризуется как зона, испытавшая умеренное воздымание. Величины неоген–четвертичных поднятий пенеплена нарастают с востока на запад от 200 до 250 м. Восточная часть территории характеризуется слабыми неотектоническими колебаниями. Амплитуды суммарных новейших поднятий по сведениям И. З. Шуб [58] меняются от 160 до 190 м.

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

На площади работ известно 52 месторождений полезных ископаемых, из них 38 месторождений рудного и россыпного золота, 2 месторождения силикатного никеля (и кобальта), 2 каменного угля, 2 россыпи платины, месторождения железа и алюминия, доломита, стройматериалов и гипса. Кроме Рамеевского (известняки) и Брединского (глины кирпичные) месторождений, все остальные месторождения не эксплуатируются, в основном по экономическим причинам.

Из 89 проявлений, пунктов минерализации, первичных геохимических ореолов (ПГХО) по коренным породам и корам выветривания, 40 (47 %) выявлены при ГДП-200, что свидетельствует о высоком потенциале выявления новых рудных объектов на площади работ, в том числе новых для района рудных формаций.

ГОРЮЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

ТВЕРДЫЕ ГОРЮЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

УГОЛЬ КАМЕННЫЙ

Два месторождения и 4 проявления каменного угля приурочены к отложениям брединской свиты и характеризуются крайней изменчивостью параметров и морфологии угольных пластов.

Брединское месторождение (II-2-8) открыто в начале XX века, с перерывами эксплуатировалось с 1907 до 1945 года (карьер, 3 шахты).

На месторождении выявлено 1 309 пластов мощностью 0,2–4,7 м, из них 144 пласта рабочей мощности (более 0,4 м). Максимальная протяженность пластов до 300 м. Вместе с вмещающими породами угли брекчированы, кливажированы, с карбонатными прожилками и пленками пирита. На отдельных участках угли графитизированы. На территории Брединского месторождения по результатам эксплуатационных и геологоразведочных работ выделено Г. А. Баженовым (1943 г.) шесть горизонтов снизу вверх:

A1 – средние и мелкозернистые песчаники с прослоями алевролитов. Нижняя граница проходит по кровле мергелистых известняков	25 м
A2 – алевролит-аргиллитовый горизонт, включающий рабочие пласты угля	70 м
A3 – горизонт, состоящий преимущественно из аргиллитов и мелкозернистых песчаников с двумя рабочими пластами угля. Наиболее продуктивный горизонт	70 м
A4 – аргиллитовый горизонт, включающий 4 рабочих пласта угля и 2 прослоя нерабочих	60 м
A5 – аргиллит-алевролитовый горизонт с преобладанием в верхних частях песчаников. Содержит 5 рабочих пластов угля	100 м
A6 – горизонт из светло-серых грубозернистых полимиктовых и аркозовых песчаников, расположенных в нижней части, и углистых алевролитов и аргиллитов с угольными пластами – в верхней, включающей прослой кварцево-полевошпатовых и кварцевых песчаников	

Угли относятся к высокозольным антрацитам. Зольность 21–36 %, содержание летучих компонентов 4,2 %, серы 0,7 %. Общие запасы угля 5 940,8 тыс. т. Добыча прекращена из-за сложного геологического строения, низкой угленосности и повышенной обводненности.

На *Рамеевском месторождении* (I-2-29) в угленосной толще брединской свиты мощностью 110 м выделено 7 рабочих пластов антрацита суммарной мощностью 23 м. Пласты по падению и простиранию не выдержанные. Угли брекчированы, содержат карбонат-пирит-кварцевые прожилки, но пригодны в качестве энергетических.

Разрез угленосной толщи месторождения хорошо коррелируется с разрезом Брединского месторождения, лишь в низах разреза добавляется еще один горизонт мощностью 125 м. Сло-

жен этот горизонт графито-глинистыми, серицито-песчано-глинистыми, кварц-серицито-полевошпатовыми и кварцевыми песчаниками с 7 тонкими прослоями угля.

Запасы (C_2) – 1,9 млн т, ресурсы (P_1+P_2) 300 м – 4,8 млн т [23].

Как и на Брединском месторождении часть углей графитизирована. Вполне возможно, что в графитизированных углях содержится фуллерен – ультрамикроскопическая модификация графита, используемая в новейших технологиях.

Угленосные проявления (I-2-14, 31; II-2-19, 22) не представляют практического интереса из-за сложного строения и низкой угленасыщенности.

Общие перспективы выявления новых рентабельных месторождений углей, в пределах развития брединской свиты, на площади листа ограничены.

МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

ЧЕРНЫЕ МЕТАЛЛЫ

ЖЕЛЕЗО

В пределах листа разведано небольшое Поперечинское месторождение скарного типа, оценено проявление бурых железняков в отложениях мела и выявлено 3 пункта минерализации. Один из них (I-3-10) скарного типа, один метасоматического (I-3-3) и один метаморфогенного (II-2-30). Низкая степень изученности пунктов минерализации не позволяет оценить их перспективность.

Поперечинское (Наследницкое) месторождение железа (IV-1-8) локализуется среди скарнов по известнякам и туфам биргильдинской толщи нижнего карбона. Мощность зоны 100–150 м, падение ее крутое на юго-запад – 75–80°, по простиранию она прослежена на 600 м.

В контуре месторождения мелкие тела гранитов и серпентинитов контролируются зоной разлома субмеридионального простирания. Скарны эпидот-гранат-пироксенового состава с сульфидно-магнетитовой минерализацией содержат прослои роговиков и мраморов. Во вкрапленных и массивных магнетитовых рудах отмечается вкрапленность сульфидов: пирит, пирротин, халькопирит, галенит и сфалерит. В интервале глубин 40–440 м отмечено до 40 линз магнетита мощностью 0,1–20,0 м. Максимальное содержание железа в рудных телах до 52 %, среднее 46,76 %, содержание серы – 1,1–3,5 %, меди – до 0,1 %.

Запасы категории C_1 Поперечинского месторождения составляют 30 млн т, ресурсы (P_1) – 60 млн т [30].

Месторождение считается перспективным, но не эксплуатируется.

Бессоновское проявление (I-2-19) бурых железняков в синарской свите нижнего мела с ресурсами до 1,5 млн т практического интереса не представляет, хотя в рудах содержится 0,95–1,1 % марганца.

Выявлено 5 рудных тел мощностью 1,5–20,9 м залегающих на глубине 15,6–70 м, общей площадью 60,6 тыс. м². Содержание окиси железа – 52,6 %, глинозема – 14,7 %, кремнезема – 13,2 %, окиси титана – 1,26 %. Руды располагаются в низах бокситовой пачки. В подстилающих сидеритах среднего карбона (известняки с телами кварцитов) отмечены унифицированные растительные остатки. В известняках вкрапленность пирита. В сидерите содержание железа – 21,5–39,4 %, серы – до 0,21 %, кремнезема – 4–28 %, [54].

Магнетит-тремолитовые сланцы у пос. Маяк (*пункт минерализации* II-2-30) возможно являются аналогом метаморфитов того же состава, которые в Индии содержат ванадий-титан-магнетитовые руды [3].

ХРОМ

Мелкие тела вкрапленных и массивных хромитовых руд группируются в трех *проявлениях* на Гулинском серпентинитовом массиве (I-2-1, 17, 25) и одном на Каменнодольском (III-2-5). Они частично обработаны старателями, но запасы по ним не определялись. Тела на доступной глубине мелкие: длина 1,5–40 м, мощность до 2 м. Содержание окиси хрома – 20–50 %, FeO – 13–17 %, глинозема – 11,5–21 %, кремнезема – 3–18 %, окиси магния – 14–22 %.

ЦВЕТНЫЕ МЕТАЛЛЫ

МЕДЬ

На площади работ выявлено 5 пунктов минерализации и 2 первичных геохимических ореола меди. Они локализируются в известняках еманжелинской и биргильдинской толщ и корях выветривания по ним (III-4-3; I-2-13, 33), а также среди кор выветривания метасоматитов по субвулканическим телам жетыкольской толщи девона (III-3-2) и терригенных отложений брединской свиты (I-2-32).

Низкая изученность медепроявлений не позволяет уверенно определить их генетический тип и формацию, чтобы оценить практическую ценность. Примесь мышьяка и сурьмы в пункте минерализации III-4-3 (скв. 729), мышьяка, кобальта и ртути в ПГХО I-2-32 позволяют предположить гидротермально-метасоматическое их происхождение, как и пункта минерализации III-3-2 (скв. 747). Об этом же свидетельствует их расположение в известных и потенциальных золоторудных узлах, т. е. это возможные фланги золотопроявлений.

ЦИНК, СВИНЕЦ

Южно-Боровой пункт минерализации (I-2-11) свинца и цинка относится к стратиформному типу, генотипом которого является Амурское месторождение [10]. Сульфидная минерализация: сфалерит, галенит и их вторичные минералы локализируются в зоне брекчий известняков биргильдинской толщи мощностью более 10 м. Содержание свинца до 14 %, цинка – до 18 %, серебра – до 73 г/т, золота – 0,07 г/т. Прогнозные ресурсы цинка 600 тыс. т, свинца – 250 тыс. т, серебра – 200 т [28].

ПГХО меди (I-2-13) расширяет перспективы Южно-Борового пункта минерализации. В центре ореола находится Гулинское месторождение огнеупорных доломитов (I-2-12). Генетическая связь между доломитами и полиметаллами может указывать на миргалимсайский тип.

На площади работ выявлен один пункт минерализации в т. 2764 (III-3-1), где в филлитовидных динамосланцах с лимонитом и прожилками кварца, в зоне шириной 5–7 м, отмечаются цинк – 0,2 %, медь – до 0,02 %, фосфор – 0,5 %, бериллий – 0,001 %.

НИКЕЛЬ (КОБАЛЬТ)

В корях выветривания крупных протрузий ультрамафитов – Гулинской и Каменнодольской – сформированы залежи одноименных месторождений силикатного никеля (I-2-5, 18, 20, 26; III-1-7; III-2-4, 8, 9, 10, 11). Проявления, пункты минерализации и первичные геохимические ореолы никеля выявлены в корях выветривания других более мелких массивов серпентинитов и базитов.

Гулинское месторождение в пределах одноименного массива состоит из 7 залежей, сгруппированных в 4 изолированные площади (I-2-5, 18, 20, 26). Никеленосные коры выветривания имеют мощность 1–45 м, ширину до 200–500 м, мощность до 100 м (линейные коры). Содержание никеля в рудных телах составляет более 1 %, кобальта – 0,05 %.

Запасы никеля категории C_1 – 128,3 тыс. т, прогнозные ресурсы (P_2) по работам 1982–1983 гг. – 21,4 тыс. т [6, 7, 52].

Россыпи платины к востоку от Гулинского массива явно указывают на платиноносность последнего.

Каменнодольское месторождение в пределах одноименного массива состоит из 6 залежей (III-1-7; III-2-4, 8, 9, 10, 11), расположенных на площади 5×16 км. Запасы никеля в них оценены в 339 тыс. т [24].

Проявление у пос. Маяк (II-2-12) и пункт минерализации II-2-32 в нонtronитовых корях выветривания по ультрамафитам Восточно-Каменнодольского массива следует рассматривать как поисковый признак небольшого (?) месторождения, также как и пункт минерализации IV-1-1 на серпентинитах успеновского комплекса и ПГХО I-3-8 к востоку от пос. Княженский. В последнем содержания никеля не более 0,2 %.

КОБАЛЬТ

На площади работ выявлено 4 пункта минерализации кобальта и 2 ореола. Практически везде кобальт ассоциирует с марганцем (до 1 %), т. е. концентрируется в кобальтовой черни (асболонах) кор выветривания. Субстратом являются жилы кварца (пункт минерализации т. 2789 –

I-2-27), зеленые кварциты маячной свиты (ПГХО т. 2948 – I-2-36, пункт минерализации т. 2881 – IV-1-3), метасоматиты по гранитоидам Мариинского массива крыклинского комплекса (пункт минерализации скв. 950 – I-4-3), по вулканитам жетыкольской толщи – Синташты-Берсуатский ореол (ПГХО скв. 861, 863 – III-4-2), сланцы зоны разлома, оперяющего Андреевский разлом, на контакте гранитов джабыгасайского комплекса и гипербазитов каменнодольского комплекса (пункт минерализации т. 2910 – IV-2-1), а также базальты жетыкольской толщи (пункт минерализации скв. 737 – II-3-1), где кобальт (0,2 %) ассоциирует с W до 0,03 %, As и Sb до 0,01 %.

МОЛИБДЕН

Пункт минерализации молибдена т. 2832 (I-1-1) приурочен к мощным жилам кварца среди пород рымникской свиты ордовика близ малых интрузий неплюевского комплекса. В них Мо до 0,004 %, ассоциирует с W до 0,001 %, Mn и P до 0,1 %, т. е. достаточно явно проступает гипергенная связь с Mn и P.

ВОЛЬФРАМ

Пункт минерализации скв. 737 (II-3-1) рассмотрен в разделе «Кобальт».

Ореол отмечается по скв. 959, 961 (III-1-5), в которых на глубине 23–35 и 55–75 м в бурой коре выветривания песчаников маячной и брединской свит обломки бурых железняков, а содержание W и Mo до 0,002 %, As – 0,015 %, Ag – 0,5 г/т. ПГХО вольфрама пространственно совмещен с пунктом минерализации золота скв. 955 (III-1-6) и располагается в южной части Брединского золоторудного узла.

ОЛОВО

В пределах Башкироводольского массива на площади 2×4 км (ПГХО II-1-1) выявлено несколько прожилков кварц-полевошпатового состава с касситеритом до 6 г/т (600 знаков в лотке 12,5 л). Отмечаются зерна церуссита, циркона, шеелита.

В пределах ореола оконтурена *россыпь касситерита* (II-1-2) со средним содержанием 0,191 кг/т и максимальным до 3,5 кг/т [15].

Из-за низких содержаний проявления касситерита не представляют практического интереса.

АЛЮМИНИЙ

В районе известно *Бессоновское месторождение бокситов* (I-2-16). Оно выявлено в 1974–1976 гг. в верхнемеловых отложениях одноименной депрессии (грабене) [38]. Тела глинистых бокситов с прослоями каменистых среди каолинистых с прослоями лигнитовых глин синарской свиты имеют мощность 1,4–22,1 м, площадь от 80×40 до 150 м. Мощность вскрыши 0,3–45,2 м, в среднем 15,3 м. 14 рудных тел вытянуты в западной части депрессии на контакте с серпентинитами Гулинского массива на протяжении 4,5 км. Руды высокожелезистые марки Б-4. Запасы категории C₂ составляют 1,4 млн т, прогнозные ресурсы – 2,8 млн т [49].

При будущей эксплуатации Гулинского месторождения никеля возможна комплексная отработка бокситов из одного карьера [54]. Кроме того, выше никелевых руд в залежах Гулинского месторождения отмечаются тела первичных (латеритных) бокситов [6, 40], изученных совершенно недостаточно.

РЕДКИЕ МЕТАЛЛЫ, РАССЕЯННЫЕ И РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ

БЕРИЛЛИЙ

По выявленным пунктам минерализации и аномалиям на площади работ отмечается два участка. У поселка Восточный участок приурочен к южной части Павловской горст-антиклинали, сложенной образованиями силура с блоками нижнего–среднего девона, и связанного, вероятней всего, с дайками гранитоидов кременкульского комплекса. Здесь в кварцитах мощностью до 7 м с прожилками кварца (пункты минерализации IV-1-6, 7, 13) аномальные содержания бериллия (до 0,002 %) сопровождаются аномалиями As, P, W, Sb. В песчаниках

маячной свиты с вкрапленностью лимонита и карбонатов (*пункт минерализации IV-1-6*) аномалии Ве (0,002 %) сопровождаются аномалиями W, Р. В кварцитах *т. 2868 (IV-1-13)* вместе с Со (0,1 %) и Ва (0,4 %) отмечены Y, La, Ce и Zr до 0,01–0,02 %.

ЦИРКОНИЙ

По скв. 869 и 870 выделяется *первичный геохимический ореол (III-4-1)*. В глинисто-древяной коре выветривания с обломками бурых железняков в инт. 7–15 м содержание циркония составляет 0,2 %. На забое скважин вскрыты мраморы известняково-терригенной толщи девона. Содержание циркония 0,2 %, ниобия – 0,0015 %, титана – 0,2–0,6 %. На забое скважин (25 м) в мраморах отмечаются субгоризонтальные прослои темно-серых углисто-карбонатных пород, вкрапленность сидерита и до 40 % бурого железняка.

Аномалия циркония, возможно, связана с россыпью циркона в карсте. В грубом пересчете содержание циркония по спектральному анализу на циркон, содержание последнего около 8 кг/м³, а ильменита до 45 кг/м³. В бокситоносных отложениях синарской свиты Бессоновской депрессии содержание ильменита ~13 % от тяжелой фракции, циркона – 21 %. При среднем выходе тяжелой фракции 7 % [38] – выход ильменита ~18 кг/м³, циркона ~30 кг/м³, т. е. в предполагаемой карстовой россыпи ореола Zr содержание ильменита сопоставимо, а циркона в 4 раза меньше, но достаточно интересное.

РЕДКИЕ ЗЕМЛИ

Яснополянский участок расположен в восточном эндо-экзоконтакте Княженского габбро-диоритового массива джабыгасайского комплекса. Здесь в *ПГХО I-4-1* в коре выветривания гранитов с прожилками гранатсодержащих пегматитов содержание Ве 0,008 %, Nb – 0,005 %. В коре выветривания катаклазитов с лимонитом (*проявление I-4-2*) содержание Y и Ce достигают 0,2 %, La – 0,4 %, Yb – 0,015 %, Ва и Mn – 0,15 %.

БЛАГОРОДНЫЕ МЕТАЛЛЫ

ЗОЛОТО

В пределах площади работ россыпи золота известны с 1851 года, а месторождения рудного золота с 1902 года (Синий Шихан). Всего частично отработано 15 коренных и 22 россыпных месторождения. Выявлено 15 проявлений и 19 пунктов минерализации золота, в т. ч. при ГДП-200 – 2 проявления и 7 пунктов минерализации, не считая более 10 точек с аномальным содержанием золота.

Достаточно условно жильные месторождения и проявления золота подразделяются на золото-кварцевую и золото-сульфидно-кварцевую формации. В последней визуальное количество сульфидов более 5 % и достигает 20 %. К первой отнесено 3 месторождения (Коряжное, Бабелевское, Победа) и 8 проявлений, ко второй – 11 месторождений. Выделено два проявления золото-сульфидной формации – Соломенное и Бугристое. Во втором, кроме золотоносных березитов, отмечаются прожилки кварца, но в коре выветривания метасоматитов с золотом до 15,6 г/т, последние не наблюдались [54]. Вполне очевидно, что выделение данной формации также достаточно условно.

Более уверенно определяется формация золотоносных кор выветривания. Ее типичным для района представителем можно считать Варваро-Тимофеевское месторождение. К этой же формации отнесены 5 проявлений и один пункт минерализации.

Описание типоморфных для рудных формаций и рудных полей месторождений золота приводится по неполным и скудным архивным материалам с дополнением по результатам поисково-оценочных и ревизионных работ [21, 54, 10, 28] и наблюдениям при ГДП-200 [21].

Золото-кварцевая формация представлена месторождениями Коряжное (Брединский узел) и Победа (Синешиханская группа).

На *месторождении Коряжное (II-2-15)* отработывались 3 жилы, залегающие в глинистой коре выветривания пород брединской свиты. Жила 1 – это серия жилок 0,1–0,3 м мощностью с аз. пад. 135° под углом 75°, жила 2 – в 0,5 км на восток-юго-восток от жилы 1 имеет западное падение под углом 25° и мощность в раздувах до 2,5 м. Жила 3 – в 0,5 км на юг от жилы 1 имеет восточное падение под углом 60–75° и мощность 0,8 м. Отработывался золотоносный элювий на глубину до 2,5 м, в котором отмечалось до 100 знаков на ковш. В высыпках кварца на

протяжении 800 м от жилы 3 отмечались вкрапленники золота. В сумме длина жильной зоны с видимым золотом (от жилы 1 на севере) – 1 300 м. Все развалы кварцевых жил сопровождаются развалами бурого железняка и ожелезненных пород обычно с золотом более 1 г/т, иногда с вольфрамом до 0,003 % (т. 2689, ГДП-200). В лимоните по пириту цинка до 0,2 %, мышьяка – 1,0 % ([21], табл. 8).

Все *месторождения, проявления и пункты минерализации* золота в пределах Коряжнинского участка (II-2-2, 4, 9, 10, 15–17, 27, 28; III-2-2, 3, 6) отнесены к золото-кварцевой формации, хотя отмечались жилы с галенитом и халькопиритом. Видимо они и образуют мелкие ореолы меди (до 0,7 %) и свинца (до 0,3 %). Обычны ореолы мышьяка (до 0,07 %) и вольфрама (до 0,03 %), позволяющие предположить золото-арсенопирит-шеелитовый тип минерализации.

Коряжнинский участок рудного узла наиболее протяженный. От *россыпей приисков Николая Святителя* (II-2-9), *Семено-Верхотурского* (II-2-10) на северо-востоке до *пункта минерализации* III-1-6 длина участка 22 км при ширине 3–4 км. В целом, почти на всем протяжении рудного узла Коряжнинский участок находится в северо-западном экзоконтакте линейного массива гранитов кременкульского комплекса. Восточнее разлома проявлений золота нет.

В кварцевых жилах *месторождения Победа* (IV-1-11), залегающих в зоне Синешиханского разлома среди гранитоидов кумакского комплекса и сланцев еманжелинской толщи, содержание золота 7–10 г/т. Мощность жил 0,2–0,7 м. В кварце отмечаются гнезда горного хрусталя кристаллы до 2–2,5 см в поперечнике и до 3,5 см длиной.

Золото-кварцевые жилы отмечались у пос. Княженский (*пункт минерализации* I-3-9), у пос. Андреевский (*проявление* II-4-1) и у пос. Коряжный (*проявления и пункт минерализации* III-2-2, 3, 6).

Золото-сульфидно-кварцевая формация представлена несколькими месторождениями и одним проявлением.

Вознесенское месторождение (I-2-3) у северной рамки листа расположено в крупном (1,2×0,3 км) ореоле золота с изоконцентратой 0,3–1 г/т, вытянутом по азимуту 10–20° (Башкировская аномалия по [21]). Здесь с 1956 года обрабатывались шахтой, шурфами и мелкими траншеями 3 кварцевые жилы мощностью до 4 м и длиной до 200 м, залегающие в интрузии березитизированных диоритовых порфиритов (0,6×1,5 км). На карте участка Борового [28] этот массив не отмечен. В жилах, кроме золота, отмечался пирит, редко халькопирит. Содержание золота 2,08–9,36 г/т, запасы его на 1948 год составляли 180,38 кг.

В 100 и 250 м восточнее ореола с Вознесенским месторождением оконтурены две аномалии по изоконцентрате золота >1 г/т. Одна из них, вероятно, «россыпь» прииска Воскресенского, другая – безымянная. Вместе с россыпями к западу от Вознесенского месторождения (прииски Удалой, Вознесенский, Прямой лог) ореолы золота образуют рудную полосу, вытянутую в восток-северо-восточном направлении, согласно зоне разломов, хорошо выделяемой на плане локальных аномалий Δg масштаба 1 : 50 000.

Параллельный разлом в 3 км к югу контролирует ореолы золота, россыпи, *Варваро-Тимофеевское месторождение* (I-2-10), проявление меди и полиметаллов.

Еще в 3 км южнее разлом с признаками правого сдвига контролирует *Святодуховское месторождение* (I-2-21) и расположенное в 10 км на северо-восток от него *Бугристое проявление* (I-3-2). Святодуховское месторождение представлено золото-сульфидно-кварцевой жилой, залегающей согласно с углито-глинистыми серицитизированными сланцами по азимуту простирания 315° и крутым (55–85°) падением на восток. Мощность жилы 0,2–1,5 м, длина 300 м. В кварце отмечена вкрапленность и гнезда пирита, арсенопирита, бурнонита, чешуйки и зерна золота. Содержание золота неравномерное, максимальное на участках с сульфидами. Во вмещающих сланцах с вкрапленными и гнездовыми скоплениями сульфидов и прожилками кварца содержание золота достигает 2,2 г/т, серебра – 4 г/т, мышьяка – до 0,2 %, сурьмы – до 0,01 %.

Месторождение открыто в 1904 году и обрабатывалось до 1915 г., затем в 1920–1921, 1931–1933 и 1947–1955 гг. до горизонта 90 м. Скважина 1933 года, заданная в 100 м по аз. 40° от ствола шахты с наклоном в ее сторону, вскрыла золотоносную кварцевую жилу на глубине 169–170,5 м.

В *Сулеймановском месторождении* (I-2-30) кварцевые жилы и бурые железняки (развалы) залегают среди кварц-серицитовых метасланцев и локализуются близ тел гранит-порфиров кумакского комплекса в зоне рудоконтролирующего северо-восточного разлома (правого сдвига). Кварцевые жилы месторождения имеет мощность 1,5–2,0 м, кроме золота содержит пирит. Содержание золота от 2–7,6 до 30 г/т. Обрабатывались до 1925 года двумя шахтами со штреками до глубины 64 м. В 25 и 75 м на запад от шахты и в 20 м на восток канавой вскрыты серицит-хлоритовые сланцы с золотоносными (1–3 г/т, до более 10 г/т) телами мощностью 2 м (длина

проб), одно из которых прослежено на 100 м. На глубину оруденение прослежено до 106 м [21, 28].

В литохимических аномалиях района месторождения (аномалия 10 по [21]), золото сопровождается серебром до 1,5 г/т, мышьяком, вольфрамом и кобальтом до 0,02 %. Выделяемый в пределах Сулеймановского участка *ореол меди и вольфрама* (I-2-32), который сопровождается цинком, мышьяком и ртутью [10], позволяет сделать предположение о длительном процессе гидротермального рудообразования от высоко- до низкотемпературных ассоциаций на одном уровне. Это, в сочетании с углистым разрезом рудовмещающей брединской свиты, может свидетельствовать о наличии очень богатых участков рудных тел (бонанцев).

На Бутобайском участке Рамеевско-Бутобайской полосы мелкие месторождения золото-сульфидно-кварцевой формации локализуются среди пород брединской свиты в зоне шириной не более 1 км на протяжении 5 км (с северо-востока): *Светлое* (II-2-1), *Гусевское* (II-2-2), *Северный Бутобайское* (II-2-3) и *Бутобайское* (II-2-4). На *Светлом месторождении* зона кварцевых жилок мощностью до 15 см отрабатывалась на протяжении 200 м до глубины 27 м. Содержание золота достигало 15–20 г/т. На *Гусевском месторождении* в трех жилах длиной до 50 м содержание золота достигает 3–5 г/т, в бонанцах – до 100 г/т. Одна из жил выклинивается (?) на глубине 38 м. На месторождении *Северный Бутобай* жила выклинивается (?) на глубине 32 м, содержание золота в ней 3–20 г/т. Жила *месторождения Бутобай* изменяется по мощности от 0,03 до 3 м. В отработанном участке длиной 20 м до глубины 10 м содержание золота составляет 50 г/т и достигало 135 г/т. Все субмеридиональные жилы рудного поля крутопадающие – 85–90° с пиритом и свободным золотом.

Месторождение Синий Шихан (IV-1-12) представлено кварцевыми жилами, кулисообразно залегающими в гранитах Павловского массива и в рассланцованных углистых аргиллитах брединской свиты. Длина жил 0,2–0,4 км, редко до 1 км, простирание северо-западное, мощность 0,1–15 м. В кварце отмечается вкрапленность и гнезда сульфидов, в основном арсенипирита с примесью галенита, сфалерита, халькопирита, шеелита и золота. В вмещающих кварцсерицитовых метасоматитах в зальбандах некоторых жил (Фабричной) содержание золота достигало 160 г/т.

Месторождения отрабатывались шахтами до глубины 160–190 м. В 1902–1911 гг. добыто 2 050 кг, в 1930–1952 гг. – 2 160 кг. Ресурсы месторождения категории P₂ – 14,6 т, т. е. в целом это среднее по величине месторождение золота (на площади работ менее 1/5 части месторождения).

Жилы *месторождений Файзулинского* (IV-1-5) и *Бабелевского* (IV-1-9) имеют мощность 0,1–0,7 м, залегают в метасланцах еманжелинской толщи и брединской свиты и характеризуется вкрапленным и гнездовыми скоплениями сульфидов. Содержание золота на Файзулинском месторождении – 1,9–13,2 г/т, Бабелевском – 8–11 г/т. Они отработаны шахтами глубиной 20–40 м. Павловская жила с сульфидами и золотом залегают в метасланцах брединской свиты (IV-1-9), как и жила *отвода Боровое* (III-1-9). В отвалах последнего золота достигает до 0,5–0,9 г/т. Все жилы месторождений содержат гнезда горного хрусталя с кристаллами до 3,5 см по длине и 2–2,5 см в поперечнике с многочисленными дефектами.

На *проявлении Поперечное* (IV-1-2) содержание золота до 3 г/т отмечено в серицит-кварцевых метасоматитах с лимонитом (по сульфидам), залегающих в метакварцитах маячной свиты. Вместе с золотом отмечается серебро до 11 г/т, мышьяк до 0,02 % и бериллий до 0,0015 %. Вблизи проявления развалы хрусталеносных кварцевых жил.

Золото-сульфидная рудная формация выделяется несколько условно и представлена одним *проявлением и тремя пунктами минерализации*. Все они приурочены к сульфидоносным метасоматитам по карбонатно-терригенным отложениям нижнего карбона: брединской (I-2-4, II-2-21), биргильдинской (III-1-3) и еткульской (II-2-13) свит и толщ. Возможно к этой же формации относится *проявление Бугристое* (I-3-2), в котором наибольшую ценность представляет золотоносная кора выветривания.

Проявление Соломенное (I-2-4) рассматривается как типичный представитель золото-сульфидной формации. Кроме лимонитового с малахитом висячем боку золото-сульфидного тела, размером 1×20 м, с содержанием низкопробного (–600) золота 3,3 г/т по данным добычи 1930 года, на участке проявления отмечаются золото-кварцевые жилы со следами старательской отработки на протяжении более 1,3 км. На поверхности и в отвалах старательских ям обломки бурых железняков с примазками малахита содержат золото – до 102 г/т. В обломках серицит-хлоритовых метасланцев отмечаются гнезда лимонита по пириту.

В скв. 3022 [21], вскрывшей кварц-карбонат-хлоритовые метасланцы и метабаазальты со штокверком кварц-кальцитовых прожилков, отмечается густая вкрапленность пирита. В монофракции его с глубины 132 м содержание золота достигает 28,6 г/т, серебра – до 30 г/т, свин-

ца – до 0,3 %, мышьяка – до 0,7 %, вольфрама – до 0,03 %. Содержание золота в породе составляет не более 1 г/т, хотя в протолочках зеленых сланцев установлены его мелкие знаки (Бараников, 1978). В тяжелой фракции протолочек отмечены лимонит и пирротин, а в кварцевых прожилках еще и халькопирит, ковеллин и сфалерит.

В пределах проявления выделяются мелкие ореолы золота (0,06–1 г/т), меди – до 1 %, цинка – до 0,3 %, бария – до 0,7 %, мышьяка – до 0,015 %, никеля – до 0,5 %, кобальта – до 0,03 %.

В пунктах минерализации с содержанием золота от 0,15 до 0,8 г/т, отмечается примесь As до 0,1 %, Sb до 0,02 %.

Золотоносные коры выветривания на площади работ отмечены в Брединско-Синешиханской грабен-синклинали (I-2-10; I-3-2; III-1-4, 8), на Андреевско-Атамановском участке (II-4-3; III-3-5; III-4-4, 5) и в зоне Восточно-Сарыобинского разлома, у пос. Октябрьский (II-2-13, 14) – Варваро-Тимофеевское месторождение, 9 проявлений и пунктов минерализации.

На *Варваро-Тимофеевском месторождении* (I-2-10) в коре выветривания кварц-хлорит-серицитовых метасоматитах по песчаникам брединской свиты содержание золота до глубины 6 м составляет 2–7 г/т. Протяженность золотоносной зоны по изоконцентрате 0,1 г/т составляет 3 км при ширине 250–300 м. В районе месторождения ореол с концентрацией более 1 г/т имеет протяженность 500 м при ширине 50–100 м. По скв. 29 [32], заданной в пределах этого ореола, мощность золотоносной коры выветривания составляет 17 м, содержание золота в ней – до 0,4 г/т, в среднем на 15 м – 0,117 г/т. При площади литохимическом опробовании [10] в южной части ореола отмечались содержания золота 1–5,4 г/т (до 60 г/т).

Само месторождение, представленное жилой кварца мощностью 1–2 м и длиной 500 м, обрабатывалось с 1910 года карьером и шахтой до глубины 65 м. Содержание золота составляло от 5 до 17–60 г/т. Свободное золото образует мелкие (0,5 мм) включения и пленки в кварце, лимоните по пириту. Отмечалась вкрапленность арсенопирита, сфалерита, реже халькопирита, примазки малахита. В монофракции бурнонита сурьмы мышьяка, свинца и меди более 1 %, вольфрама – 0,03 %, золота – 0,7 г/т; в монофракции сфалерита содержание сурьмы до 0,2 %, мышьяка – до 0,1 %, золота – 0,06 г/т [21].

Южнее шахты скв. 29 [32], пройденная близ выходов галенит-кварцевой жилы, в инт. 84–100 м (забой) вскрыла жилу кварца с золотом до 2 г/т. В висячем боку жилы, в выветрелых метасоматитах с прожилково-вкрапленным пиритом в инт. 2–84 м золото содержится до 2 г/т (среднее – 0,35 г/т), Pb, Zn, As – до 0,1–0,2 %, Sb – до 0,04 %.

На месторождении по сопутствующей минерализации намечается следующая зональность от центра к югу: 0–500 м – Cu, Pb (до 1 %), As, Zn (0,2 %), W (0,01 %); 500–1 000 м – Cu, As, W (до 0,02 %); 1 000–1 500 м – Sb (0,03 %), Sn (0,1 %), т. е. грубо Cu, Pb→Zn, As, W→Sb, Sn.

На *проявлении Бугристое* (I-3-2) содержание золота в коре выветривания – 4–15,6 г/т (!). В субстрате, в окварцованных алевролитах брединской свиты и березитах по диоритам кумаковского комплекса со штокверком кварцевых прожилков, содержание золота – 9–13 г/т. Мощность рудоносной коры около 10 м, прогнозируемая (по выработкам) площадь 0,3×0,3 км.

Октябрьские проявление и пункт минерализации (II-2-14, 13) пока единственные в Восточно-Сарыобинской зоне разломов. Здесь в коре выветривания измененных базальтов с гнездами лимонита на инт. 4–7 м содержание золота 2 г/т, ниже (11–15 м) аномалия вольфрама до 0,01 %, а в инт. 19–23 м – бария до 0,1 %. В *пункте минерализации* II-2-13 в 1,5 км на юго-запад от II-2-14 в яме вскрыта кора выветривания метасоматитов по известнякам еткульской толщи с зонами вишнево-красных глин мощностью до 0,6 м, в которых содержание золота до 0,2 г/т, мышьяка – 0,1 %, сурьмы – 0,01 %, вольфрама – 0,003 %.

Рудные концентрации золота, признаки золото-арсенопирит-шеелитовой формации, мощные коры выветривания, развитие в контуре зоны мелких тел гранитоидов кременкульского комплекса, приуроченность к зоне с железоскарновым проявлением (I-3-10), позволяют высоко оценивать перспективы выявленного рудного участка площадью 0,1×1,0 км.

На юго-востоке площади (Андреевско-Атамановский участок) отмечены *проявление в шурфе* 258 (II-4-3), *пункты минерализации* скв. 783 (III-4-4), 781 (III-4-5), точечной аномалии скв. 874, 728, 765 в корах выветривания золотоносных метасоматитов по породам жетыкольской (вулканогенной) и известняково-терригенной толщ. Метасоматиты приурочены к северо-восточным (диагональным) разломам. В пределах участка основным развитием пользуются мраморизованные известняки среднего девона, разделенные в центре поля полосой шириной 2 км метабазальтов жетыкольской толщи и прослеженные на 15 км. Аналогичные метабазальты прослежены по восточной границе участка. Мраморы и известняки сложно дислоцированы, участками брекчированы, содержат вкрапленность пирита, зоны метакварцитов, гнезда бурых железняков в коре выветривания. Мощность последней 27–35 м. Предполагается развитие карста (ПГХО III-4-1). Из 9 выявленных точек минерализации 6 локализируются в известняках с кварцевыми жилами и

жилками и корях выветривания на них (скв. 728, 729, ш-258, Андреевское, скв. 722, 781). Аномалии золота (0,05–3 г/т) моноэлементные и только в пункте минерализации меди (скв. 729) отмечается мышьяк до 0,015 % и сурьма до 0,01 %. В метабазах (серицит-хлоритовых сланцах), отмечаются аномальные содержания золота (0,05–0,1 г/т) также моноэлементные.

Золотоносные россыпи на площади работ известны с 1851 года, но изучены очень слабо, и сведения о них скудные. Всего частично отработано 32 россыпи (табл. 3), в том числе 2 золото-платиновые, и выявлено одно проявление (непромышленная россыпь).

Россыпи золота приурочены к светлинской свите миоцена (10), к четвертичным ложковым элювиально-делювиальным (4), к наурзумской свите (16). На карте полезных ископаемых показаны только 23 россыпи, остальные либо являются частью коренных месторождений (Варваро-Тимофеевская, Коряжные 1, 2, 3), либо не имеют точной географической привязки (Колхозная, Удалой, Вознесенский).

Для части россыпей нет уверенных определений генетического типа и возраста. При этом основным индикатором возраста золотоносных глин и песков был вишнево-красный цвет, который типичен и для кор выветривания сульфидоносных метасоматитов. Расположение части из россыпей на водоразделах, субмеридиональное простирание, глинистый состав золотоносного пласта, валуны кварца и обломки бурых железняков позволяет сделать предположение, что на приисках отработывались разрушенные в коре выветривания головки кварцевых жил и вмещающие их золотоносные метасоматиты – элювиальные россыпи («верховики»).

Показательна в этом отношении *Гулинская россыпь* (I-2-9), расположенная в 1,5 км на запад от Варваро-Тимофеевского месторождения и параллельная ему. По известным параметрам: длина более 1 500 м, ширина 10–150 м, этой россыпи на карте участка Борового [28] точно соответствует ореол золота по крайней изоконцентрате 0,1 г/т длиной 1 400 м и шириной 150 м с изоконцентратой до 1 г/т в центре ореола. Отмеченная как Гулинская, россыпь в 200 м западнее ореола, не соответствует известной по длине (0,3 км).

Как доказывает Э. В. Шалагинов [54], даже россыпи мезокайнозоя в депрессиях, осложненных карстом, нельзя считать осадочными. Так называемые «косые пласты», в том числе и в Казанской депрессии (севернее пос. Боровое), являются разрушенными в коре выветривания верхними частями («головками») золоторудных тел (элювиальная россыпь). Возможно такие косые пласты были и в россыпях Колчинской депрессии, где отработывались шахтами глубиной 35–40 м.

На северо-западе площади отработывалась россыпи *приисков Воздвиженский* (I-1-2), *Благовещенский* (I-1-3), *Благодатный* (I-1-4), *Покровский* (I-1-5) и *Солнечный* (I-1-6). В пределах рудного участка среди песчаников и сланцев рымникской свиты в осевой части антиклинали отмечаются дайки кварцевых порфиров, тела андезитов мощностью до 1 км, гранитов, жилы кварца мощностью до 1,5 м, в том числе хрусталеносные и золотоносные (*проявление I-1-7*). Длина жил до 1 км, ширина жильных зон до 200 м, а их длина до 1 км.

При опробовании отвалов канав, вскрывавших хрусталеносные жилы, установлено содержание золота до 1 г/т, цинка и меди – до 0,2 %, свинца – до 0,5 %, молибдена – до 0,07 %, вольфрама – до 0,5 %. В кварце, кроме пирита и халькопирита, отмечается галенит и самородное золото. В гнездах бурого железняка содержание золота до 30,5 г/т [54].

Колчинская россыпь (II-1-5) отработывалась шахтами глубиной от 35 м (ш. Следопыт) до 44 м (ш. Старая). Мощность торфов 1,4–40 м, песков – 0,4–1,0 м. Ширина россыпи до 20 м, длина – до 5 км, содержание золота – 3,5 г/м³.

В россыпях Брединского лога, судя по мощности песков (1,3 и 1,75 м), отработывались элювиальные россыпи – «верховики».

Низкая изученность кайнозойских золотоносных отложений депрессии не позволяет делать прогнозы по россыпному золоту. Судя по глубине отработки (до 35–40 м), Колчинская россыпь очень богатая и среднее содержание в 3,5 г/м³, вероятно, среднее не песков, а всей выемочной массы, т. е. занижено на порядок.

Из 8 россыпей золота Коряжного участка только *россыпь прииска Мария-Магдалинского* (II-2-23) по описанию (мощность торфов – 8,4–10,5 м, песков – 0,2–1,0 м, содержание – 1,5 г/м³) и привязке к долине р. Коряжный дол [21] явно осадочная, аллювиальная.

Россыпь прииска Новоалексеевского – Коряжная 4 (II-2-25), возможно осадочная, т. к. располагается в вершине правого лога р. Коряжный дол. Однако в верхней и нижней частях россыпи в вершине лога и в 250 м ниже, у крутого поворота, на склоне лога развалы золотоносных кварцевых жил ([21], карта золотоносности Коряжного дола м-ба 1 : 25 000).

Остальные россыпи находятся на водоразделах, имеют субмеридиональное простирание, пески глинистые бурые с обломками ожелезненных сланцев, т. е. имеют все признаки элювиальных россыпей «верховиков».

Россыпи золота и платины учтенные на листе N-41-XXXI (Бреды)

№ клетки	№ на карте	Название россыпи (П – прииск)	№ по списку литературы	Краткая характеристика по имеющимся данным
Золото				
I-1	2	П. Воздвиженский	28	Четвертичная делювиально-аллювиальная (ложковая). Плотиком служат породы рымникской свиты. Мощность торфов составляла до 2,1 м, золотоносных песков до 1,4 м, извлечение – до 1,3 г/м ³ . Частично отработана
I-1	3	П. Благовещенский	28	Четвертичная делювиально-аллювиальная (ложковая). Плотиком служат породы рымникской свиты. Мощность торфов от 0,7 до 5,6 м, золотоносных песков до 0,6 м, извлечение – до 1,2 г/м ³ . Частично отработана
I-1	4	П. Благодатный	28	Миоценовая (аллювиальная фация отложений светлинской свиты). Плотиком служат породы рымникской свиты. Золотоносные пески залегают на глубине до 5 м, мощность их составляет 1,4 м. Частично отработана
I-1	5	П. Покровский	28	Четвертичная делювиально-аллювиальная (ложковая). Плотиком служат породы рымникской свиты. Продуктивный пласт залегают на глубине 2,5 м. Мощность золотоносных песков 0,28–0,5 м. Пласт состоит из мелкого кварцевого песка с примесью известковистых глин. Извлечение по данным добычи составляло 1,3–2,1 г/м ³ . Частично отработана
I-1	6	П. Солнечный	28	Миоценовая (озерно-аллювиальная? фация светлинской свиты). Плотиком служат породы рымникской свиты. Россыпь отработана. Судя по отвалам длина ее составляла более 1 км. Других данных нет
I-2	2	П. Воскресенский	28	Миоценовая, в породах светлинской свиты. Генетический тип отложений не установлен. Золотоносный слой мощностью от 0,1 до 0,75 м залегал на глубине от 0,1 до 2,1 м. Извлечение золота по данным добычи составляло 1,036 г/м ³ . Других данных нет. Частично отработана
I-2	-	П. Воскресенский	28	Расположена в 400 м на запад от месторождения Воскресеновское. Миоценовая (светлинская свита). Генетический тип не установлен. Мощность торфов составляла 6,8 м, золотоносных песков – 0,43 м. Извлечение – 2 г/м ³ . Было добыто 29,6 кг золота. Отработана
I-2	-	П. Вознесенский	28	Расположена в 900 м на ЮЗ от месторождения Вознесенское. Миоценовая, (карстовая?), в породах светлинской свиты. Золотоносный слой мощностью до 0,54 м залегают на глубине до 7 м. Извлечение по данным добычи составляло 4,2 г/м ³ . Других данных нет. Отработана
I-2	8	П. Михайловский	28	Миоценовая, делювиально-аллювиальная, в отложениях светлинской свиты. Размеры – 350×10–70 м. Мощность золотоносных песков колебалась от 0 до 1,25 м. В отвалах – галечники, состоящие из кварца, кремнеземных известняков и сланцев. Извлечение по данным добычи – 3,2 г/м ³ . Частично отработана
I-2	9	Гулинская	28	Миоценовая, в отложениях светлинской свиты. Делювиально-аллювиальная (карстовая?). Плотик – известняки и углистые аргиллиты биргильдинской толщи. В отвалах выработок отмечаются бурые песчаные глины, глинистые пески, галечники известняка, цементированные карбонатным материалом, бобовник бурого железняка, щебень известняка и аргиллитов. Россыпь прослежена на 1,5 км при ширине от 10 до 150 м. Извлечение при добыче составляло 2,6 г/м ³ . Наиболее продуктивные участки россыпи отработаны. Других данных нет
I-2	-	Варваро-Тимофеевская	28	Расположена в 500 м на запад от одноименного месторождения. Миоценовая, делювиально-аллювиальная, в отложениях светлинской свиты. Плотик – выветренные песчаники брединской свиты. В отвалах отмечаются валуны пиритизированного кварца размером до 0,5 м, рыхлый материал представлен бурыми и светлыми песчаными глинами и песком. Других данных нет. Отработана

№ клетки	№ на карте	Название россыпи (П – прииск)	№ по списку литературы	Краткая характеристика по имеющимся данным
I-2	22	Безымянная	28	Миоценовая, делювиально-аллювиальная, в отложениях светлинской свиты. Золотоносный пласт представлен красной песчанистой глиной с пятнами вязкой глины («кавардака»), имеет мощность до 0,6 м и залегает на глубине 9 м, в низах слоя – слабоокатанный галечник, сцементированный глинистым материалом. Плотик – сланцы брединской свиты и известняки тугундинской толщи. Перекрывается глинами озерной фации свиты. Частично отработана. Извлечение золота по данным добычи составляло 1,6 г/м ³ . Других данных нет
I-3	-	Колхозная	28	Расположена в 1,5 км на запад от месторождения Сулеймановское [28], по другим данным в 1,5 км на северо-запад от него [10]. Возможно это разные участки россыпи. Миоценовая, делювиально-аллювиальная, в отложениях светлинской свиты. Россыпь прослеживается в северо-восточном направлении на 260 м при ширине 10–70 м. Золотоносный пласт мощностью 0,2–0,8 м залегает на глубине до 2 м и представлен красной песчанистой глиной с включением гальки кварца и сланцев. Золото слабоокатанное, часто встречаются мелкие самородки. Отработана. Содержание золота по данным добычи составляло от 0,44 до 10,2 г/м ³ . Других данных нет
I-3	4	Оброчная	28	Четвертичная делювиально-аллювиальная. Под почвенным слоем залегают красно-бурые, песчанистые глины мощностью 0,5–1,6 м, ниже – бурые, пластичные глины – 0,5–1,0 м, ниже желто-красные «речники» связанные красной глиной мощностью 0,2–1 м. Золотоносный слой мощностью 0,4–0,8 м залегает в низах «речника» на глубине 3–5 м. Плотик – сланцы брединской свиты. Частично отработана. Извлечение по данным добычи составляло 4 г/м ³ . Других данных нет
II-1	5	Колчинская	28	Миоценовая, карстовая («косых пластов»), в отложениях наурзумской свиты, выполняющих карстовую депрессию в известняках биргильдинской толщи. Полоса золотоносных отложений прослеживается с перерывами на протяжении 5 км при ширине 10–20 м. В северной части разрабатывались верховики (глубина работ 1,4–2,1 м, среднее содержание золота – 3,54 г/м ³) и горизонтально залегающие пласты глубиной 7–8 м, представленные светло-бурыми глинистыми песками с галькой кварца, бурого железняка и известняка. Плотик – известняки биргильдинской толщи. Шахтой Старая пласт песков был встречен на глубине 44 м, мощность его 0,45–1,0 м, содержание золота – до 10 г/м ³ . К северу пласт отработан по простиранию на 15 м, до полного выклинивания. Шахтой Следопыт пласт встречен на глубине 35 м, мощность его 0,8 м, содержание золота – около 5 г/м ³ . Под песками залегают «кавардачные» глины. К северу от шахты Следопыт, в 160 м, скважинами на глубинах 43 и 76 м встречены рыхлые отложения, представленные мелким галечником, песками и глиной. Содержание золота от 0,5 до 2,6 г/м ³ . Южнее, на правом борту р. Безымянка, скважинами встречены пески глинистые и галечники мощностью 0,6–3,0 м и содержанием золота до 3 160 мг/м ³ . Мощность рыхлых отложений над золотоносными от 4 до 9,7 м. Других данных нет. Наиболее продуктивные горизонты россыпи отработаны
II-2	5	Мирная	28	Миоценовая, аллювиальная, в отложениях наурзумской свиты. Длина россыпи до 2 км. Продуктивный горизонт представлен полуокатанным галечником с гальками известняков, сланцев, алевролитов и кварца, сцементированных грубозернистым песком полимиктового состава. Мощность золотоносных песков 1,8 м. Содержание золота 0,6 г/т. Других данных нет. Частично отработана
II-2	6	Брединская (П. Каземский)	28, 21	Миоценовая, аллювиальная, в отложениях наурзумской свиты. Золотоносный пласт представлен галечником сцементированным песком, имеет мощность 0,7–1,3 м и залегает на глубине до 3 м. Перекрывается красно-бурой глиной. Содержание золота 3,6 г/м ³ . Частично отработана
II-2	9	П. Николая Святителя	28, 21	Миоценовая, аллювиальная, в отложениях чаграйской свиты. Продуктивный слой залегает на глубине 2,1–5,6 м. Мощность золотоносных песков 0,15–2,1 м, содержание золота по данным добычи – 1,2 г/т. Других данных нет. Частично отработана

№ клетки	№ на карте	Название россыпи (П – прииск)	№ по списку литературы	Краткая характеристика по имеющимся данным
П-2	10	П. Семено-Верхотурский	28, 21	Миоценовая, аллювиальная в отложениях чаграйской свиты. Продуктивный слой мощностью 0,35–0,7 м залегает на глубине до 4 м. Содержание золота по данным добычи составляло 1 г/м ³ . Других данных нет. Частично отработана
П-2	11	П. Иоанно-Богословский	28, 21	Миоценовая, аллювиальная, в отложениях чаграйской свиты. Продуктивный слой золотоносных песков мощностью 0,35–0,7 м залегает на глубине 2,1–4,2 м. Содержание золота по данным добычи составляло 1,2–2,2 г/м ³ . Добыто 6 кг золота. Других данных нет. Частично отработана
П-2	23	П. Мария-Магдалинский	21	Четвертичная, аллювиальная (ручей Коряжный дол). Мощность золотоносных песков 0,2–1,0 м. Добыто 2,5 кг золота. Содержание золота по данным добычи 1,5 г/м ³ . Частично отработана
П-2	-	Коряжная-3	28	Миоценовая, делювиально-аллювиальная, в отложениях светлинской свиты. Расположена на южном фланге проявления Коряжный рудный (П-2-16). Небольшие россыпи имеют субмеридиональное простирание. Содержание золота не превышает 2 г/м ³ . Отработана. Других данных нет
П-2	-	Коряжная-1	28	Миоценовая, делювиально-аллювиальная, в отложениях светлинской свиты. Расположена у пункта минерализации П-2-21. Плотиком являются сланцы брединской свиты. Россыпь прослежена (по старым выработкам) на 450 м при ширине 10–40 м. Других данных нет. Отработана
П-2	24	П. Иоанновский	28	Миоценовая, делювиально-аллювиальная, в отложениях чаграйской? свиты. Золотоносный слой представлен галечником, перекрытым зеленовато-бурыми гипсоносными глинами. Размеры россыпи 520×10–50 м. Других данных нет. Частично отработана
П-2	25	Коряжная 4	28	Миоценовая, делювиально-аллювиальная, в отложениях чаграйской свиты. Небольшая россыпь субмеридионального простирания. Частично отработана. Содержание золота по данным отработки не превышало 2 г/м ³ . Других данных нет
П-2	29	П. Троицкий	21	Миоценовая, делювиально-аллювиальная в отложениях чаграйской? свиты. Частично отработана. Добыто 14 кг золота. Извлечение составляло до 13,2 г/м ³ . Других данных нет
III-1	1	Левых распадков Брединского лога	28	Миоценовая? делювиально-аллювиальная в породах чаграйской свиты? Плотик – песчаники и аргиллиты брединской свиты. Глубина залегания продуктивного пласта 6,3 м. Мощность пласта 1,3 м. Золотоносный пласт представлен бурым глинистым песком с галей бурого железняка и сланцев. Перекрывается слой красно-бурыми глинами мощностью 2,3 м, выше которых лежат глинистые пески с бобовником бурого железняка, мощностью 0,7 м. Вся толща перекрывается красно-бурой глиной мощностью 1,0 м. На контакте в песках встречаются глыбы конгломерата с бурожелезняковой галей и известковистым цементом. Содержание по данным добычи составляло 0,40 г/м ³ . Других данных нет. Частично отработана
III-1	2	Брединского лога	28	Миоценовая? делювиально-аллювиальная в породах чаграйской свиты?. Продуктивный пласт залегает на глубине до 3,0 м. Отрабатывались золотоносные пески мощностью 1,75 м, залегающие под песками со щебнем серпентинита и бурого железняка. Мощность вскрыши 2 м. В отвалах разрезов серпентинит, хромит, тальк, халцедон, бобовник бурого железняка, кварц. Плотик – серпентиниты усеновского комплекса, поверхность его неровная. Материал в шлихе окатан (магнетит, хромит, в меньшей степени рутил, лимонит, топаз, гранат, циркон). Других данных нет
III-2	1	П. Макарьевский	21	Миоценовая, делювиально-аллювиальная, в породах чаграйской свиты. Частично отработана. Добыто 0,7 кг золота, при извлечении 1,5 г/м ³ . Других данных нет
Платина				
I-2	6	П. Прямой лог	28	Миоценовая, делювиально-аллювиальная, в отложениях наурумской свиты. Продуктивный слой мощностью от 0,18 до 1,26 м представлен грубоокатанным галечником. Содержание иридийной платины достигало 5,25 г/м ³ , золота – 1,13–3,2 г/м ³ . Других данных нет. Частично отработана

Окончание табл. 3

№ клетки	№ на карте	Название россыпи (П – прииск)	№ по списку литературы	Краткая характеристика по имеющимся данным
I-2	7	П. Веселый	28	Миоценовая, делювиально-аллювиальная, в отложениях наурзумской свиты. Продуктивный слой сложен галечником. Содержание платины достигало 5,2 г/м ³ , золота – 1,13–3,2 г/м ³ . Других данных нет. Частично отработана

Золотоносные песчано-гравийные отложения наурзумской свиты *Рымнинского проявления* (II-1-3), вскрытые песчаным карьером на 3 м, развиты на площади до 2 км². Содержание золота 50–500 мг/м³, золотишки до 0,7 мм окатаны.

ПЛАТИНА

Россыпи платины: *Прямой лог* (I-2-6) и *Веселый* (I-2-7) располагаются в зоне мелких реликтов отложений алапаевской толщи при мощности пласта (возраст $N_1^{1-2}nr$) 0,2–1,2 м содержание Pt составляет до 5,2 г/м³, а Au – до 1–3 г/м³. Источником платины являются хромитоносные гипербазиты Гулинского массива, расположенного в 2 км западнее россыпей.

Ресурсы двух россыпей при длине до 1 км (протяженность реликтов алапаевской толщи), мощности 0,7 м, ширине пласта 20 м и содержании 3 г/т составляют не более 80 кг.

НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫ

ОПТИЧЕСКИЕ МАТЕРИАЛЫ

КВАРЦ ПЬЕЗОЭЛЕКТРИЧЕСКИЙ

Кварцевые жилы *Восточно-Могутовского проявления* (I-1-8) имеют мощность 0,3–3 м, протяженность 30–200 м. В раздувах жил отмечаются гнезда горного хрусталя с короткими прозрачными кристаллами длиной от 1 до 7 см. Из 14 гнезд добыто 23,7 кг кристаллосырья, из которого выделено 0,06 кг пьезокварца с выходом моноблоков 15 %. Кондиционные кристаллы хрусталя отмечены в делювии.

ХИМИЧЕСКОЕ СЫРЬЕ

БАРИТ

Жила барита в *пункте минерализации IV-2-2* залегает в известняках кайрактинской толщи, ранее считавшейся биргильдинской [21]. Параметры жилы не установлены, но ее присутствие в карбонатной еткульской толще позволяет считать последнюю перспективной на стратиформное полиметаллическое оруденение типа *проявления Южно-Боровое* (I-2-11).

КЕРАМИЧЕСКОЕ И ОГНЕУПОРНОЕ СЫРЬЕ

ПЕГМАТИТ КЕРАМИЧЕСКИЙ

Пегматит керамический установлен среди гнейсов и гнейсогранитов протерозоя (*пункт минерализации IV-2-3*), где жилы пегматитов мощностью 1–4 м и длиной до 100 м образуют поля (1×3 км), в котором на 100 пог. м 2–3 жилы. Розовый микроклин в жилах в виде кристаллов и блоков составляет до 50 %.

ДОЛОМИТ ОГНЕУПОРНЫЙ

В северной части планшета известно *Гулинское месторождение доломита* (I-2-12), расположенное в осевой части северного замыкания Брединско-Синешиханской грабен-синклинали. Доломиты месторождения отнесены к высококачественному сырью для огнеупоров. Пластовая залежь доломитов с наклоном на восток под углом 60°. Мощность залежи 300 м. Доломиты залегают на известняках, с которыми не имеют резко выраженной границы. С всячего бока залежи перекрываются углисто-кремнистыми сланцами и кремнистыми песчаниками. Породы закарстованы на глубину 0,4–10,5 м, редко до 40 м. Мощность перекрывающих глин и суглинков в среднем по месторождению составляет 8,2 м. Среднее содержание MgO – 20,89 %, CaO – 31,21 %, Fe₂O₃ – 0,13 %, SiO₂ – 0,30 %, Al₂O₃ – 0,06 %. Пористость доломитов – 0,3–3,5 %, объемный вес – 2,76–2,84 г/см³. Разведанная мощность доломитов – 60–65 м. Технологические испытания показали пригодность сырья в производстве стекла и стеклоизоляторов. Попутно породы полезной толщи могут использоваться для производства строительной извести, щебня и известкования кислых почв. Балансовые запасы составляют: по категории A₂ – 2 007 тыс. т, B – 25 300 тыс. т, C₁ – 186 тыс. т [26].

СТРОИТЕЛЬНЫЕ МАТЕРИАЛЫ

ГРАНИТ

В карьере 4×70×100 м (*проявление П-2-31*) добываются граниты кременкульского комплекса для дорожного строительства.

ИЗВЕСТНЯК

Известно одно *Рамеевское месторождение известняков (I-2-35)*, приуроченное к биргильдинской толще. Известняки характеризуются моноклиналильным залеганием с меридиональным простиранием при западном падении под углом 50–60°. Полезная толща представлена мелкозернистыми известняками в разной степени трещиноватыми и закарстованными, выдержанными по своим физико-механическим показателям. Известняки относятся к классам А и Б, позволяющим получать жирную воздушную известь. Гидравлический модуль от 29,1 до 214,2. Скальная вскрыша отсутствует, к рыхлой вскрыше отнесены: почва, суглинки и глинисто-щебенистая кора выветривания пород толщи. Средняя мощность рыхлой вскрыши составляет 4,2 м. Известняки пригодны для производства строительного щебня. Выход товарного щебня принят 85 %. Горнотехнические условия благоприятны. Щебень может быть использован в качестве крупного заполнителя тяжелых бетонов, а также в асфальтобетонных дорожных смесях. Пески-отсевы могут использоваться для благоустройства в автодорожном строительстве. Прирост запасов строительного камня возможен на глубину и на флангах месторождения. Разведано в 1981 г. Добыто 2 тыс. м³. Балансовые запасы составляют: по категории А – 131 тыс. м³, по В – 115 тыс. м³, по С₁ – 317 тыс. м³, по С₂ – 1 328 тыс. м³. Всего 5,6 млн м³, т. е. мелкое по запасам [41].

Выходы известняков биргильдинской толщи на площади 0,7×1,2 км установлены в т. 5008 (*проявление П-1-4*).

МРАМОРЫ

Все проявления мрамора установлены в восточной части площади среди отложений еманжелинской толщи. У *пос. Андреевский (П-4-2)* они вскрыты карьером 3×70×100 м для дорожного строительства.

В районе *пос. Атамановский (Ш-3-3, 4)* выходы светло-серых слоистых мраморов имеют площадь до 0,5×1,2 км.

ГЛИНЫ КИРПИЧНЫЕ

Известно одно *Брединское месторождение (П-2-33)*, расположенное в 1,1 км к западу от пос. Бреды. Представлено пластообразной залежью делювиальных бурых глин североуральского надгоризонта. Мощность продуктивной толщи изменяется от 4,5 до 10,5 м, в среднем 7 м. Мощность вскрышных пород составляет в среднем 0,6 м.

Запасы глин составляют по категории А – 136,5 тыс. м³, В – 277,7 тыс. м³, А+В – 414,2 тыс. м³, С₁ – 1 161,1 тыс. м³, всего А+В+С₁ – 1 575,3 тыс. м³.

ПЕСОК СТРОИТЕЛЬНЫЙ

Брединское месторождение (П-2-34) расположено в 2,5 км к юго-востоку от пос. Бреды. В геологическом строении месторождения принимают участие аллювиальные образования поймы и первой надпойменной террасы р. Синташта. Продуктивная толща сложена кварцевыми разнозернистыми песками с глинисто-илистыми прослоями, нижняя часть продуктивной толщи сложена песчано-гравийным материалом. Средняя мощность полезной толщи 5,0 м. Средняя мощность вскрышных пород 2,1 м.

Разведано в 1990 году. Подсчитанные запасы 590,6 тыс. м³ по категории В+С₁, в т. ч. по категории В – 27,8 тыс. м³.

Восточная залежь Брединского участка (П-2-35) находится в 7 км восточнее пос. Бреды. Полезная толща представлена разнозернистыми песками и песчано-гравийными образованиями аллювиального комплекса поймы и первой надпойменной террасы р. Синташта. Суммарная мощность аллювиальных образований 5,8 м, полезной толщи – 3,0 м. По особенностям геоло-

гического строения и стабильности показателей качества сырья залежь относится к небольшому месторождению 2 группы.

ПРОЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

ГИПС

Известно одно *Брединское месторождение* (II-2-7). Здесь под четвертичными суглинками вскрыты гипсоносные отложения светлинской свиты – зеленовато-желтые глины, постепенно переходящие в красновато-желтые. В глинах отмечается редкий щебень кварца. Гипс представлен стяжениями размером от 1 до 20 см в поперечнике, белого цвета с легким желтоватым оттенком. Часто встречаются двойники – «ласточкин хвост». Мощность гипсоносных глин не превышает 1,2 м. Гипс использовался для приготовления алебастра [36].

Проявление гипса в районе пос. Березовка (I-2-34) также приурочено к глинам светлинской свиты, в которых стяжения гипса до 20 см в диаметре образуют пласт мощностью около 1 м.

КВАРЦИТ

В карьере (3×50×70 м) у *пос. Павловка* (IV-1-4) добываются для местных нужд темно-серые тонкозернистые кварциты с реликтами-линзами сланцев, песчаников, известняков девонского возраста. Гряды кварцитов прослеживаются на несколько километров.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ И ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ РАЙОНА

ЗАКОНОМЕРНОСТИ ОБРАЗОВАНИЯ И РАЗМЕЩЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Западная половина площади работ относится к **Сосьвинско-Суундукской минерагенической зоне** (1), восточная – к **Троицко-Марииновской** (2).

В истории геологического развития района можно наметить несколько этапов рудообразования.

В наиболее древнем мигматит-амфиболит-гнейсовом комплексе основания (нижнепротерозойская гнейсовая толща) отмечены магнетит-тремолитовые сланцы, по составу напоминающие индийский тип ванадий-титан-магнетитовых руд.

С раннепалеозойскими ультрамафитами связаны гипергенные (в корях выветривания) силикатные никель-кобальтовые руды, а также хромиты Гулинского и Каменнодольского массивов. Гулинский массив явился источником россыпей платины, повышенные концентрации которой могут сопровождать хромитовые и силикатные никель-кобальтовые руды.

Несмотря на широкое развитие вулканитов девона и карбона: жетыкольская, айдырлинская и кокпектинская толщи, часть разреза биргильдинской толщи, в том числе полнодифференцированных комплексов (айдырлинская и жетыкольская толщи), которые на соседних площадях несут медноколчеданное оруденение, на площади работ признаков последнего не обнаружено. Возможно это связано со слабой поисковой изученностью на участках широкого развития чехла неогеновых отложений восточной половины листа, где и развиты в основном толщи вулканитов.

Стратиформные сфалерит-галенитовые руды биргильдинской толщи связаны с карбонатными отложениями (миргалимсайский тип).

Осадконакопление раннего карбона в Брединско-Синешиханской грабен-синклинали сопровождалось интенсивным углеобразованием (до 1 309 пластов на Брединском месторождении). Широко проявленный полихронный динамометаморфизм привел к образованию антрацитов и графитизированных углей, а крупноамплитудные тектонические подвижки (C_2-P_1) сильно усложнили геологическое строение углепроявлений.

Натровые гранитоиды завершающей стадии островодужного этапа (кумакский и кокпектинский комплексы) несут четкие признаки золоторудной специализации. С ними связано золотое оруденение Брединского узла и Синешиханской площади, Брединско-Синешиханской грабен-синклинали, Княжинской и Андреевско-Атамановской площадей Троицко-Марииновской зоны. С гранитами кокпектинского комплекса связаны магнетитовые скарны Поперечного месторождения и, возможно, проявление магнетитовых скарнов в зоне Заозерного разлома.

С гранитами коллизионного этапа (неплюевский комплекс) связаны кварц-полевошпатовые жилы с касситеритом Башкироводольского массива и возможно золотое оруденение Могутовско-Рымникском узле, с гранитами шалкарского комплекса – редкоземельные метасоматиты.

В мезозойскую стадию платформенного этапа развития района образуются мощные площадные коры выветривания, формируются месторождения силикатных никель-кобальтовых руд, перспективные проявления золота, редких земель, кобальта, вольфрама, первичных бокситов. Следует отметить возможность накопления платиноидов в корях выветривания ультрамафитов с дифференциацией платины в нонтронитах вместе с никелем, а палладия в охристой зоне (корреляция с кобальтом).

С осадками платформенного чехла от миоцена до квартера связаны россыпи золота. В русловых отложениях квартера отмечаются также россыпи касситерита. Часть россыпей квартера на водоразделах являются элювиальными «верховиками» над золото-кварцевыми и золото-сульфидными зонами.

Проявления гипса в светлинской свите миоцена являются маркирующим признаком свиты. Минерагеническое районирование после проведения ГДП-200 отражено на схеме, прилагаемой к карте полезных ископаемых.

В **Сосьвинско-Суундукской минерагенической зоне** выделен *Брединский золоторудный узел* (1.0.3), в котором Святодуховский, Мирнинский и Рамеевско-Бутобайский участки и зоны, приуроченные к антиформам Брединско-Синешиханской грабен-синклинали. *Могутовско-Рымникский прогнозируемый золоторудный узел* (1.0.1) находится в центральной части Суундукской горст-антиклинали, сложенной рымникской свитой нижнего ордовика. *Синешиханское прогнозируемое поле* (1.0.4.1) входит в состав *Байтукско-Солончанского цинково-медно-золоторудного узла* (1.0.4), выделенного на соседней с запада площади (лист М-40-XXXVI).

Как в известных, так и в прогнозируемых золоторудных зонах и площадях, россыпи золота контролируются, в основном, западными уступами небольших (~2×10 км) неотектонических горстов амплитудой 10–30 м на границе с депрессиями квартера, реже неогена и даже нижнего мела (Бессоновская депрессия). Преобладание хорошо выраженных западных уступов неотектонических поднятий, вероятно, обусловлено неравномерным, асимметричным поднятием блоков.

Кроме золоторудных узлов и площадей выделены: *Гулинская хром-никелеворудная зона* (1.0.2.1) и *Каменнодольский хром-никелеворудный узел* (1.0.0.2) с хромитовыми и силикатными никель-кобальтовыми месторождениями и проявлениями в контуре одноименных массивов ультрамафитов. Они же могут представить интерес для поисков платиноидов, россыпные месторождения которых отмечены у Гулинского массива.

В **Троицко-Марииновской минерагенической зоне** пункты минерализации и проявления золота вместе с точечными аномалиями Au, их пространственная связь с региональными разломами и рудогенерирующими магматитами кокпектысайского комплекса позволяют прогнозировать *Княженский* (2.0.1) и *Андреевско-Атамановский* (2.0.2) *прогнозируемые золоторудные узлы*.

РЕГИОНАЛЬНЫЕ И ЛОКАЛЬНЫЕ РУДОКОНТРОЛИРУЮЩИЕ ФАКТОРЫ И ПОИСКОВЫЕ ПРИЗНАКИ

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

Уголь каменный. Месторождения и проявления каменного угля (антрацита) приурочены к брединской свите, выходы которой картируются в восточной, наиболее тектонически нарушенной части Брединско-Синешиханской грабен-синклинали. В западной части грабена отложения свиты перекрыты более молодыми отложениями карбона.

Железо. На площади работ отмечено 4 формационных типа месторождений и проявлений железа. Промышленное значение определено только для скарного типа, который формируется в карбонатных породах биргильдинской толщи на контакте с гранитами кокпектинского комплекса (Поперечинское месторождение) и среди вулканитов кайрактинской толщи на контакте с дайкой гранитов, вероятно, кокпектинского комплекса (восточное плечо Заозерной грабен-синклинали).

Бурые железняки Бессоновского проявления приурочены к нижней части бокситоносной пачки синарской свиты в Бессоновской мезозойской депрессии (грабене). Они залегают на сидеритовом пласте отложений С₂.

Протяженные «слои» магнетита среди хлорит-талковых метасоматитов западного эндоконтакта Гогинского массива усненовского комплекса ультрамафитов возможно представляют кусинский тип позднемагматических месторождений, хотя габброиды в составе Гогинского массива не отмечались.

Магнетит-тремолитовые слои мощностью до 20 м среди гнейсов гнейсовой толщи нижнего протерозоя возможно представляют индийский тип ванадий-титан-магнетитовых руд в метаморфитах докембрия.

Хром. Хромитовые руды в Гулинском и Каменнодольском аподунит-перидотитовых массивах, как и в эталонном Аккаргинском (лист М-41-II), в виде жил и мелких линз локализируются в узкой зоне, вытянутой по простиранию массивов. Последние контролируются Варшавским и Каменнодольским структурными швами.

Медь. Ореолы и пункты минерализации меди в ассоциации с рудогенными концентрациями цинка, свинца и бария приурочены к брекчированным известнякам биргильдинской толщи и,

вероятно, могут рассматриваться как нижние горизонты стратиформного полиметаллического (Pb, Zn) оруденения в карбонатных породах (миргалимсайский тип).

Цинк, свинец. Высокоперспективное стратиформное полиметаллическое сульфидное оруденение приурочено к брекчированным известнякам и мраморам биргильдинской толщи в восточной части Брединско-Синешиханской грабен-синклинали близ северной рамки листа.

Цинк. Аномальные концентрации цинка среди окварцованных динамосланцев по породам D₁ (Ш-3-1), контролируются Новокатенинским разломом, как и меденосные метасоматиты (Ш-3-2).

Никель (кобальт). Залежи силикатных никель-кобальтовых руд приурочены к нонtronитовым корам выветривания ультрамафитов Гулинского и Каменнодольского массивов татищевского (O?) и каменнодольского комплексов и к небольшому массиву дружининского комплекса в районе пос. Княженский. Все массивы контролируются глубинными разломами: Варшавским, Каменнодольским и Новокатенинским. Крупные массивы аподунит-перидотитовых серпентинитов усеновского комплекса (Колчинский) и усеновского и татищевского комплексов (Коряжний) в зоне расщепления Брединско-Синешиханской грабен-синклинали на Синешиханскую и Наследницкую ветви закрыты чехлом плиоценовых отложений жиландинской свиты и рудоносность их не изучена.

Кобальт. Все пункты минерализации кобальта однотипны и связаны с кварцевыми жилами и кварцитами, в которых Со в зоне гипергенеза ассоциирует с повышенными концентрациями Mn и Ba, реже TR и Zr. Кварцевые жилы с кобальтовой минерализацией контролируются крупными разломами: Каменнодольским, Варшавским и Попереченским и крупным северо-восточным разломом, оперяющим Андреевский разлом.

Молибден, вольфрам. Пункты минерализации Mo и W не представляют самостоятельного практического интереса, они сопровождают золоторудную минерализацию на Могутовско-Рымникского узла.

Олово. Пржилки кварц-полевошпатового состава с касситеритом локализуются в гранитах Башкироводольского массива, относимого к неплюевскому комплексу. Они являются источником россыпей касситерита в образованиях квартера.

Алюминий. Проявления бокситов отмечаются среди отложений синарской свиты, которые сохранились в небольших грабенах, что ограничивает перспективы поисков осадочных бокситов. Латеритные бокситы в разрезе никеленосных кор выветривания гипербазитов Гулинского месторождения не изучались. Перспективы первичных бокситов, судя по Кемпирсайскому району Мугоджар, достаточно интересные [4].

Бериллий. Пункты минерализации Be в прожилках кварца среди гранитов, кварцитов и песчаников отмечаются в экзоконтакте Павловского массива монзонит-граносиенит-лейкогранитового урускисенского комплекса. Бериллий в пунктах минерализации сопровождается аномальными концентрациями фосфора, реже марганца и мышьяка, что позволяет предполагать гипергенную фосфо-арсенидную минерализацию типа уралолита или глюцина, отмечаемую в связи с гранитными пегматитами.

Цирконий. Аномальные концентрации Zr и Ti вместе с бурыми железняками отмечаются в предполагаемом карсте над мраморами известняково-терригенной толщи D₂. Источником циркона могут быть гранитоиды Мариинского массива, а ильменита – базальтоиды жетыкольской толщи.

Редкие земли. Редкоземельная минерализация в Яснополянском редкометалльном участке отмечена в коре выветривания катаклазитов по мигматитам кусаканской толщи рифея вдоль северо-восточного разлома, оперяющего Новокатенинский региональный разлом.

Золото. Наиболее распространены на площади работ проявления и месторождения золото-сульфидно-кварцевой формации среди золотоносных березитов. В Брединском золоторудном узле они локализуются в антиформах, сложенных углисто-терригенной брединской свитой и в узлах сочленения антиформ (горст-антиклинали) с диагональными северо-восточными разломами (правыми сдвигами). В северной части Рамеевско-Бутобайской рудной полосы отмечены золото-сульфидные проявления.

В Синешиханском прогнозируемом поле золото-кварцевые жилы тяготеют к Синешиханскому разлому. Проявления Княженского, Андреевско-Атамановского и Могутовско-Рымникском узлах также приурочены к северо-восточным зонам разломов.

Пространственная связь золотого оруденения Брединско-Синешиханской грабен-синклинали с небольшими интрузиями гранитов и дайками диоритов кумакского комплекса определяет и генетическую связь, как и в Аниховско-Кумакском грабене на листах М-41-1, VII. В Мирнинском участке, кроме россыпей золота (Мирная – П-2-5 и Брединская – П-2-6) отмечены пункты аномалий золота и пункт минерализации (П-2-18). Последний представлен зоной с вкрапленно-

стью пирита, монофракция которого содержит 5,7 г/т золота [28]. Здесь же мелкие литохимические ореолы серебра до 20 г/т и молибдена до 0,005 % [21], а также зона метакварцитов и тела гранодиоритов кумакского комплекса в южной части рудного поля, вблизи пункта минерализации П-2-18. В южной части грабен-синклинали проявления золота связаны с породами урус-кискенского комплекса. В Княженском и Андреевско-Атамановском рудных узлах золотопроявления пространственно тяготеют к небольшим интрузиям плагиигранитов и диоритов кокпектинского комплекса. Моноэлементный характер проявлений золота не позволяет прогнозировать богатые месторождения. Содержание золота 1,4 г/т в кварце из отвалов закопушек на проявлении Андреевском, как и 3 г/т в карсте (ш-258) вероятно максимальные, в связи с чем, на проявлении работы по оценке его были быстро прекращены. Однако широкое развитие кор выветривания и мощность их 27–35 м на известняках и 11–35 м на metabазальтах позволяет прогнозировать крупные месторождения в корах выветривания, пригодные для добычи открытым способом с применением гидравлики при содержаниях золота кондиционных для россыпей.

Золотоносные коры выветривания развиты над всеми золотопроявлениями, но наиболее перспективны над березитами с прожилково-вкрапленным оруденением. Типичным представителем этой формации является Варваро-Тимофеевское месторождение. Все ложковые россыпи района пространственно тесно связаны с золотоносными корамя выветривания.

Россыпи золота района изучены слабо. Наиболее древние россыпи отмечены в отложениях наурзумской свиты миоцена. Колчинская россыпь располагается в пределах кайнозойской депрессии, наследующей палеозойский грабен шириной до 2 км северо-восточного простирания. Выполнен грабен карбонатными отложениями биргильдинской толщи. В западном борту грабена развиты отложения маячной свиты с мелкими линзами серпентинитов вдоль разлома. Восточный борт сложен породами брединской свиты с многочисленными линейными телами ультрамафитов усеновского комплекса. В бурых песчаниках маячной свиты и в песчаниках брединской свиты отмечаются кварцевые жилы с лимонитом (по сульфидам), зоны кварцитов и серицит-кварцевых метасоматитов. Кварцевые жилы мощностью до 1 м отмечались и в серпентинитах.

Галечники миоцена содержат до 50 % крупной гальки бурых железняков.

Все изложенное позволяет утверждать, что источником россыпного золота как Колчинской россыпи, так и ложковых россыпей Брединского лога были гидротермалиты на бортах грабена. Россыпи, в основном, отработаны до уровня грунтовых вод.

Платина. Россыпи платины расположены близ восточного контакта Гулинской интрузии ультрамафитов и, вероятно, связаны с никеленосной корой выветривания последних.

Кварц пьезоэлектрический. Проявления пьезокварца в виде хрусталеносных жил тесно связаны с хрусталеносными золотокварцевыми жилами в Могутовско-Рымникском узле и Синешиханском поле.

Барит. Жилы барита среди пород S_1 в Сарыюбинской грабен-синклинали, возможно, являются поисковым признаком стратиформного полиметаллического оруденения миргалимсайского типа.

Пегматит керамический. Поле керамических пегматитов среди метаморфитов гнейсовой толщи протерозоя расположено в южном экзоконтакте Наследнинского массива гранитов кремнукульского комплекса.

ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ РАЙОНА

Оживление горнодобывающей промышленности в районе в последние годы (золото, стройматериалы, огнеупоры), наряду с изменением региональной и общей экономической конъюнктуры, вызывают необходимость оценки и переоценки состояния и перспектив развития минерально-сырьевой базы района.

В оценке перспектив района перед началом ГДП-200 прогнозные ресурсы отмечались по золоту Брединского района, по железу Поперечинского месторождения и Бессоновского проявления, где отмечены и ресурсы алюминия, по никелю Гулинского месторождения и по полиметаллам Южно-Борового проявления.

В процессе ГДП-200 значительно уточнены геологическое строение района и закономерности размещения полезных ископаемых вместе с выявлением многочисленных (47 % от всех известных к 2006 году) новых объектов и поисковых признаков это позволило заново оценить и переоценить ресурсы многих полезных ископаемых. Однако наметить очередность оценочных работ, как было в дорыночное время, представляется нецелесообразным.

Ресурсы определялись по удельной продуктивности эталонных рудных узлов с близким геологическим строением и рудоносностью. Для слабоизученных объектов применялся коэффициент надежности (к. н.). Все ресурсы сведены в таблицах (прил. 4, 5, 6).

Уголь каменный. Прогнозные ресурсы Брединского месторождения не оцениваются, хотя оставшиеся запасы составляют 5,9 млн т. Ресурсы Рамеевского месторождения (категории P_1+P_2 по [83]) – 4,8 млн т, т. е. очень мелкого объекта. Других перспективных объектов на площади не обнаружено. Ресурсы всего района не определялись.

Железо. Ресурсы категории P_1 Поперечинского месторождения оцениваются в 60 млн т. [30]. Вместе с разведанными запасами 30 млн т категории C_1 месторождение представляет собой объект средний по величине запасов.

Хром. Хромитовые руды Гулинского и Каменнодольского аподунит-перидотовых массивов по степени и характеру рудоносности аналогичны рудам Аккаргинского месторождения (лист М-41-II) наиболее изученного на площади ГДП-200. Его линейная удельная продуктивность до глубины 100 м составляет 300 тыс. т/км. На Гулинском массиве выходы хромитовых руд прослежены на 10 км, на Каменнодольском массиве руды прослежены по простиранию на 5 км. Масштабы оруденения на обоих массивах не представляют интереса для промышленности, оценка прогнозных ресурсов не выполнялась.

Цинк, свинец. Прогнозные ресурсы категории P_2 Южно-Борового проявления стратиформных полиметаллических руд оценивались в 600 тыс. т Zn, и 250 тыс. т Pb и 200 т Ag [28]. По косвенным поисковым признакам имеются перспективы увеличения ресурсов проявления.

Никель, кобальт. На Гулинском месторождении, кроме запасов никеля категории C_1 – 128,3 тыс. т, прогнозные ресурсы категории P_2 оценивались в 21,4 тыс. т.

На Каменнодольском месторождении запасы никеля по шести залежам составляют 339 тыс. т.

Алюминий. Запасы Бессоновского месторождения по категории C_2 составляют 1,4 млн т, ресурсы категории P_2 оценивались в 2,8 млн т, т. е. это очень мелкое месторождение. Ресурсы его могут быть увеличены при положительных результатах по оценке первичных псевдоморфных бокситов в верхних горизонтах залежей силикатных никель-кобальтовых руд Гулинского месторождения, прилегающих по разлому к бокситоносным отложениям синарской свиты нижнего мела.

Золото. На площади работ прогнозные ресурсы на 01.01.2003 г. апробированы по Зайцевско-Святодуховскому полю и оценивались в 4 т по категории P_2 , по Новосергиевско-Бутобайскому золоторудному полю 14 т также категории P_2 . По всей Брединской площади (очевидно в границах Брединско-Синешиханской грабен-синклинали) прогнозные ресурсы категории P_3 на 01.01.1998 г. оценивались в 35,2 т.

В процессе ГДП-200 выполнена оценка (или переоценка) прогнозных ресурсов категории P_3 по четырем золоторудным площадям и Брединскому золоторудному узлу. В качестве объекта-эталона привлекался Кумакский золоторудный узел площадью 200 км², для которого учтены запасы (остаточные) – 77,8 т, добыча – 8,9 т и ресурсы – 70,8 т, что в сумме составляет 157,9 т. Таким образом удельная продуктивность Кумакского узла составит $157,9/200=0,79$ т/км². В качестве объекта-аналога для Андреевско-Атамановского прогнозируемого узла привлекались прогнозные ресурсы P_1 проявления Урожайное, входящее в Озерное рудное поле расположенное в сходной геологической обстановке (Оренбургская область), прогнозные ресурсы категории P_1 при площади 2,3 км² составляют 2,0 т, удельная продуктивность – 0,9 т/км².

Как отмечалось выше, все месторождения золота района работ частично отработаны старательским способом до рентабельных для тех времен глубин отработки, водопритоков, содержащий самородного золота и других экономических факторов.

Почти все они (факторы) контролируются развитием коры выветривания по золоторудным телам особенно сульфидоносным. Во-первых, в коренных породах резко снижается количество свободного золота, концентрация которого определялась в то время единственным видом анализа – ковшовым опробованием. Во-вторых, проходка выработок в скальных породах становилась нерентабельной из-за низких содержаний металла. В третьих, скальные породы – естественный водоупор грунтовых вод. Отсюда следует, что все рудные месторождения на глубине ниже кор выветривания изучены очень слабо, или совсем не изучены, хотя по единичным скважинам в районе Варваро-Тимофеевского месторождения содержание золота на глубине 144 м в измененных песчаниках достигает 1,8 г/т (скв. 3023, 1980 г.), а в кварцевых жилах до 2 г/т (скв. 29 [32]).

Могутовско-Рымникский прогнозируемый узел (75,6 км²) с учетом к. н.=0,7, где кроме россыпей золота, отмечены золоторудные проявления и пункты минерализации, обладает ресурса-

ми P_3 ($0,79 \times 76,5 \times 0,7$) равными 41,8 т. Перспективность и надежность их средняя. Поисковые и поисково-оценочные работы рекомендуются для оценки россыпного и коренного золота.

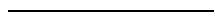
Брединский узел площадью 336 км^2 обладает ресурсами категории P_3 с учетом $k. н.=0,8$ ($0,79 \times 336 \times 0,8$) в 214,2 т. За вычетом ресурсов категории P_2 , апробированных в 2003 году (35,2 т), прирост ресурсов составляет 179 т. Перспективность их высокая, надежность также высокая. Они заслуживают поисковой оценки с учетом развития золотоносных кор выветривания ложковых и элювиально-делювиальных россыпей.

Синешиханское поле (90 км^2) с учетом $k. н.=0,5$ ($0,79 \times 90 \times 0,5$) обладает ресурсами P_3 35,6 т. Перспективность их средняя, надежность средняя. Рекомендуются поисково-оценочные работы.

В пределах Троицко-Марииновской минерагенической зоны прогнозируются 2 золоторудные площади.

Княженский прогнозируемый узел (72 км^2). С учетом коэффициента надежности 0,5 его ресурсы категории P_3 составят: $0,79 \times 72 \times 0,5 = 28$ т. Перспективность ресурсов средняя, надежность малая.

Андреевско-Атамановский прогнозируемый узел (139 км^2). С учетом коэффициента надежности 0,5 ресурсы категории P_3 составляют: $0,9 \times 139 \times 0,5 = 65,6$ т. Перспективность ресурсов средняя, надежность малая. Рекомендуются поисково-оценочные работы масштаба 1 : 25 000 с учетом возможности выявления карстовых россыпей.



ГИДРОГЕОЛОГИЯ

Брединская площадь расположена на востоке обширной цокольной равнины восточного подножья Уральской низкогорной страны. В ее пределах широко развиты участки древнего (доплиоценового) сношенного рельефа, которые охватывают Урало-Тобольское (Главное) водораздельное пространство и водораздельные пространства рек площади.

В административном отношении основная площадь работ расположена в Брединском районе Челябинской области. Остальная часть площади, ее восточная часть, находится в Кваркенском районе Оренбургской области Российской Федерации.

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 водно-физических свойств пород одинакового генезиса вне зависимости от возраста объединены в единые гидрогеологические подразделения.

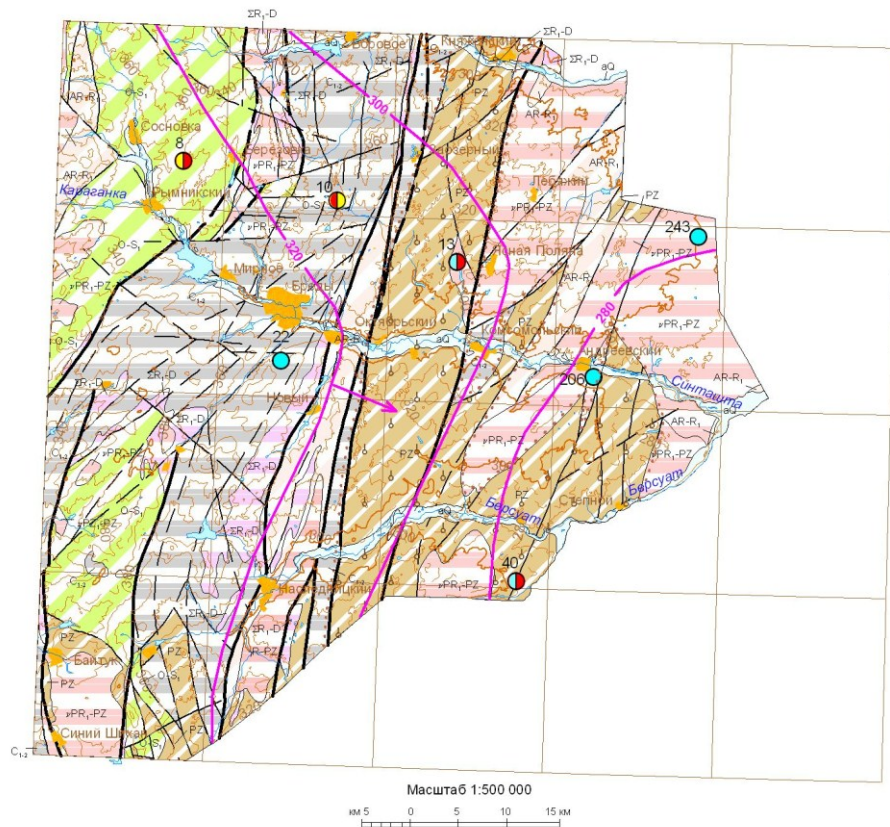
Четвертичные отложения элювиального и делювиального генезиса в результате малой мощности и высокого гипсометрического положения практически полностью сдренированы. Отложения неогеновой системы представлены континентальными водоупорными глинами с маломощными линзами и прослоями глинистых песков. Водообильность этих песков незначительна и представляет сотые и тысячные доли л/с. В условиях слабого водообмена, вызванного значительным содержанием в водовмещающих породах глинистого материала в отложениях неогеновой системы, формируются высокоминерализованные воды. Поэтому практического значения для целей водоснабжения вышеперечисленные отложения не имеют и на схеме распространения основных гидрогеологических подразделений (рис. 3) не показаны.

Выделение гидрогеологических подразделений приведено согласно сводной легенде к гидрогеологическим картам масштаба 1 : 200 000, серия Южно-Уральская (2001 г.).

Исходя из сказанного, на площади листа выделены следующие водоносные подразделения:

1. *Водоносный четвертичный аллювиальный горизонт (аQ).*
2. *Водоносная нижне-среднекаменноугольная (кремнисто-карбонатная) зона (C₁₋₂).*
3. *Относительно водоносный палеозойский комплекс (PZ).*
4. *Относительно водоносная нижнерифейско-девонская (интрузивная) зона (ΣRF₁-D).*
5. *Относительно водоносная ордовикско-нижнесилурийская (метаморфическая) зона (O-S₁).*
6. *Водоносная рифейско-палеозойская (интрузивная) зона (γRF-PZ).*
7. *Водоносная нижнепротерозойско-палеозойская (интрузивная) зона (νPR₁-PZ).*
8. *Относительно водоносная архейско-нижнерифейская (кристаллическая) зона (AR-RF₁).*

Данные опробования гидрогеологических скважин, расположенных на площади листа М-41-XXXI, даны в таблице 4. Название химического состава подземных вод дается от меньшего содержания компонента к большему при концентрации катионов и анионов более 20 % мг-эквивалентов (при сумме анионов и катионов до 100 %). Классификация подземных вод по химическому составу, минерализации приведены в соответствии с ОСТ 41-05-263-86.



1. Распространение водоносных горизонтов и зон

- aQ Водоносный четвертичный аллювиальный горизонт. Гравий, галька, песок, валуны.
 - C_{1,2} Водоносная нижне-среднекаменноугольная (кремнисто-карбонатная) зона. Известняки, углистые сланцы, конгломераты, песчаники.
 - PZ Относительно водоносный палеозойский комплекс. Туфы, базальты, андезиты, сланцы, конгломераты.
 - O-S₁ Относительно водоносная ордовикско-нижнесилурийская (метаморфическая) зона. Сланцы угольные, туфо-песчаники, песчаники, туфы базальтов, метабазациты.
 - ΣR-D Водоносная нижнерифейско-девонская (интрузивная) зона. Дуниты, перидотиты, гипербазиты, серпентиниты.
 - R-PZ Водоносная рифейско-палеозойская (интрузивная) зона. Граниты, гранит-порфиры, гранодиориты, сиениты.
 - vPR-PZ Водоносная нижнепротерозойско-палеозойская (интрузивная) зона. Диориты, диоритовые порфиры, габбро, габбро-нориты, диабазовые порфиры.
 - AR-R₁ Относительно водоносная архейско-нижнерифейская (кристаллическая) зона. Гнейсы, кристаллические сланцы, кварциты, амфиболиты.
- Граница распространения гидрогеологических подразделений
- Потенциально водоносные разрывные нарушения.
- a / б / в / г, а - региональные, б - крупные местные, в - прочие, г - предполагаемые

2. Водоупункты

- 13 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

- гидрокарбонатный
- хлоридно-сульфатный
- сульфатно-хлоридный
- гидрокарбонатно-хлоридный

4.1 Площадь распространения подземных вод с минерализацией

- до 1 г/дм³
- 1-3 г/дм³

- Граница участков, различных по минерализации подземных вод

Рис. 3. Схема распространения основных водоносных горизонтов.

Данные опробования гидрогеологических скважин, расположенных на площади листа М-41-XXXI

№ скв. на карте	Абс. отм. устья скв., м	Водовмещающие породы		Кровля водоносного горизонта		Статический уровень		Дебит скв., л/с	Понижение ур. воды, м	Удельный дебит, л/с	Формула Курлова и общая минерализация, г/дм ³
		Геол. индекс	Краткое литологическое описание	Глубина, м	Абс. отм., м	Глубина, м	Абс. отм., м				
10	345,0	C ₁₋₂	известняки	39,0	306,0	39,0	306,0	2,1	2,1	1,0	Общая минерализация 0,5 г/дм ³
22	339,0	C ₁₋₂	песчаник	7,3	331,7	7,3	331,7	3,8	14,2	0,3	$M_{0,4} \frac{HCO_3 \ 72 \ Cl18}{Na44 \ Ca32 \ Mg24}$
40	294,0	PZ	сланцы	24,1	269,9	6,1	269,9	0,12	26,6	0,004	$M_{1,7} \frac{Cl \ 72 \ HCO_3 \ 21}{Na69 \ Ca17}$
8	352,0	O-S ₁	песчаник	15,5	336,5	15,6	336,5	2,3	11,2		$M_{0,9} \frac{Cl54 \ SO_4 \ 29 \ HCO_3 \ 17}{Na61 \ Ca32}$
206	280,0	vPR ₁ -PZ	диабазовые порфиры	4,0	286,0	4,0	286,0	1,0	36,0	0,028	$M_{0,6} \frac{HCO_3 \ 76 \ Cl18}{Na64 \ Ca18 \ Mg16}$
243	308,0	vPR ₁ -PZ	габбро	10,5	297,5	10,5	297,5	0,23	27,3	0,009	$M_{0,9} \frac{HCO_3 \ 79 \ Cl16}{Na56 \ Ca26 \ Mg15}$
13	314,0	γRF-PZ	гранитогнейсы	10,4	303,6	10,4	303,6	0,9	8,6	0,10	$M_{1,2} \frac{Cl61 \ HCO_3 \ 31}{Na54 \ Ca30 \ Mg16}$

Водоносный четвертичный аллювиальный горизонт (αQ) наибольшее распространение получил в долинах рек Камышлы-Аят, Берсуат, Синташты и Караганки. Формирование горизонта грунтовых вод происходит в отложениях пойм и надпойменных террас. В долинах рек распространены, главным образом, первые надпойменные террасы. Элементы других террас имеют весьма незначительное распространение.

Водовмещающие отложения горизонта представлены полимиктовыми песками и галечниками. Они часто переслаиваются с серыми, практически водоупорными глинами, или образуют среди них небольшие прослои и линзы. Пойменные отложения отличаются неотсортированностью состава. Чаще наблюдается иловато-суглинистые осадки с примесью частиц более крупного размера песка, гравия, галек. Мощность водовмещающих пород небольшая и составляет 0,40–3,70 м. Подземные воды, приуроченные к аллювиальным образованиям относятся к типу пластово-поровых безнапорных. Глубина залегания уровней грунтовых вод варьирует в пределах 0,9–8,0 м, при среднем значении около 4,0 м. Уровни грунтовых вод испытывают сезонные колебания, вызванные условиями формирования и режима этих вод. Амплитуда колебания уровня грунтовых вод лежит в пределах 0,5–2,0 м. Водообильность аллювиального горизонта невелика и составляет для родников 0,01–0,25 л/с и 0,1–0,5 л/с для колодцев. Коэффициенты водопроницаемости варьируются в широких пределах и составляют 5,3–62,0 м²/сут.

Подземные воды аллювиальных отложений преимущественно пресные и очень редко весьма слабосоленоватые с минерализацией 0,4–1,3 г/дм³. По химическому составу подземные воды преимущественно хлоридно-гидрокарбонатные, реже гидрокарбонатно-хлоридные. По катионовому составу вода преимущественно кальциево-магниевого.

Питание водоносного горизонта осуществляется за счет атмосферных осадков и сезонного подпитывания его в период весеннего половодья поверхностными водами. Область питания аллювиального горизонта соответствует его площади распространения. Основная разгрузка грунтовых вод идет в местную гидрографическую сеть и частично в подстилающие коренные породы.

Воды аллювиального горизонта используются колодцами для водоснабжения небольших населенных пунктов.

Водоносная ниже-среднекаменноугольная (кремнисто-карбонатная) зона (C₁₋₂) пользуется очень широким распространением и приурочена к Полтавско-Брединскому синклинию, протягивается с севера на юго-запад полосой шириной от 9 до 22 км. Подземные воды описываемой зоны локализуются в экзогенной трещиноватости водовмещающих пород. По условиям циркуляции воды безнапорные. Статические уровни залегают на глубине 2,0–34,0 м.

Водовмещающие породы представлены известняками, углистыми сланцами, конгломератами, песчаниками. Водообильность пород зависит от степени трещиноватости и закарстованности пород. Значительная степень трещиноватости и закарстованности прослеживается скважинами до глубины 70 м. В не меньшей степени водообильность зависит и от литологии водовмещающих пород. Так полученные дебиты из песчаников обычно составляли 0,13–3,6 л/с, а из трещиноватых и закарстованных известняков получены дебиты 1,9–10,0 л/с, из трещиноватых сланцев – 0,01–0,12 л/с. Коэффициенты водопроницаемости, как правило, невысоки и составляют 1,8–26,2 м²/сут, иногда достигая 133,5 м²/сут.

Подземные воды зоны преимущественно пресные с минерализацией 0,5–0,8 г/дм³ и редко встречаются воды слабосоленоватые с минерализацией 1,6–2,4 г/дм³. По химическому составу воды пестрые – от гидрокарбонатных, хлоридно-карбонатных до хлоридно-сульфатных.

Питание подземных вод кремнисто-карбонатной зоны происходит за счет инфильтрации атмосферных осадков и перетока из соседних гидрогеологических подразделений.

Относительно водоносный палеозойский комплекс (PZ). Метаморфические породы палеозойского возраста, представленные сланцами, метавулканитами, базальтами, которые прослеживаются широкой полосой в юго-восточной части характеризуемой площади, выполняя южную часть Марииновского антиклинория. Для метаморфических пород характерна большая степень трещиноватости, которая наблюдается по скважинам до глубины 54 м. Трещины, в основном, закрытые и полуоткрытые, заполненные вторичными минералами и глинистой корой выветривания. Для пород описываемого комплекса характерна слабая водообильность. Дебиты скважин, как правило, составляют 0,1–0,6 л/с. Редко встречаются и безводные скважины. Очень редко, встречаются скважины с дебитом более 10 л/с.

По химическому составу воды повсеместно хлоридные и гидрокарбонатно-хлоридные с минерализацией 1,2–1,6 г/дм³.

Таким образом, в виду слабой водообильностью и повышенной минерализации, подземные воды комплекса практического значения не имеют.

Относительно водоносная нижнерифейско–девонская (интрузивная) зона (ΣRF_1-D). В пределах описываемой территории отложения данной интрузивной зоны имеют небольшое распространение и приурочены к вытянутым структурам в юго-западной ее части. Водообильность водовмещающих пород существенно зависит от степени трещиноватости этих пород. Прослеживается активная трещиноватость скважинами до глубины 55–60 м. Подземные воды интрузивной зоны имеют безнапорный характер и только в местах наличия глинистого покрова они приобретают местный напор, величина которого не превышает 6,0 м.

Водовмещающие породы представлены серпентинитами, дунитами, порфиритами. Водообильность пород невысокая. Дебиты скважин составляют 0,3–2,2 л/с.

По химическому составу воды хлоридно-гидрокарбонатные с минерализацией 0,6–0,8 г/дм³. Воды умеренно жесткие и жесткие.

Относительно водоносная ордовикско–нижнесилурийская (метаморфическая) зона (O-S₁) имеет довольно широкое распространение в северо-западной и юго-западной части характеризующейся площадью.

Водовмещающие породы представлены углисто-кремнистыми сланцами, кварцитопесчаниками, туфами, базальтов, туффитами. Водообильность водовмещающих пород зависит от степени их трещиноватости. На данной площади средняя глубина активной трещиноватости прослеживается до глубины 60–70 м. Дебиты скважин невысокие и составляют в основном 0,1–1,5 л/с, очень редко дебиты скважин достигают 2,0 л/с.

По химическому составу подземные воды преимущественно гидрокарбонатно-хлоридные, реже сульфатно-хлоридные с минерализацией до 1,0 г/дм³.

Питание подземных вод происходит за счет инфильтрации атмосферных осадков.

Водоносная рифейско–палеозойская (интрузивная) зона ($\gamma RF-PZ$). Водоносные отложения этой интрузивной зоны приурочены к гранитному массиву в южной части и небольшому гранитному массиву, расположенному в центральной части характеризующейся площадью.

Водовмещающие породы представлены гранитами, гранодиоритами, сиенитами. Подземные воды содержатся в трещиноватой зоне, которая прослеживается обычно до глубины 50 м, а в отдельных случаях и до 60–70 м. В целом средняя мощность водовмещающих пород составляет 50 м. Водообильность водовмещающих пород в целом не высокая. Дебиты скважин составляют 0,4–0,9 л/с, но встречаются отдельные участки, где дебиты скважин достигают 1,8–2,5 л/с. Коэффициенты фильтрации составляют 0,5–18,4 м/сут.

Подземные воды преимущественно пресные с минерализацией 0,2–0,7 г/дм³, реже весьма слабосоленоватые с минерализацией 1,2–1,7 г/дм³. По химическому составу пресные воды гидрокарбонатные, весьма солоноватые преимущественно хлоридно-гидрокарбонатные.

Питание водоносной зоны осуществляется за счет инфильтрации атмосферных осадков.

Используются подземные воды гранитов только отдельными населенными пунктами.

Водоносная нижнепротерозойско–палеозойская (интрузивная) зона (vPR_1-PZ). Интрузивные породы этой зоны слагают значительные территории, особенно в восточной и южной части листа N-41-XXXI. Подземные воды относятся к грунтовым и имеют свободную поверхность. Статические уровни залегают на глубинах 6,5–15,0 м.

Водовмещающие породы представлены трещиноватыми габбро, диоритами, порфиритами и диабазовыми порфиритами. Водообильность пород довольно разнообразна. Дебиты скважин составляют 0,3–1,3 л/с и достигают на отдельных участках 2,4–12,3 л/с. Коэффициенты фильтрации невысоки и в среднем составляют 0,04–0,3 м/сут, достигая редко значений 4,0–6,0 м/сут.

Подземные воды преимущественно пресные или весьма слабосоленоватые с минерализацией 0,5–1,5 г/дм³. Редко встречаются воды умеренно солоноватые с минерализацией до 3,2 г/дм³. По химическому составу воды гидрокарбонатные или хлоридно-гидрокарбонатные. Общая жесткость вод находится в пределах 2,9–16 мг/экв.

Питание подземных вод осуществляется за счет инфильтрации атмосферных осадков.

Относительно водоносная архейско–нижнерифейская (кристаллическая) зона (AR-RF₁) получила крайне незначительное распространение на характеризующейся площадью. Она представлена в виде небольших фрагментарных участков. Изученность очень слабая.

Водовмещающие породы представлены гнейсами, кристаллическими сланцами. Водообильность пород незначительная и только в отдельных случаях, на участках, прилегающих к долинам рек, дебиты скважин достигают 1,2–2,3 л/с.

По химическому составу воды хлоридно-гидрокарбонатные, реже сульфатно-хлоридные, пресные с минерализацией 0,2–0,7 г/дм³.

Практического значения характеризующаяся кристаллическая зона не представляет.

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, эоловые ландшафты рассматриваются как аккумулятивно-денудационный тип. Слагают данный тип пески, супеси, пески с галькой, которые легко самоочищаются. Такие ландшафты являются геохимически устойчивыми. На остальной территории ландшафты относятся к денудационному типу, в пределах которых развиты породы со средней сорбционной способностью и средней геохимической устойчивостью.

Оценка геодинамической устойчивости ландшафтов проведена по степени их пораженности экзогенными геологическими процессами (ЭГП)]. При развитии нескольких процессов общая оценка территории дается по процессу, пораженность которым наибольшая.

Наиболее неблагоприятное воздействие на экологическую обстановку района оказывают следующие природные ЭГП: 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 невозполнимым потерям плодородного слоя.

Боковая эрозия широко развита по берегам рек и приводит к их размыву, в итоге происходит расширение дна долины путем меандрирования.

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.

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.

Несоблюдение охранных технологий земледелия приводит к усилению плоскостной, овражной, почвенной эрозии. 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, в основном, 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 N-41-XXXI сводятся к следующему:

– на изученную территорию листа, принадлежащую Российской Федерации, 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 предшествующих геологосъемочных, тематических, поисковых и разведочных работ, а также полевых работ по ГДП составлена обобщающая сводка по стратиграфии, интрузивному магматизму, геоморфологии, гидрогеологическим условиям и по полезным ископаемым площади;

– выявлены закономерности размещения полезных ископаемых и дана прогнозная оценка площади на свинец, цинк, золото, никель, хромиты, редкие земли и другие виды полезных ископаемых;

– уточнены границы известной золоторудной Брединской зоны;

– по материалам ГДП выделен новый Андреевско-Атамановский прогнозируемый золоторудный узел;

– из 89 проявлений полезных ископаемых и других прямых поисковых признаков 40 выявлено при ГДП-200;

– возраст докембрийских толщ остается условным;

– возраст части стратиграфических подразделений недостаточно палеонтологически обоснован;

– характер геологических границ некоторых стратонов полностью не изучен.

Главной задачей при проведении дальнейших геологосъемочных работ является уточнение возраста стратиграфических подразделений путем специализированных палеонтологических работ с привлечением специалистов палеонтологов, прежде всего поисков микрофауны – конодонтов, фораминифер и др. Для уточнения абсолютного возраста метаморфических, интрузивных и вулканических пород необходимо более широко применять современные изотопные методы.

С целью укрепления минерально-сырьевой базы рекомендуются поисково-оценочные работы на золото, прежде всего, на Зайцевско-Святодуховского, Новогеоргиевско-Бутобайского и Брединского золоторудных полей Брединской золоторудной зоны, а также на площади, выделенной при ГДП, Андреевско-Атамановского прогнозируемого золоторудного узла.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Опубликованная

1. *Абрамова А. Н., Автонец С. В. и др.* Государственная геологическая карта Российской Федерации, масштаб 1 : 1 000 000, новая серия, лист N-40(41)-Уфа. Объяснительная записка. – СПб, 2002. 356 с.
2. *Мамаев Н. Ф.* Геологическая карта СССР. Масштаба 1 : 200 000. Серия Южно-Уральская. Лист N-41-XXXI. Объяснительная записка. – М.: Госгеолиздат, 1961. 72 с.
3. *Миронюк Е. П.* Полезные ископаемые в метаморфических комплексах. Гл. 3 // Метод. пособие. Геологическая съемка метаморфических и метасоматических комплексов. – СПб, 1996. С. 126–148.
4. *Чен-Лен-Сон Б. И.* Тектоника платформенного чехла Илек-Орь-Иргизского водоразделов. – УГЖ, 2006, № 1(49). С. 47–55.
5. *Чен-Лен-Сон Б. И.* Поиски и ГДП-200 в Челябинском Зауралье. – УГЖ, 2008, № 1(61). С. 56–58.

Фондовая

6. *Андреев Я. Т.* Промежуточный отчет о поисково-разведочных работах на никель, проведенных на Гулинском месторождении Брединского района Челябинской области за время с 1950 г. по 01.10.1954 г. Т. 1 и 2. – ФГУ «ТФИ по УрФО», Челябинский филиал, 1954.
7. *Андреев Я. Т.* Промежуточный отчет о поисково-разведочных работах на участке «Каменный дол» и Гулинском месторождении Брединского района Челябинской области за время с 1952 г. по 01.01.1956 г. Т. 1–4. – ФГУ «ТФИ по УрФО», Челябинский филиал, 1956.
8. *Бабкин В. В.* Систематизация и обобщение геологической информации по стратиграфии палеозойских образований Южного Урала в пределах Челябинской области. Т. 1 и 2. – ФГУ «ТФИ по УрФО», Челябинский филиал, 1995.
9. *Баженов Г. А.* Геофизические приложения к отчету: Геологическое строение и промышленные перспективы шахтных полей № 3 и 5 Брединского антрацитового месторождения. Т. 1 и 2. – ДАО «Уралуглеразведка», 1943.
10. *Баженов Л. Г.* Отчет о результатах опережающих геофизических и геохимических работ на Ново-Георгиевской площади в пределах листов N-41-109-Г, N-41-121-Б, Г; N-41-122-А-а, в; N-41-122-В-а, в в 1990–1994 гг. Т. 1 и 2. – ФГУ «ТФИ по УрФО», Челябинский филиал, 1995.
11. *Баранников А. Г., Дворник Г. П., Угрюмов А. Н.* Геологические предпосылки, поисковые признаки золотого оруденения в терригенно-осадочных толщах и карбонатных породах нижнекаменноугольного возраста на восточном склоне Южного Урала. Т. 1 и 2. – ФГУ «ТФИ по УрФО», Челябинский филиал, 1978.
12. *Батанин А. И., Манков Ю. М.* Отчет о результатах работ Рымнинского геологосъемочного отряда, проведенных в Брединском районе Челябинской области в 1962–1963 гг. Т. 1 и 2. – ФГУ «ТФИ по УрФО», Челябинский филиал, 1964.
13. *Беккер Ю. Р., Акимова Г. Н.* Корреляция верхнедевонских отложений отдельных горнорудных районов складчатого обрамления Русской платформы (Окончательный отчет по теме 872 за 1976–1979 гг.). Т. 1 и 2. – ФГУ «ТФИ по ПрФО», Оренбургский филиал, 1979.
14. *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.
15. *Бурдина О. В.* Отчет о поисковых работах на олово в Брединском районе 1940 г. Т. 1 и 2. – ФГУ «ТФИ по УрФО», Челябинский филиал, 1941.
16. *Видюков Н. Т.* Опорная легенда Госгеолкарты-200 (Южно-Уральская серия) для территории Оренбургской области. Объяснительная записка. Т. 1 и 2. – ФГУ «ТФИ по ПрФО», Оренбургский филиал, 1998.
17. *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.
18. *Глаголева Т. В.* Отчет о результатах поисково-оценочных работ на силикатные никелевые руды на Каменнодольском участке в Брединском районе Челябинской области в 1987–1990 гг. Т. 1 и 2. – ФГУ «ТФИ по УрФО», Челябинский филиал, 1991.
19. *Глаголева Т. В., Резвов В. И.* Отчет о результатах детальных поисков силикатных никелевых руд в северной части Гулинского серпентинитового массива в Брединском районе Челябинской области (Отчет Магнитогорской ГРП в 1982–1983 гг.). Т. 1 и 2. – ФГУ «ТФИ по УрФО», Челябинский филиал, 1983.

20. Дегтерева М. Н., Савельева К. П. Объяснительная записка к литолого-палеогеографическим картам масштаба 1 : 500 000 верхнеюрской ниже- и верхнемеловой эпох (Южное Зауралье). Т. 1 и 2. – ФГУ «ТФИ по УрФО», Челябинский филиал, 1966.
21. Денисов В. Г. Отчет о результатах общих поисков коренных месторождений золота в Брединском золоторудном районе Челябинской области, проведенных Брединским ГПО в 1977–1980 гг. Т. 1 и 2. – ФГУ «ТФИ по УрФО», Челябинский филиал, 1980.
22. Жданов А. В. и др. Легенда Уральской серии листов Госгеолкарты-1000/3. Т. 1 и 2. – ФГУ «ТФИ по ПрФО», Оренбургский филиал, 2005.
23. Захарьевич А. Н., Явонова Л. В. Отчет о результатах поисково-оценочных работ на уголь на участке Заозерном в Брединском районе Челябинской области, проведенных в 1983 году. Т. 1 и 2. – ФГУ «ТФИ по УрФО», Челябинский филиал, 1985.
24. Истомин М. С., Курсова Н. А. Отчет о результатах поисково-ревизионных работ на никель, проведенных в 1965 году на Восточно-Каменнодольском, Каменнодольском и Княжеском участках в Брединском районе Челябинской области. Т. 1 и 2. – ФГУ «ТФИ по УрФО», Челябинский филиал, 1967.
25. Каблинов И. А. Отчет по предварительной разведке Гулинского месторождения доломитов в Брединском районе Челябинской области, проведенной Южно-Уральской ГРП в 1985–1989 гг. Т. 1 и 2. – ФГУ «ТФИ по УрФО», Челябинский филиал, 1989.
26. Какорина А. В. Отчет о детальной разведке Брединского месторождения кирпичных глин в Брединском районе Челябинской области, проведенной Южно-Уральской ГРП в 1981–1988 гг. с подсчетом запасов по состоянию на 01.07.1988 г. Т. 1 и 2. – ФГУ «ТФИ по УрФО», Челябинский филиал, 1988.
27. Калинин Г. Г. Отчет о детальной разведке Брединского месторождения строительных песков в Брединском районе Челябинской области, проведенной Южно-Уральской ГРП в 1988–1990 гг. с подсчетом запасов по состоянию на 01.11.1990 г. Т. 1 и 2. – ФГУ «ТФИ по УрФО», Челябинский филиал, 1991.
28. Кальсин Г. В. Информационный отчет о результатах работ по объекту: Геологическое изучение и оценка минеральных ресурсов недр Российской Федерации и ее континентального шельфа // Прогнозно-поисковые и поисково-оценочные работы на золото на площади листа N-41-XXXI (Брединская площадь). Т. 1 и 2. – ФГУ «ТФИ по УрФО», Челябинский филиал, 2002.
29. Колчина Л. А. Отчет о детальной разведке Варненского месторождения строительного камня в Варненском районе Челябинской области с подсчетом запасов по состоянию на 01.01.1992 г., выполненной Южно-Уральской ГРП в 1990–1991 гг. Т. 1–3. – ФГУ «ТФИ по УрФО», Челябинский филиал, 1991.
30. Коробейников К. К. Отчет о результатах геофизических работ, проведенных Зауральской партией в Брединском золотоносном районе Челябинской области в 1965 г. (Полтавский и Брединский районы). Т. 1 и 2. – ФГУ «ТФИ по УрФО», Челябинский филиал, 1966.
31. Кузнецов Г. П. и др. Прогнозные ресурсы полезных ископаемых категории Р₃ на 01.01.1993 г. по Челябинской области. Т. 1 и 2. – ФГУ «ТФИ по УрФО», Челябинский филиал, 1993.
32. Лисов А. С., Абрамович В. В., Алексеева Г. А. и др. Геологическое доизучение масштаба 1 : 200 000 и подготовка к изданию комплекта Госгеолкарты-200 листа М-40-ХII и северной части листа М-40-ХVIII (новая серия) в 1995–2000 гг. (Отчет Теренсайской партии). Т. 1 и 2. – ФГУ «ТФИ по ПрФО», Оренбургский филиал, 2002.
33. Лисов А. С. и др. ГДП-200 листов М-41-1, II, VII, VIII, N-41-XX, XXVI, XXXI (Зауральская площадь, территория Российской Федерации) (Отчет Восточной геологосъемочной партии). Т. 1–5. – ФГУ «ТФИ по ПрФО», Оренбургский филиал, 2008.
34. Мазур А. К., Мецзяков Б. Ф. Отчет о поисково-разведочных работах, проведенных Суундукской партией в хрусталеносном районе и на Коелгинской хрусталеносной точке за 1953–1956 гг. Т. 1 и 2. – ФГУ «ТФИ по УрФО», Челябинский филиал, 1957.
35. Макаров В. С., Гусельникова Н. М. Отчет о предварительной разведке Брединского участка строительных песков в Брединском районе Челябинской области, проведенной Южноуральской ГРП в 1985–1986 гг. Т. 1 и 2. – ФГУ «ТФИ по УрФО», Челябинский филиал, 1986.
36. Мамаев Н. Ф. Отчет о геологосъемочных, поисковых и стратиграфических работах в Миасском и Брединском районах Челябинской области в 1954–1955 гг. // Геологическая карта Урала м-ба 1 : 50 000, листы N-41-122-В; N-41-133-Б, Г; N-41-134-А, В. Т. 1 и 2. – ФГУ «ТФИ по УрФО», Челябинский филиал, 1956.
37. Мамаев Н. Ф. Отчет о геологосъемочных работах в Брединском районе на Южном Урале // Геологическая карта Урала м-ба 1 : 50 000. Листы N-41-121-А, В и N-41-133-А. Т. 1–3. – ФГУ «ТФИ по УрФО», Челябинский филиал, 1957.
38. Медведев Л. В., Шох В. Д., Какорин А. И. Отчет о результатах поисковых работ на бокситы мезозойского возраста, проведенных на Бессоновском участке Карталинско-Бессоновской площади в Брединском районе Челябинской области в 1975–1976 гг. Т. 1 и 2. – ФГУ «ТФИ по УрФО», Челябинский филиал, 1976.
39. Муркин В. П. Каталог месторождений полезных ископаемых Челябинской области (по состоянию на 01.01.1994 г.). Т. 1 и 2. – ФГУ «ТФИ по УрФО», Челябинский филиал, 1994.
40. Ромашов А. Г. О поисково-разведочных работах на никель, проведенных на участке «Каменный Дол» и Гулинском месторождении Брединского района Челябинской области за время с 01.01.1956 г. по 01.01.1959 г. Т. 1 и 2. – ФГУ «ТФИ по УрФО», Челябинский филиал, 1959.
41. Рыжиков А. В. Отчет о геологоразведочных работах на известняки, проведенных в Брединском районе Челябинской области в 1957 г. (Рамеевское месторождение). Т. 1 и 2. – ФГУ «ТФИ по УрФО», Челябинский филиал, 1958.
42. Савельева К. П., Гузовский Т. А. Оценка бокситоносности раннего мела Урала на основе изучения палеогеоморфологии и процесса карстообразования (Отчет Синарского отряда Уральской партии о проведении работ за 1976–1978 гг.). Т. 1 и 2. – ФГУ «ТФИ по УрФО», Челябинский филиал, 1978.

43. *Степанов А. И.* Систематизация геохронологических данных с составлением карты изученности Урала в масштабе 1 : 500 000 (Отчет группы геохронологии и изотопного анализа о результатах работ по теме А.п.1/(10) за 1984–1987 гг.). Т. 1 и 2. – ФГУ «ГФИ по УрФО», Челябинский филиал, 1987.
44. *Стефановский В. В.* Создание опорного разреза верхнего плиоцена (зоплейстоцена) на Южном Урале и в Зауралье. Т. 1. – ФГУ «ГФИ по УрФО», Челябинский филиал, 1993.
45. *Сусликов В. А., Денисов В. Г.* Геологическая карта Урала м-ба 1 : 50 000. Листы N-41-121-В и Г. Брединский район Челябинской области (Отчет Брединского геологосъемочного отряда о результатах работ на 1963–1964 гг.). Т. 1 и 2. – ФГУ «ГФИ по УрФО», Челябинский филиал, 1966.
46. *Тевелев А. В.* Геологическое строение и полезные ископаемые территории листа N-41-XIX (Чесма) // Составление и подготовка к изданию Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000, серия Южно-Уральская, лист N-41-XIX за 1993–1999 гг. Т. 1–5. – ФГУ «ГФИ по УрФО», Челябинский филиал, 2001.
47. *Тевелев А. В.* Геологическое строение и полезные ископаемые листа N-41-XXV (Карталы) // Геологическая съемка и геологическое доизучение масштаба 1 : 200 000 территории листа N-41-XXV (Карталы), подготовка к изданию геологической карты листа (полигонный, ВУЗ) за 2000–2003 гг. Т. 1–5. – ФГУ «ГФИ по УрФО», Челябинский филиал, 2004.
48. *Тевелев А. В.* Геологическое строение и полезные ископаемые территории листа N-40-XXXVI (Кваркено) // ГДП-200 территории листа N-40-XXXVI (Суундукская площадь) за 2004–2008 гг. – М., 2008.
49. *Ушаков Н. А., Мороз П. В.* Отчет о детальных поисках и поисково-оценочных работах по определению перспектив бокситоносности мезозойских отложений в пределах Бессоновской депрессии за 1976–1978 гг. (Брединский район Челябинской области). Т. 1–3. – ФГУ «ГФИ по УрФО», Челябинский филиал, 1978.
50. *Холоднов Л. А., Ушаков Н. А.* Брединская группа россыпей золота на Южном Урале (Отчет о детальной разведке Казанской россыпи золота с подсчетом запасов на 01.07.1983 г.). Т. 1 и 2. – ФГУ «ГФИ по УрФО», Челябинский филиал, 1983.
51. *Чайко Г. И., Яркова А. В.* Геологическая карта Южного Урала масштаба 1 : 50 000. Планшеты N-40-119-Г; N-40-120-В; N-40-131-Б; N-40-132-А (Отчет о работах Джабык-Карагайской ГСП за 1957–1958 гг.). Т. 1 и 2. – ФГУ «ГФИ по УрФО», Челябинский филиал, 1960.
52. *Чугаев М. С., Устинов И. П.* Гулинское месторождение силикатных никелевых руд (результаты геологоразведочных работ за 1950–1959 гг. и подсчет запасов). Т. 1 и 2. – ФГУ «ГФИ по УрФО», Челябинский филиал, 1960.
53. *Шагин И. П., Кислицина Т. А.* Отчет по гидрогеологической съемке масштаба 1 : 200 000, лист N-41-XXXI (Бреды) (Брединский район Челябинской области). Т. 1 и 2. – ФГУ «ГФИ по УрФО», Челябинский филиал, 1968.
54. *Шалагинов Э. В.* Геологическое доизучение Неплюевской площади в м-бе 1 : 200 000 листов M-41-XXV (з. п.), N-41-XXXI (с.-з. ч.) (Отчет отряда региональной геологии за 1983–1988 гг.). Т. 1–3. – ФГУ «ГФИ по УрФО», Челябинский филиал, 1988.
55. *Шевцова Л. Ф., Луговая Т. А., Булгаков А. В.* Сводная легенда к гидрогеологическим картам масштаба 1 : 200 000, серия Южно-Уральская. Т. 1–3. – ФГУ «ГФИ по УрФО», Оренбургский филиал, 2001.
56. *Шендерович Д. М., Данилин Б. Ф., Степанова Г. А.* Геологическое строение и полезные ископаемые верховий рек Байтука и Поперечной (Отчет Сине-Шиханской партии по работам 1965 г.). Т. 1 и 2. – ФГУ «ГФИ по УрФО», Челябинский филиал, 1966.
57. *Ширяева Е. И., Злобин М. П.* Отчет о результатах поисковых работ на уголь на участке Рамеевском Брединского района Челябинской области, проведенных в 1979 г. Т. 1 и 2. – ФГУ «ГФИ по УрФО», Челябинский филиал, 1981.
58. *Шуб И. З., Гагин С. И., Поваренкин В. С.* Стратиграфия рыхлых отложений, геоморфология и гипергенные полезные ископаемые Аргаяшского, Сосновского, Чебаркульского и Брединского районов Челябинской области (Отчет о поисково-геоморфологических работах Миасского отряда за 1972–1977 гг.). Т. 1–4. – ФГУ «ГФИ по УрФО», Челябинский филиал, 1977.

Список месторождений полезных ископаемых, показанных на карте полезных ископаемых листа Государственной геологической карты Российской Федерации N-41-XXXI масштаба 1 : 200 000

Индекс клетки	Номер на карте	Вид полезного ископаемого и название месторождения	Тип (К – коренное, Р – россыпное, КВ – кора выветривания)	Номер по списку использованной литературы	Примечание, состояние эксплуатации
ГОРЮЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ					
Твердые горючие ископаемые					
<i>Уголь каменный</i>					
I-2	29	Рамеевское	К	57	Законсервировано
II-2	8	Брединское	К	23	Законсервировано
МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ					
Черные металлы					
<i>Железо</i>					
IV-1	8	Поперечинское	К	30	Законсервировано
Цветные металлы					
<i>Никель (кобальт)</i>					
I-2	5	Гулинское, залежь 1	КВ	19	Законсервировано
I-2	18	Гулинское, залежь 2	КВ	19	Законсервировано
I-2	20	Гулинское, залежь 3	КВ	19	Законсервировано
I-2	26	Гулинское, залежь 4	КВ	19	Законсервировано
III-1	7	Каменнодольское, залежь 6	КВ	81	Законсервировано
III-2	4	Каменнодольское, залежь 1	КВ	18	Законсервировано
III-2	8	Каменнодольское, залежь 2	КВ	18	Законсервировано
III-2	9	Каменнодольское, залежь 3	КВ	81	Законсервировано
III-2	10	Каменнодольское, залежь 4	КВ	81	Законсервировано
III-2	11	Каменнодольское, залежь 5	КВ	81	Законсервировано
<i>Алюминий</i>					
I-2	16	Бессоновское	К	38	Законсервировано
Благородные металлы					
<i>Золото</i>					
I-1	2	Прииск Воздвиженский	Р	28	Частично отработано
I-1	3	Прииск Благовещенский	Р	28	Частично отработано
I-1	4	Прииск Благодатный	Р	28	Частично отработано
I-1	5	Прииск Покровский	Р	28	Частично отработано
I-1	6	Прииск Солнечный	Р	28	Частично отработано
I-2	2	Прииск Воскресенский	Р	28	Частично отработано
I-2	3	Вознесенское	К	28	Законсервировано
I-2	8	Прииск Михайловский	Р	28	Частично отработано
I-2	9	Гулинская	Р	28	Частично отработано
I-2	10	Варваро-Тимофеевское	К	28	Законсервировано
I-2	21	Святодуховское	К	28	Законсервировано
I-2	22	Безьянная	Р	28	Частично отработано
I-2	30	Сулеймановское	К	28	Законсервировано
I-3	4	Оброчная	Р	28	Частично отработано
II-1	5	Колчинская	Р	28	Частично отработано
II-2	1	Светлое	К	28	Законсервировано
II-2	2	Гусевское	К	28	Законсервировано
II-2	3	Северный Бутобай	К	28	Законсервировано
II-2	4	Бутобай	К	28	Законсервировано
II-2	5	Мирная	Р	28	Частично отработано
II-2	6	Брединская	Р	28	Частично отработано
II-2	9	Прииск Николая Святителя	Р	28	Частично отработано
II-2	10	Прииск Семено-Верхотурский	Р	28	Частично отработано
II-2	11	Прииск Иоанно-Богословский	Р	28	Частично отработано
II-2	15	Коряжное	К	28	Законсервировано
II-2	23	Прииск Мария-Магдалинский	Р	21	Частично отработано
II-2	24	Прииск Иоанновский	Р	21	Частично отработано
II-2	25	Россыпь Коряжная 4	Р	28	Частично отработано
II-2	29	Прииск Троицкий	Р	21	Частично отработано

Индекс клетки	Номер на карте	Вид полезного ископаемого и название месторождения	Тип (К – коренное, Р – россыпное, КВ – кора выветривания)	Номер по списку использованной литературы	Примечание, состояние эксплуатации
III-1	1	Левых распадков Брединского лога	Р	28	Частично отработано
III-1	2	Брединского лога	Р	28	Частично отработано
III-1	9	Отвод Боровой	К	28	Законсервировано
III-2	1	Прииск Макарьевский	Р	21	Частично отработано
IV-1	5	Файзулинское	К	28	Законсервировано
IV-1	9	Бабелевское	К	28	Законсервировано
IV-1	10	Павловская жила	К	28	Законсервировано
IV-1	11	Победа	К	28	Законсервировано
IV-1	12	Синий Шихан	К	28	Законсервировано
<i>Платина</i>					
I-2	6	Прииск Прямой лог	Р	28	Частично отработано
I-2	7	Прииск Веселый	Р	28	Частично отработано
НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ					
Керамическое и огнеупорное сырье					
<i>Доломит огнеупорный</i>					
I-2	12	Гулинское	К	26, 25	Законсервировано
Строительные материалы					
<i>Известняк</i>					
I-2	35	Рамеевское	К	29	Эксплуатируется
Прочие ископаемые					
<i>Гипс</i>					
II-2	7	Брединское	К	28	Законсервировано

Список месторождений полезных ископаемых, показанных на карте четвертичных образований листа N-41-XXXI Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000

Индекс клетки	Номер на карте	Вид полезного ископаемого и название месторождения	Тип (К – коренное)	Номер по списку использованной литературы	Примечание, состояние эксплуатации
НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ					
Строительные материалы					
<i>Глины кирпичные</i>					
П-2	33	Брединское	К	26	Эксплуатируется
<i>Песок строительный</i>					
П-2	34	Брединское	К	27	Разведано
П-2	35	Брединский участок, Восточная залежь	К	35	Разведано

Список проявлений (П), пунктов минерализации (ПМ) полезных ископаемых, шлиховых ореолов (ШО), первичных геохимических ореолов (ПГХО) и геофизических (ГА) аномалий, показанных на карте полезных ископаемых листа N-41-XXXI Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000

Индекс клетки	Номер на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола и потока	Номер по списку использованной литературы	Тип объекта, краткая характеристика
ГОРЮЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ				
Твердые горючие ископаемые				
<i>Уголь каменный</i>				
I-2	14	Камышлы	21	П. Скв. 3004 в инт. 71,7-76,5 м вскрыла угли брекчированные с жилками карбоната и пленками пирита (до 10%). Уголь ультраклареновый, зольный, энергетический
I-2	31	К востоку от Рамеевского месторождения	21	П. В песчаниках брединской свиты пласты угля нерабочей мощности
II-2	19	В 5 км на ЮЗ от пос. Бреды	28	П. Среди песчаников и аргиллитов брединской свиты на глубине 40-48 м, вскрыты 3 пласта угля нерабочей мощности (0,1-0,15 м)
II-2	22	Коряжинское	28	П. В песчаниках и аргиллитах брединской свиты выявлено 3 угольных пласта. Зона низких электросопротивлений, тождественная зоне над Брединским месторождением
МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ				
Черные металлы				
<i>Железо</i>				
I-2	19	Бессоновское	28	П. В отложениях синарской свиты выделено 5 тел глиноземистых бурых железняков на площади 60 тыс. м ² . К югу 3 скважины вскрыли обломочно-кавернозные бурые железяки. В них содержание окиси железа - 29-39%, окиси марганца - до 1,1%. Мощность тела 5,4 м, глубина залегания - 68-104 м, площадь 28 тыс. м ² , ресурсы железа - 0,5 млн т, общие, вероятно, не более 2 млн т
I-3	3	На СВ от раз. Камышлы в 3 км	28	ПМ. В зоне тальково-карбонатных и хлорит-тальковых метасоматитов западного эндоконтакта Гогинского массива два прослоя магнетита мощностью 0,1-0,2 м на расстоянии 500 м, иногда в виде гребневидных выходов. Магнетит в зернах до 1 см, отмечаются турмалин и мусковит
I-3	10	В 4 км на юг от пос. Заозерный	28	ПМ. На контакте дайки гранитов с базальтами кайрактинской толщи отмечаются эпидот-гранатовые скарны с вкрапленностью магнетита. На площади 150х200 м - обломки мартита, магнетита, бурого железняка
II-2	30	В 2,5 км на юг от пос. Маяк	28	ПМ. Среди гнейсово-мигматитовой толщи (гранат-силлиманит-биотитовые гнейсы, амфиболиты, их мигматиты) 5 тел магнетит-тремолитовых пород мощностью 1; 1,8; 3,2; 20 и 2 м
<i>Хром</i>				
I-2	1	Гулинское, залежь 1	28	П. В старательском карьере на глубине 1,5 м массивные среднезернистые руды, с содержанием окисей хрома 51,4%, железа - 16,1%, алюминия - 12,1%, кремния - 4,1%, магния - 14,2%
I-2	17	Гулинское, залежи 2, 3, 4	28	П. В канавах и карьерах вскрыты мелкие тела массивных и вкрапленных руд мощностью до 2,0 м
I-2	25	Гулинское, залежи 5-15	28	П. На протяжении 5 км в восточном эндоконтакте Гулинского (Могутовского) массива в канавах, дудках и карьерчиках вскрыты рудные тела вкрапленных и массивных хромитовых руд, залегающие в выветрелых серпентинитах. Длина тел 1,5-40 м, мощность - 1-2 м, содержание в рудах окиси хрома составляет 20-51%, железа - 13-17%, алюминия - 11-21%

Индекс клетки	Номер на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола и потока	Номер по списку использованной литературы	Тип объекта, краткая характеристика
III-2	5	В 8 км на восток от раз. Наследницкий	21	П. В западном эндоконтакте Каменнодольского массива на протяжении 4 км встречаются обломки массивных и вкрапленных хромитовых руд
Цветные металлы				
<i>Медь</i>				
I-2	13	В 2-5 км на юг от пос. Боровое	10	ПГХО. В 3 скважинах, пробуренных через 200 м по широтному профилю, содержание меди составляет 0,5; 0,7 и 0,2%, цинка - до 0,1%, бария - до 0,3%. Субстрат - известняки биргильдинской толщи
I-2	32	В 4 км на юг от пос. Заозерный	10	ПГХО. В выветрелых и измененных отложениях брединской свиты, на 3 км к югу от Сулеймановского месторождения золота, по 6 скважинам протягивается ореол с содержаниями меди - 0,1-0,5%, вольфрама в 3 скважинах - до 0,03%, цинка и мышьяка - 0,1%, кобальта в южной скважине - 0,2% и ртути - 0,002%
I-2	33	В 2,5 км на СВ от пос. Светлые Озера	10	ПМ. В коре выветривания известняков биргильдинской (?) толщи содержание меди 0,5%, цинка - 0,2%
I-3	1	В 5 км на восток от пос. Боровое	10	ПМ. Развалы кварца с примазками малахита
III-2	7	т. 2980	33	ПМ. В брекчированном кварце с пленками окислов марганца, малахита и остатками халькопирита из жилы мощностью 1 м и длиной более 50 м, залегающей в метакварцитах брединской свиты, содержание меди составляет 0,5%, свинца и кобальта - 0,3%, никеля - 0,1%, бария - 0,6%, марганца >1%, фосфора - 0,8%, лития - до 0,015%
III-3	2	Скв. 747	33	ПМ. На инт 27-31 м в обохренной коре выветривания метасоматитов с вкрапленностью пирита содержание меди до 0,1%. Метасоматиты по субвулканистам среди терригенных отложений
III-4	3	Скв. 729	33	ПМ. На глубине 7-31 м в коре выветривания (?) известняков (D ₂ ?) обломки бурых железняков. Содержание меди до 0,1%, мышьяка и сурьмы - до 0,01%
<i>Цинк, свинец</i>				
I-2	11	Южно-Боровой, в 2 км на юг от пос. Боровое	28	ПМ. В зоне брекчий по известнякам биргильдинской толщи, в цементе отмечаются скопления и гнезда сфалерита, галенита, церуссита. Содержание цинка достигают до 18%, свинца - до 14%, золота - до 0,07 г/т. Ресурсы категории P ₂ : 604 тыс. т цинка, 254 тыс. т свинца и 202 т серебра
<i>Цинк</i>				
III-3	1	т. 2764, в 7 км на ЮЮЗ от пос. Комсомольский	33	ПМ. В филлитовидных динамосланцах зона мощностью 5-7 м, с лимонитизацией и кварцевыми прожилками. Содержание цинка до 0,2%, фосфора - 0,5%, бериллия - 0,001%, меди - 0,02%
<i>Никель (кобальт)</i>				
I-2	23	Березовское, в 3 км на ЮЗ от пос. Светлые озера	28	П. В нонtronитовых корах Березовского массива залежи шириной до 200 м, протяженностью до 1,5 км, мощностью 2-12 м, с содержанием никеля 0,2-0,74%, кобальта - 0,1-0,3%. В зоне охр никеля 0,5-0,84%, кобальта - до 0,2%. Ресурсы (P ₁ +P ₂) никеля - 68 тыс. т, кобальта - 6,7 тыс. т
I-2	24	Березовское-2	28	П. В западной части Гулинского массива, южнее Березовского проявления (I-2-23) выявлены нонtronитовые коры выветривания площадного, линейного и линейно-контактового типов. Содержание никеля, как правило, не превышает 0,7%
I-3	8	В 4 км на восток от пос. Княжеский	33	ПГХО. В скв. 804, 806. На глубине 11-23 м в нонtronитовой (зеленой) коре по ультрамафитам подольского комплекса содержание никеля до 0,2%, кобальта - 0,06%
II-2	12	В 4 км на СВ от пос.	28	П. В нонtronитовых корах Восточно-

Индекс клетки	Номер на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола и потока	Номер по списку использованной литературы	Тип объекта, краткая характеристика
		Маяк		Каменнодольского массива на глубинах 29-35 м в залежи мощностью 2 м содержание никеля 0,8%, кобальта - 0,06%
II-2	32	В 5 км на ЮВ от пос. Маяк	28	ПМ. В нонтронитах на глубине 1,5-11,5 м содержание никеля 0,74%, кобальта - 0,045%
III-2	12	т. 2810	33	ПМ. Обломки окварцованных метагаббро (?) с лимонитом содержат никеля и хрома до 0,2%, кобальта - 0,15%, бария и марганца - 0,3%, церия - 0,02%
IV-1	1	В 5 км на СЗ от пос. Павловка	28	ПМ. Никеленосные нонтронитовые коры выветривания небольшой мощности на небольшом массиве серпентинитов успеновского комплекса
<i>Кобальт</i>				
I-2	27	т. 2798	33	ПМ. Жилы кварца в зоне шириной 30 м с лимонитом. Содержание кобальта 0,2%, марганца - 1%, бария - 0,15%, мышьяка - 0,01%, циркония - 0,015%
I-4	3	Скв. 950	33	ПМ. В скважине 950 в интервале 11-31 м, в коре выветривания метасоматитов по гранитоидам комплексысайского комплекса с обломками кварца с эпидотом содержание кобальта достигает 0,04%, марганца - 0,8%, бария - 0,2%, фосфора - 0,1%, лантана - 0,01%, вольфрама - 0,002%
III-4	2	Скв. 861, 863	33	ПГХО. В коре выветривания с лимонитом по серицит-хлорит-кварцевым метасоматитам с пиритом на глубине 2-7 м содержание кобальта 0,02%, марганца - 0,2%
IV-1	3	т. 2881	33	ПМ. В криптозернистых кварцитах маячной свиты с пленками лимонита и псиломелана содержание кобальта составляет 0,1%, марганца - 1%, иттрия, лантана, церия, циркония - до 0,01-0,02%, бария - 0,4%
IV-2	1	т. 2910	33	ПМ. В вишнево-бурых сланцах с прожилками кварца и лимонитов в зоне разлома с телами гипербазитов содержание кобальта 0,3%, марганца - 1%, бария - 0,1%, церия и циркония - 0,03%
<i>Молибден</i>				
I-1	1	т. 2832	33	ПМ. В кварцевых жилах мощностью до 1,5 м среди сланцев рымникской свиты гнезда лимонита по сульфидам. Содержание молибдена 0,004%, бериллия и вольфрама - 0,001%, мышьяка, марганца и фосфора - по 0,1%
<i>Вольфрам</i>				
II-3	1	Скв. 737	33	ПМ. В зеленой коре выветривания по базальтам жетькольской толщи зоны с лимонитом и бурыми железняками. В интервале 31-39 м содержание вольфрама достигает 0,03%, мышьяка и сурьмы - до 0,01%, в интервале 1-3 м кобальта и марганца - до 0,2%
III-1	5	Скв. 959, 961	33	ПГХО. На глубинах 23-35 и 55-75 м, в корях выветривания бурых песчаников маячной и брединской свит с обломками бурых железняков содержания вольфрама и молибдена достигают до 0,002%, мышьяка - до 0,015%, серебра - до 0,5 г/т
<i>Олово</i>				
II-1	1	В 5-9 км на ЮЗ от пос. Рымникский	28	ПГХО. В северо-восточной части Башкироводольского массива гранитов жилы пегматитов кварц-полевошпатового состава с касситеритом до 6 г/м ³ церусситом и цирконом
II-1	2	Башкироводольская россыпь	15, 28	ШП. Элювиально-делювиальная россыпь (шлиховой поток) длиной около 1 км с содержанием касситерита 0,19 кг/т и до 3,6 кг/т
Редкие металлы, рассеянные и редкоземельные элементы				
<i>Бериллий</i>				
I-2	36	т. 2948	33	ПГХО. Среди измененных песчаников и алевролитов маячной (?) свиты с линзами зеленых метакварцитов, прожилками кварца и зонами лимонитизации, на

Индекс клетки	Номер на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола и потока	Номер по списку использованной литературы	Тип объекта, краткая характеристика
				протяжении 500 м в карьере и канаве содержание бериллия - до 0,003%, мышьяка - 0,03%, кадмия - до 0,003%, марганца и фосфора - 0,1%
I-4	1	Скв. 899-901	33	ПГХО. В коре выветривания гранитов и гнейсов кусаканской толщи с прожилками кварца, с лимонитом и гранатом (?), на глубине 4-31 м, содержание бериллия достигает 0,008%, ниобия - 0,005%
IV-1	6	т. 2876	33	ПМ. В катаклазированных бурых песчаниках еманжелинской свиты вкрапленность карбонатов и лимонита. Содержание бериллия - 0,002%, вольфрама - 0,001%, марганца и фосфора - 0,4 и 0,6%
IV-1	7	т. 2873	33	ПМ. В микрокварцитах штокверк жилок кварца с лимонитом. Содержание бериллия до 0,0015%, вольфрама - 0,002%, мышьяка - 0,3%, сурьмы - 0,003%, фосфора - 0,15%
IV-1	13	т. 2868	33	ПМ. В микрокварцитах прожилки брекчированного кварца на лимонитовом цементе. Мощность кварцитов до 7 м, протяженность более 500 м. Содержание бериллия до 0,0015%, мышьяка - 0,15%, фосфора - 0,1%
<i>Цирконий</i>				
III-4	1	Скв. 869-870	33	ПГХО. В дресвяной коре выветривания сланцев с бурым железняком, на глубине 7-15 м содержание циркония достигает 0,2%, ниобия - 0,0015%, титана - 0,2-0,6%, молибдена - до 0,001%. На забое скважин вскрыты мрамора, т.е. возможно это карстовые отложения
<i>Редкие земли</i>				
I-4	2	т. 3370	33	П. В овраге длиной 100 м вскрыта кора выветривания лимонитизированных катаклазитов белого, красного и черного цветов в виде полос (вертикальных) мощностью 1-3 м. В них содержание иттрия и церия - 0,2%, лантана - до 0,4%, иттербия - 0,015%, бария и марганца - до 0,15%
Благородные металлы				
<i>Золото</i>				
I-1	7	Корпусной колок	54	П. В кварцевых жилах и вмещающих березитах золота до 30,5 г/т, среднее на 20 м вскрытой скважиной мощности - 0,85 г/т. Аномальные концентрации (в %) Cu, Zn - до 0,2; Pb - 0,5; Mo - 0,07; W - 0,5. Длина жил до 250 м, мощность 0,3-1,5 м, длина зоны до 1 км
I-1	9	т. 2962	33	ПМ. В серицит-лимонит-кварцевых метасоматитах с прожилками кварца по породам рымникской свиты содержание золота достигает 0,15 г/т, мышьяка - 0,01%, марганца - 0,15%
I-2	4	Соломенное	28	П. В ожелезненных и рассланцованных углистых алевролитах брединской свиты вкрапленность пирита и халькопирита, пленки малахита. Мощность рудного тела 1,0 м, длина - 20 м, содержание по добыче 1930 года - 4 г/т
I-2	15	Скв. 86 (Колодезное)	28	П. В кварцевых жилах среди выветрелых углистоглинистых сланцев брединской свиты на инт. 2,5-4,8 и 15,2-17,2 м содержание золота 0,6-2,0 г/т. Дудки 1943 года до 27 м
I-2	28	Рамеевское	28	П. В песчаниках и аргиллитах брединской свиты кварцевые жилы с золотом, частично отработанные
I-3	2	Бугристое	28, 54	П. В скв. 39 в окварцованных алевролитах брединской свиты, в инт. 55-57,3 м содержание золота достигает 10-13 г/т; в инт. 73-75 и 76-77 м, в березитах по диоритам со штокверком прожилков кварца - 9-12 г/т; по скв. 140, 142, 144, в коре выветривания серицитовых метасоматитов по песчаникам и гранитоидам - 4-15,6 г/т
I-3	5	В 3 км на ЮВ от раз.	28	ПМ. В песчаниках и хлоритовых сланцах тугундин-

Индекс клетки	Номер на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола и потока	Номер по списку использованной литературы	Тип объекта, краткая характеристика
		Камышлы		ской толщи кварцевая жила с золотом
I-3	6	В 3,5 км на ЮВ от раз. Камышлы	28	ПМ. В песчаниках и хлоритовых сланцах брединской свиты кварцевые жилы с золотом
I-3	7	Княжеское	28	ПМ. В графитовых кварцитах и сланцах кусаканской свиты рифея золото-кварцевые жилы
I-3	9	В 2 км на ЮЗ от пос. Княженский	28	ПМ. Среди слюдистых сланцев кайрактинской толщи кварцевая жила с золотом
II-1	3	Рымникское	21	П. Россыпепроявление (непромышленная россыпь). В песчано-гравийных отложениях наурзумской свиты, вскрытых песчаным карьером, содержание золота составляет 50-500 мг/м ³ . Мощность песков до 3 м, площадь распространения на склоне долины р. Синташты до 2 км ² . Золотинки размером от 0,05×0,1 до 0,5×0,7 мм, окатаны
II-2	13	т. 2730	33	ПМ. В коре выветривания метасоматитов по известнякам зоны до 0,6 м вишнево-красные (аз. пад. 220°, угол 41°) с золотом до 0,2 г/т, мышьяка - 0,1%, сурьмы - 0,02%, вольфрама - 0,003%
II-2	14	Скв. 839	33	П. В коре выветривания измененных базальтоидов, с гнездами лимонита, на глубине 4-7 м содержание золота составляет 2 г/т; в инт. 11-15 м вольфрама - до 0,01%; в инт. 19-23 м бария - до 0,1%
II-2	16	Коряжный рудный	28	П. Золото-кварцевые жилы в рассланцованных породах брединской свиты
II-2	17	В 3 км на ЮЗ от пос. Маяк	28	ПМ. В алевролитах и аргиллитах брединской свиты серия жил кварца с промышленными содержаниями золота (по ковшовому опробованию)
II-2	18	В 6 км на ЮЗ от пос. Бреды	28	ПМ. Пирит из пород брединской свиты содержит золото до 5,7 г/т
II-2	21	т. 2689	33	ПМ. В бурых железняках с обломками кварца и сланцев брединской свиты содержание золота до 0,8 г/т, вольфрама - до 0,003%
II-2	27	В 8 км на юг от пос. Бреды	28	П. В алевролитах и аргиллитах брединской свиты кварцевые жилы с золотом, с промышленным содержанием по ковшовому опробованию
II-2	28	В 8,5 км на ЮЮЗ от пос. Бреды	28	ПМ. В алевролитах и аргиллитах брединской свиты жила кварца с золотом
II-4	1	Андреевское	28	П. Среди мраморов девона и вторичных кварцитов по ним - жилы кварца, вскрытые старателями. В отвалах щебня кварца содержание золота достигает 1,4 г/т
II-4	3	III-258	33	П. На инт. 0,3-3 м. Глины песчанистые со щебнем известняка, кварца, кремней, крупной (до 10 см) гальки кварца (карст?). Содержание золота 3 г/т. Ниже залегают желто-зеленые глины
III-1	3	т. 2926	3	ПМ. В известняках биргильдинской толщи выделяется зона лимонитизации, с концентрациями Au 0,15 г/т, Ag - 2 г/т, As - до 0,06%, P - до 0,3%
III-1	4	В 4 км на ЮВ от пос. Коряжный	28	П. В коре выветривания рассланцованных аргиллитов брединской свиты, на контакте с окремненными серпентинитами содержание золота достигает 4 г/т
III-1	6	Скв. 955	33	ПМ. В измененных метабазальтах (дайка) с вкрапленностью пирита в инт. 27-31 м содержание золота 0,05 г/т, мышьяка - 0,01%
III-1	8	Скв. 933	33	ПМ. В бурой коре выветривания серпентинитов на инт. 15-19 м золота 0,015 г/т; на инт. 27-31 м - 0,02 г/т. На инт. 15-35 м никеля до 0,3%, кобальта - 0,015%, марганца и хрома - до 0,3%
III-1	10	т. 2955, 2956	33	ПМ. В кварцевых жилах, среди обеленных филлитов рымникской свиты с гнездами лимонита содержание золота достигает 1 г/т, мышьяка - 0,1%, кобальта и вольфрама - до 0,006%. В 500 м на СЗ, в буграх пучения, кора выветривания метасоматитов с лимонитом и прожилками кварца содержит цинка 0,1%, кобальта - 0,01%, марганца - 0,1%

Индекс клетки	Номер на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола и потока	Номер по списку использованной литературы	Тип объекта, краткая характеристика
III-2	2	В 6 км на запад от пос. Новый	28	ПМ. В аркозовых песчаниках и рассланцованных аргиллитах с пиритом (?) брединской свиты залегает золото-кварцевая жила. Содержание золота в ней достигает 3 г/т
III-2	3	В 8 км на СВ от пос. Коряжный	28	П. Кварцевая жила и сеть прожилков кварца с золотом в промышленных концентрациях (до 3 г/т)
III-2	6	В 5 км на ЮВ от пос. Коряжный	28	П. В глинистых сланцах серия параллельных кварцевых жил с золотом в промышленных концентрациях (по ковшовому опробованию до 3 г/т)
III-2	13	т. 2808	33	ПМ. Бурые песчаники С ₁ с прожилками кварца и гнездами лимонита. Содержание золота 0,08 г/т, мышьяка - 0,5%, сурьмы - 0,01%, никеля - 0,1%, фосфора - 0,4%, серебра - 1,5 г/т. В 40 м на запад от карьера с серпентинитами Каменнодольского массива
III-3	5	т. 2784	33	ПМ. В кварце с лимонитом среди бурой коры выветривания содержание золота составляет 0,3 г/т, мышьяка - 0,01%, висмута - 0,00015%
III-4	4	Скв. 783	33	ПМ. В коре выветривания серицит-хлоритовых сланцев с прожилками кварца и гнездами бурого железняка в зоне контакта мраморов девона и базальтоидов на инт. 4-7 и 31-35 м содержание золота 0,1 г/т
III-4	5	Скв. 781	33	ПМ. В белой коре выветривания кремнистых сланцев (апокарбонатных) прожилки кварца с содержанием золота до 0,8 г/т на инт. 27-31 м
IV-1	2	т. 2880 (Поперечное)	33	П. В серицит-кварцевых сланцах с лимонитом, залегающих среди кварцитов, содержание золота составляет 3 г/т, серебра - 1 г/т, мышьяка - 0,02%, бериллия - до 0,0015%
IV-1	14	т. 2867	33	ПМ. В катаклазированных кварцитах по песчаникам булатовской толщи силура пятна лимонита. Содержание золота 0,06 г/т, мышьяка - 0,01%, сурьмы - 0,005%, серебра - 1 г/т, молибден - 0,0015%
НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ				
Оптические материалы				
<i>Кварц пьезоэлектрический</i>				
I-1	8	Восточно-Могутовское	34	П. В раздувах кварцевых жил мощностью до 3 м выделяются гнезда горного хрусталя. Длина жил до 200 м. Размер кристаллов до 1-7 см. Из 23,7 кг кристаллосырья (в одном гнезде до 6 кг) выделено 0,06 кг пьезосырья с выходом моноблоков 15%. выделено 0,06 кг пьезосырья с выходом моноблоков 15%
Химические сырье				
<i>Барит</i>				
IV-2	2	В 6 км на ЮВ от пос. Наследницкий	21	ПМ. Жила барита среди пород еткульской толщи
Керамическое и огнеупорное сырье				
<i>Пегматит керамический</i>				
IV-2	3	В 10 км на ЮЮЗ от пос. Наследницкий, т. 2991	2	ПМ. Среди гнейсов и гнейсогранитов нижнего протерозоя на площади 1х3 км выявлена серия жил микроклиновых мелкоблочных пегматитов. Мощность жил 1-4 м, длина до 100 м, насыщенность до 2-3 жил на 100 пог. м. Микроклин розовый в виде кристаллов и блоков составляет до 50% от жильной массы
Строительные материалы				
<i>Гранит</i>				
II-2	31	В 3 км на юг от пос. Маяк, т. 2838	33	П. Карьер 70х100х4 м, вскрывает граниты с жилами пегматита
<i>Мраморы</i>				
II-4	2	В 4 км на восток от пос. Андреевский, т. 2663	2	П. Карьер 70х100х3 м, вскрывает серые трещиноватые и массивные слоисто-брекчиевидные мраморы

Индекс клетки	Номер на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола и потока	Номер по списку использованной литературы	Тип объекта, краткая характеристика
III-3	3	В 9 км на запад от пос. Атамановский, т. 2774	2	П. На площади более 0,5х1,2 км обнажаются светло-серые слоистые средне-крупнозернистые мраморы, местами белые
III-3	4	В 4 км на запад от пос. Атамановский, т. 2774	2	П. Выходы серых слоистых мраморов
Прочие ископаемые				
<i>Гипс</i>				
I-2	34	В 2 км на восток от пос. Березовка	10	П. В глинах светлинской свиты миоцена стяжения гипса до 20 см в диаметре. Мощность пласта около 1 м. Частично отрабатывалось
<i>Кварцит</i>				
IV-1	4	В 3 км на север от пос. Павловка, т. 2950	33	П. В карьере 50х70х3 м под красными глинами (1-3 м) вскрыты темно-серые тонкозернистые кварциты с реликтами-линзами сланцев, песчаников, известняков

Таблица прогнозируемых объектов полезных ископаемых и их прогнозных ресурсов к листу Госгеолкарты-200 N-41-XXXI

№ 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*	Рекомендованные виды работ	Источник информации
Сосьвинско-Суудукская минерагеническая зона (1 W, Be, Au(gp, УБ)/PR₁-J₂									
1	Поперечинское месторождение (IV-1-8)		Железо	В скарнах по известнякам биргильдинской толщи до 40 линз магнетита с содержанием Fe до 52%, Cu до 0,1%	Предварительная разведка	P ₁	60	Детальная разведка	30
2	Южно-Боровое проявление (I-2-11)		Свинец Цинк Серебро	Среди известняков биргильдинской толщи зоны сульфидов с Pb до 14%, Zn до 18%, Ag до 73 г/т	Поиски 1 : 200 000	P ₂	250 600 200	Разведка	28
3	Могутовско-Рымникский прогнозируемый золоторудный узел (1.0.1)	75,6	Золото	Золото-кварцевые жилы и зоны среди отложений рымникской свиты, россыпи золота	ГДП-200	P ₃	41,8	ПО	54
4	Брединский золоторудный узел (1.0.3)	336	Золото	Золото-кварцевые жилы и зоны среди березитов по породам брединской свиты	ГДП-200	P ₂ P ₃	35,2 179	ПО	28
5	Синешиханское прогнозируемое поле (1.0.4)	90	Золото	Золото-кварцевые жилы и зоны среди пород брединской свиты	ГДП-200	P ₃	35,6	ПО	28
Троицко-Мариновская минерагеническая зона (2 Au, Cu, Ni(mu)/PR₁-MZ									
6	Княженский прогнозируемый золоторудный узел (2.0.1)	72	Золото	Золото-кварцевые жилы в сланцах кусаканской толщи	ГДП-200	P ₃	28	ПО	28
7	Андреевско-Атамановский прогнозируемый золоторудный узел (2.0.2)	139	Золото	Золото-кварцевые жилы среди пород жетыкольской толщи	ГДП-200	P ₃	65,6	ПО	28

* Железо – в млн т; свинец, цинк – в тыс. т; серебро и золото – в т.

Сводная таблица прогнозных ресурсов полезных ископаемых

Группа, подгруппа полезных ископаемых	Вид полезного ископаемого	Кол-во прогнозируемых объектов	Категория прогнозных ресурсов	Прогнозные ресурсы
Черные металлы	Железо	1 месторождение	P ₁	60 млн т
Цветные металлы	Свинец	1 проявление	P ₂	250 тыс. т
	Цинк	1 проявление	P ₂	600 тыс. т
Благородные металлы	Золото	1 узел	P ₂	35,2 т
		1 поле, 4 узла	P ₃	350 т
	Серебро	1 проявление	P ₂	200 т

Таблица впервые выявленных или переоцененных в ходе составления листа Госгеолкарты прогнозируемых объектов полезных ископаемых и их прогнозных ресурсов

№ п/п	Вид минерального сырья, наименование объекта и его индекс	Оценка ресурсов категориям (т)		Баланс ресурсов по результатам работ (+/-)	Рекомендуемые для лицензирования объекты и рекомендации по дальнейшим работам
		на начало работ	по результатам работ		
1	Золото. Могутовско-Рымникский узел (1.0.1)	-	41,8 (P ₃)	+41,8	ПО
2	Брединский узел (1.0.3)	35,2 (P ₂)	179 (P ₃)	+179	ПО
3	Синешиханское поле (1.0.4)	-	35,6 (P ₃)	+35,6	ПО
4	Княженский узел (2.0.1)	-	28 (P ₃)	+28	ПО
5	Андреевско-Атамановский узел (2.0.2)	-	65,6 (P ₃)	+65,6	ПО

Список петротипов, опорных обнажений, буровых скважин, показанных на геологических картах дочетвертичных и донеогеновых образований листа N-41-XXXI (Бреды) с клапаном N-41-XXXII

№ по карте	Характеристика объекта	№ источника по списку лит-ры, авторский № объекта
1	Скважина глубиной 100 м вскрывает метасоматически измененные отложения брединской свиты с золотоносными кварцевыми жилами	33, скв. 30
2	Скважина глубиной 173 м вскрывает отложения куртамышской и синарской свит и алапаевской толщи	38, скв. 2
3	Скважина глубиной 313 м вскрывает контакт рымникской и чулаксайской свит	54, скв. 183
4	Скважина глубиной 90 м вскрывает отложения суринской, архангельской и кузейской толщ	38, скв. 22
5	Скважина глубиной 259 м вскрывает разрез маячной свиты с прослоями оливиновых базальтов	54, скв. 23
6	Скважина глубиной 102 м вскрывает конглобрекчии брединской свиты. В гальках известняков - конодонты среднего девона	54, скв. 12
7	Скважина глубиной 100 м вскрывает разрез известняково-терригенной толщи	33, скв. 41
8	Каменнодольский массив, петротип каменнодольского комплекса	14
9	Скважина глубиной 23 м вскрывает отложения куртамышской свиты и известняково-терригенной толщи	33, скв. 770

Список опорных обнажений и буровых скважин, показанных на карте четвертичных образований листа N-41-XXXI (Бреды) с клапаном N-41-XXXII

№ на карте	Характеристика объекта	№ источника по списку литературы, авторский № объекта
1	Опорное обнажение невянского и полярноуральского горизонтов. Аллювиальные образования первой надпойменной террасы	33, обн. 4044
2	Опорное обнажение невянского и полярноуральского горизонтов. Аллювиальные образования первой надпойменной террасы	33, обн. 4062
3	Опорное обнажение аллювиальных образований русла, низкой и высокой пойм объединенных	33, обн. 4018
4	Опорное обнажение невянского и полярноуральского горизонтов. Аллювиальные образования первой надпойменной террасы	33, обн. 4004
5	Опорное обнажение североуральского надгоризонта, делювиальных образований	33, обн. 4073
6	Скважина, 43 м, вскрывает делювиальные образования среднего-верхнего неоплейстоцена	33, скв. 747
7	Скважина, 16 м, вскрывает элювиальные образования среднего-верхнего неоплейстоцена	33, скв. 746
8	Скважина, 99 м, вскрывает делювиальные образования	33, скв. 744
9	Скважина, 45 м, вскрывает элювиальные и делювиальные образования среднего-верхнего неоплейстоцена	33, скв. 740
10	Скважина, 43 м, вскрывает элювиальные и делювиальные образования среднего-верхнего неоплейстоцена	33, скв. 738
11	Скважина, 12 м, вскрывает североуральский надгоризонт. Делювиальные образования	33, скв. 774
12	Скважина, 11 м, вскрывает невянский и полярноуральский горизонты. Аллювиальные образования первой надпойменной террасы	33, скв. 773
13	Скважина, 39 м, вскрывает элювиальные и делювиальные образования среднего-верхнего неоплейстоцена	33, скв. 725
14	Скважина, 15 м, вскрывает аллювиальные образования русла, низкой и высокой пойм, объединенные	33, скв. 761
15	Скважина, 9 м, вскрывает невянский и полярноуральский горизонты. Аллювиальные образования первой надпойменной террасы	33, скв. 758
16	Опорное обнажение аллювиальных образований русла, низкой и высокой пойм, объединенных	33, обн. 4051
17	Опорное обнажение аллювиальных образований русла, низкой и высокой пойм, объединенных	33, обн. 4047
18	Скважина, 12 м, вскрывает североуральский надгоризонт. Делювиальные образования	33, скв. 896

Список пунктов, для которых имеются определение радиологического возраста пород и минералов, показанных на картах дочетвертичных и донеогеновых образований листа N-41-XXXI с клапаном N-41-XXXII

№ по карте	Наименование геологического подразделения	Метод определения	Возраст, млн лет	№ источника по списку лит-ры, авторский № пункта
1	Диориты второй фазы джабыгасайского комплекса. Княженский массив	Rb-Sr изохронный по валу, слюде и плагиоклазу	277,7±1,5	33, обн. 1161
2	Плагиограниты третьей фазы кокпектысайского комплекса. Северо-Андреевский массив	U-Pb микронзондовый по зернам цирконов (10 зерен)	конкордия по 11 определениям 342±1,6	33, скв. 39, глубина 54 м
3	Гранодиориты второй фазы кокпектысайского комплекса. Андреевский массив	U-Pb микронзондовый по зернам цирконов (10 зерен)	конкордия по 8 определениям 342±2, по 4 определениям 345±3*, по 4 определениям 336±3*	33, скв. 36, глубина 53 м

* При разновозрастных событиях.

Каталог важнейших археологических памятников и памятников природы, показанных на листе N-41-XXXI (Бреды) с клапаном N-41-XXXII

№ на схеме	Вид памятника	Краткая характеристика
1	Ботанический	Брединский бор
2	Ботанический	Боровской бор
3	Геоморфологический	Гора Маячная
4	Общегеологический	Обнажение с древней фауной (стратотип маячной свиты)
5	Археологический. Памятники древней культуры	Княженка (могильник курганный-1)
6	Археологический. Памятники древней культуры	Княженка (поселение 3)
7	Археологический. Памятники древней культуры	Княженка (могильник курганный-16)
8	Археологический. Памятники древней культуры	Комаровка (могильник курганный)
9	Археологический. Памятники древней культуры	Рымникские курганы «Шишка»
10	Археологический. Памятники древней культуры	Поселение Рымникское II
11	Археологический. Памятники древней культуры	Поселение Рымникское I
12	Археологический. Памятники древней культуры	Городище Синташта
13	Археологический. Памятники древней культуры	Городище Левобережное
14	Археологический. Памятники древней культуры	Могильник Андреевский-1
15	Археологический. Памятники древней культуры	Городище Андреевское-1
16	Археологический. Памятники древней культуры	Городище Ягодный Дол
17	Археологический. Памятники древней культуры	Могильник Берсуат
18	Биологический	Брединский государственный природный биологический заказник
19	Общегеологический	Скальные выходы серпентинитов каменнодольского массива, петротипа одноименного комплекса
20	Археологический. Памятники древней культуры	Байтук (поселение 1)
21	Археологический. Памятники древней культуры	Байтук (могильник курганный-2)

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	4
ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ.....	7
СТРАТИГРАФИЯ	15
ИНТРУЗИВНЫЙ МАГМАТИЗМ.....	45
ТЕКТОНИКА	60
ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ.....	72
ГЕОМОРФОЛОГИЯ	76
ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ	81
ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ И ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ РАЙОНА	97
ГИДРОГЕОЛОГИЯ.....	103
ЭКОЛОГО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА	108
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	110
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ	111
<i>Приложение 1.</i> Список месторождений полезных ископаемых, показанных на карте полезных ископаемых листа Государственной геологической карты Российской Федерации N-41-XXXI масштаба 1 : 200 000	114
<i>Приложение 2.</i> Список месторождений полезных ископаемых, показанных на карте четвертичных образований листа N-41-XXXI Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000.....	116
<i>Приложение 3.</i> Список проявлений (П), пунктов минерализации (ПМ) полезных ископаемых, шлиховых ореолов (ШО), первичных геохимических ореолов (ПГХО) и геофизических (ГА) аномалий, показанных на карте полезных ископаемых листа N-41-XXXI Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000	117
<i>Приложение 4.</i> Таблица прогнозируемых объектов полезных ископаемых и их прогнозных ресурсов к листу Госгеолкарты-200 N-41-XXXI.....	124
<i>Приложение 5.</i> Сводная таблица прогнозных ресурсов полезных ископаемых.....	125
<i>Приложение 6.</i> Таблица впервые выявленных или переоцененных в ходе составления листа Госгеолкарты прогнозируемых объектов полезных ископаемых и их прогнозных ресурсов....	126
<i>Приложение 7.</i> Список петротипов, опорных обнажений, буровых скважин, показанных на геологических картах дочетвертичных и донеогеновых образований листа N-41-XXXI (Бреды) с клапаном N-41-XXXII.....	127
<i>Приложение 8.</i> Список опорных обнажений и буровых скважин, показанных на карте четвертичных образований листа N-41-XXXI (Бреды) с клапаном N-41-XXXII.....	128
<i>Приложение 9.</i> Список пунктов, для которых имеются определение радиологического возраста пород и минералов, показанных на картах дочетвертичных и донеогеновых образований листа N-41-XXXI с клапаном N-41-XXXII.....	129
<i>Приложение 10.</i> Каталог важнейших археологических памятников и памятников природы, показанных на листе N-41-XXXI (Бреды) с клапаном N-41-XXXII.....	130